

М.Д. ГРОДЗИНСЬКИЙ

ОСНОВИ ЛАНДШАФТНОЇ ЕКОЛОГІЇ

Затверджено Міністерством
освіти України як підручник
для студентів вузів,
які вивчають дисципліни
«Ландшафтна екологія»
і «Ландшафтознавство»

КИЇВ

«ЛИБІДЬ»

1993

ББК 26.82я73+28.081я73

Г86

УДК 911.2—577.4—631.6/477/

*Розповсюдження та тиражування
і без офіційного дозволу
видавництва заборонено*

Рецензенти: професори *П. Г. Шищенко, Л. М. Горєв*
Головна редакція літератури з природничих та технічних наук
Головний редактор *Л. В. Маришева*
Редактор *Я. П. Манойло*

Гродзинський Д. М. I
Г86 Основи ландшафтно́ї екології: Підручник.— К. : Либідь I
1993.— 224 с. i
ISBN 5-325-00377-1.

У підручнику на основі синтезу концепцій сучасного ландшафтознавства та загальної екології викладено основні теоретичні й методологічні положення цієї науки, наводиться коротка історична довідка з розглядуваної проблеми, а також дається характеристика основних літературних джерел. Особлива увага приділяється висвітленню змісту та специфіки ландшафтно́ї екології, її співвідношення з іншими дисциплінами.

Для студентів вищих навчальних закладів, які вивчають дисципліни «Ландшафтна екологія» і «Ландшафтознавство».

1502016000-118
Г_____БЗ 15-2-93 ББК 26.82я73+28.081я73
224-93

Підручник

Гродзинський Михайло Дмитрович

ОСНОВИ ЛАНДШАФТНОЇ ЕКОЛОГІЇ

Художник обкладинки *В. Г. Самсонов*. Художній редактор *Т. О. Шур*. Технічний редактор *Т. М. Пихота*. Коректори *А. В. Дрожджина, З. П. Чиркова, М. Г. Єхлакова*

Здано до набору 08.06.93. Підп. до друку 27.10.93. Формат 60х84/16. Папір друк. №2
- Літ. гарн. Вис. друк. Ум. друк. арк. 13,02. Ум. фарбовіб. 13,37. Обл.-вид. арк. 14,69
Вид. № 3457. Зам № 3-706.

Видавництво «Либідь» при Київському університеті, 252001 Київ, Хрещатик, 10- Київська книжкова друкарня

ISBN 5-325-00377-1 © М. Д. Гродзинський, 1993

ПЕРЕДМОВА

У підручнику викладено фундаментальні теоретичні положення ландшафтної екології. Питання методики ландшафтно-екологічних досліджень, застосування її принципів та методів до вирішення практичних завдань розглядаються в курсах «Методи ландшафтно-екологічних досліджень», - «Математичні методи в ландшафтній екології», «Ландшафтно-екологічні основи проектування». Тому ці аспекти ландшафтної екології в підручнику висвітлено лише в тому обсязі, який був необхідний для кращого розуміння суті та можливостей практичного застосування базових концепцій./ цієї науки.

Ландшафтна екологія—молода наука, що (Переживає етап бурхливого розвитку. Поглиблюються її базові теоретичні концепції, народжуються нові, критично переглядаються існуючі, активно залучаються положення суміжних наук, передусім ландшафтознавства та екології, розширюються сфери ландшафтно-екологічних досліджень та їх практичних застосувань. Усе це зумовлює появу в ландшафтній екології численних ідей та теоретичних положень, які ще недостатньо апробовані або не встигли здобути широкого визнання, проте в найближчому майбутньому можуть стати ключовими у цій науці. Узгодити та систематично викласти різноманітні концепції, наукові проблеми й напрями їх розробки різними науковими школами ландшафтної екології досить складно. Так чи інакше це пов'язано з особистими уявленнями науковця про суттєвість та перспективність окремих положень науки. Тому на відборі проблем, розглянутих у підручнику, повноті та аспектах їх висвітлення позначається авторське розуміння ландшафтної екології та її перспектив.

Автор намагався насамперед викласти загальні положення та концепції ландшафтної екології, які є базовими для неї і здебільшого однозначно сприймаються науковцями. Окремі нові проблеми та концепції їх розробки розглянуто лише в загальних рисах, хоч, безумовно, вони заслуговують на більшу увагу. Деякі дискусійні положення та зовсім нові питання ландшафтно-екологічного аналізу в підручнику не розглядаються взагалі. Автор сподівається, що,

Засвоївши фундаментальні положення ландшафтної екології, студенти будуть у змозі розібратись і в її окремих питаннях часткового характеру, а, можливо, запропонують свої власні оригінальні підходи до їх вирішення, що в наш час якраз і потрібно.

Цей підручник з ландшафтної екології — перший не тільки в Україні, а й у слов'яномовних країнах взагалі. Структурно він складається з двох частин. У першій (гл. 1—8) викладено базові положення ландшафтної екології, у другій (гл. 9—11) —теоретичні проблеми та концепції, на основі яких вирішуються прикладні питання цієї науки.

Ілюстрації в усіх випадках, де не вказано їх джерело, розробив автор. З методичних міркувань більшість карт і графічних матеріалів наведено для одного регіону — північної частини Керченського півострова. Завдяки цьому на конкретному прикладі можна простежити логіку та послідовність ландшафтно-екологічного аналізу.

Глава 1. ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ ЯК НАУКА

§ 1.1. ПРИРОДНІ СИСТЕМИ. ЛАНДШАФТНИЙ ТА ЕКОЛОГІЧНИЙ ПІДХОДИ ДО ЇХ АНАЛІЗУ

Поняття природної системи. Під природною системою будемо розуміти певну множину елементів природного походження, існуючі зв'язки між якими зумовлюють прояв природи в таких якостях та реалізації нею таких функцій, які без взаємодії елементів були б неможливими.

Природні системи надзвичайно різноманітні. Серед них виділяються такі, до складу яких входять елементи з усіх компонентів природного середовища, а саме: маси земної кори, атмосфери, поверхневих та ґрунтових вод, ґрунту, рослинного, тваринного світів та мікроорганізмів. До цього класу природних систем, які можна назвати полігеокомпонентними, належать: геосистеми — предмет сучасного ландшафтознавства (вчення про геосистеми), екосистеми — предмет екології, біогеоценози — предмет біогеоценології. На планетарному рівні полігеокомпонентні системи вивчають загальне землезнавство (предметом його вивчення є географічна оболонка) та глобальна екологія (її предмет — біосфера).

Ландшафтна екологія досліджує полігеокомпонентні природні системи переважно топічного та регіонального рівнів (у діапазоні масштабів 10^{-1} — 10^5 км²). Історично склалися два основні наукові підходи до пізнання таких систем — ландшафтний та екологічний. Результатом їх синтезу і став ландшафтно-екологічний підхід.

Ландшафтний підхід — концепція природного територіального комплексу. Для ландшафтного підходу до дослідження природної реальності характерне уявлення простору як сукупності територіальних одиниць, у межах яких компоненти природного середовища (геокомпоненти) протягом тривалого розвитку пристосувались один до одного, тісно взаємопов'язані і являють собою єдине ціле. Як ціле реагують вони і на зовнішні впливи, зокрема антропогенні. Такі територіальні одиниці в класичному ландшафтознавстві називаються природними територіальними комплексами (ПТК), а за термінологією школи В. Б. Сочави — геосистемами.

Характерною особливістю концепції ПТК-геосистеми є акцентація на територіальності цих систем. ПТК сприймається ландшафтознавцем насамперед як певна ділянка земної поверхні, яка

виділилась у процесі тривалого взаємоприспосовування геокомпонентів і відрізняється від інших таких ділянок якісним складом геокомпонентів та характером зв'язків між ними. Територіальність ландшафтного підходу зумовила розвиненість картографічних методів у його методичному арсеналі. Карта — невід'ємний інструмент ландшафтних досліджень, тоді як для екології вона рідкісний, швидше — навіть екзотичний інструмент.

Важливою рисою ландшафтного підходу є положення про ієрархічність ландшафтно-територіальної структури. Виходячи з цього, виділяються ПТК різних рангів — від елементарного (далі неподільного) до більш складних, аж до географічної оболонки в цілому. Обґрунтовано таксономічний ряд ПТК та критерії виділення ПТК різних рангів. В екології ця проблема практично не розроблялася.

Для ландшафтознавства, особливо радянського періоду, при аналізі взаємозв'язків між геокомпонентами властива значна увага до генетичної суті ПТК (характерне, наприклад, намагання встановити, який ґрунт пов'язаний з даною геологічною породою в умовах певного клімату і чому; чому саме це рослинне угруповання росте на даному ґрунті, а не на іншому і т. п., при цьому тривалий час питання «а в який саме спосіб цей зв'язок реалізується в сучасних умовах» ландшафтознавці розглядали як другорядне). Оскільки генезис ПТК багато в чому визначається його геологічною будовою та рельєфом, аналіз геолого-геоморфологічних особливостей ПТК набуває особливого значення.

У сучасному ландшафтознавстві проявляється значний інтерес до динаміки геосистем. Багато теоретичних концепцій та методів їх дослідження В. Б. Сочава та А. А. Краукліс запозичили з екології (концепції клімаксу, сукцесійних рядів, методи ординації), проте ці положення зазнали суттєвої трансформації і фактично є ландшафтно-екологічними. Характерною особливістю власне ландшафтного підходу до аналізу динаміки є дослідження фізико-географічних процесів та їх ролі в зміні ПТК. Більше уваги приділяється фізичним процесам (стоку, транспірації, тепловим потокам), якими займається геофізика ландшафту, а також міграції-акумуляції хімічних речовин (геохімія ландшафту). Біопродукційні процеси вивчаються переважно не з процесного, а з просторового погляду. Фітоценотичні процеси (конкуренція, аллопатія тощо), мікробіологічні і особливо зооценотичні в рамках ландшафтного підходу аналізуються надто поверхово.

Слід акцентувати увагу на принциповій особливості концепції ПТК-геосистеми. Хоч переважна частина ландшафтознавців і визнає неоднаковість значення різних геокомпонентів у формуванні та динаміці геосистеми, проте жодного з них не розглядають як її деякий центр. Модель геосистеми поліцентрична (рис. 1), у

ній немає ядра, на яке впливали б усі інші компоненти, що розглядаються як його периферія.

Екологічний підхід — концепція екосистеми. Під екологічним сприймається декілька різних підходів, які відрізняються між собою залежно від того, що розуміється під екологією та її предметом. Певної визначеності в цьому питанні, як це було до 70-х років (екологія—наука про взаємозв'язки живих організмів з навколишнім середовищем; її предмет — екосистема), уже немає. Знач-

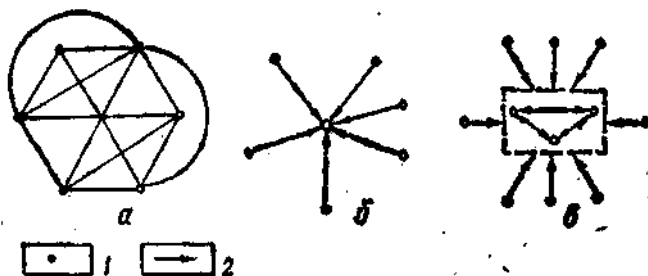


Рис. 1. Принципові моделі гео- та екосистеми (за В. С. Преображенським, 1972 з доповненнями):

a—модель геосистеми; *б* — модель екосистеми (аутекологічний підхід); *в* — модель екосистеми (синекологічний підхід). 1—гео-компоненти; 2 — зв'язки між ними

на частина науковців, а надто громадськість, під екологією, екологічним підходом розуміють вирішення всього комплексу питань, пов'язаних із взаємодією людини з навколишнім середовищем, включаючи правові, інженерно-технологічні, етичні та багато інших аспектів цієї проблеми. Екологія при цьому уявляється не як цілісна наука, а як деяка ідеологія, принцип, який має пронизувати всі науки та сфери людської діяльності. Термін «екологія» в такому трактуванні витіснив громіздке словосполучення «раціональне використання, збереження та охорона природи», навіть змістовно ширший за нього, а екологічний підхід, який базується на такому розумінні екології, близький до природоохоронного при широкому розумінні охорони природи.

Такий підхід можна назвати еколого-природоохоронним. Він має бути атрибутом більшості природничих та гуманітарних наук, і його основна мета полягає в розробленні конкретних рішень, які за певних господарських, технологічних та інших дій суспільства унеможливлювали б порушення рівноваги природних систем, знаходилися б у відповідності з загальними природними закономірностями. За еколого-природоохоронного підходу ці закономірності враховуються, проте в широкому теоретичному плані спеціально не досліджуються.

Це завдання вирішується в рамках науково-екологічного підходу, який ґрунтується на концепції екосистеми. Як і геосистему, її складають ті самі геокомпоненти, проте в більшості визначень екосистеми явно або посередньо вказується на те, що один з геокомпонентів відіграє в ній роль центру («хазяїна»), а решту розглядають як його периферію («дім», «середовище»), тобто як компоненти, вплив яких на «центр» екосистеми визначають його стан і взагалі можливість існування. На відміну від моделі геосистеми, класична модель екосистеми моноцентрична (див. рис. 1).

Залежно від мети дослідження в ролі «центру» екосистеми виступають різні компоненти, причому не тільки природного середовища (виділяють, наприклад, екосистему міста). Проте для екологічного підходу характерний біоцентризм, тобто виділення та аналіз екосистем, центром яких є окремі представники виду (аут-екологічний підхід), певна популяція (популяційно-екологічний підхід) або ж сукупність організмів різних видів (синекологічний підхід). Концептуальний зміст моделі екосистеми не зміниться, якщо в її центрі поставити не біокомпонент, а будь-який інший, наприклад, ґрунт. У цій можливості криється значний методологічний потенціал екосистемної моделі.

У моно- та поліцентричності ряд дослідників вбачають принципovu різницю відповідно між еко- та геосистемами. З таким твердженням, висловленим японським ученим М. Нумата (1966), а згодом і В. С. Преображенським, можна було б погодитись, якби сучасні екологічні дослідження й надалі ґрунтувались на моноцентричній моделі екосистеми. Але з широким розвитком експериментальних екологічних досліджень, імітаційного моделювання екологія вийшла з рамок класичної моноцентричної моделі. І хоч біоцентричні традиції екологічного підходу до аналізу природних систем зберігаються, сучасні уявлення екологів щодо принциповой структури екосистеми близькі до концепції геосистеми.

Характерною особливістю екосистеми є її позаранговість. Як екосистему можна розглядати і окрему краплину води, і озеро, і територію з невизначеними межами, яку займає певна популяція. З цією особливістю пов'язана другорядність територіального аспекту в екологічному аналізі. Для нього більш важливим є не межі та розміри екосистеми, а процеси, які в ній відбуваються. При цьому значна увага приділяється біотичним процесам, а з абіотичних аналізуються переважно ті, що безпосередньо пов'язані з «центром» екосистеми. Зв'язки між елементами, що належать до периферії екосистеми, нерідко нехтуються. При аналізі компонентів екосистеми акцент робиться не стільки на їх властивостях, генезисі, будові, скільки на функціях, які вони відіграють в екосистемі. Пріоритет функціонального аспекту аналізу екосистеми визначає і способи її декомпозиції на структурні частини (продуценти— консументи — редуценти та ін.), зв'язки між ними

(трофічні, консортивні та ін.), вибір параметрів, які описують екосистему тощо.

При вивченні впливу зовнішнього середовища на екосистеми звертають увагу переважно на оцінку можливостей їх існування та ефективності функціонування в різних діапазонах дії факторів. На цій основі розроблено ряд конструктивних концепцій — лімітуючого фактора, екологічної ніші, а також методи градієнтного аналізу. З нею також пов'язана традиційна для екології більша увага до ординації, ніж до класифікації екосистем.

§ 1.2. ЛАНДШАФТНО-ЕКОЛОГІЧНИЙ ПІДХІД. ВИЗНАЧЕННЯ ЛАНДШАФТНОЇ ЕКОЛОГІЇ

Інтеграція ландшафтного та екологічного підходів. Інтеграція різних наук або наукових підходів виправдана і врешті-решт відбувається при виконанні трьох умов: принципової можливості інтеграції, її доцільності та приблизно однаковим рівнем розвитку та ступенем загальності контактуючих наук.

Принципова можливість інтеграції ландшафтного та екологічного підходів в один — ландшафтно-екологічний зумовлена спільним об'єктом аналізу (полігеокомпонентні природні системи), близькістю базових концепцій (гео- та екосистеми), спільними принциповими науковими завданнями (пізнання взаємодії компонентів природи між собою та з людиною), спільністю основних завдань прикладної орієнтації (обґрунтування рішень з оптимізації взаємодії суспільства і природних систем), подібністю багатьох методів досліджень.

Доцільність інтеграції. Інтеграція доцільна в тому випадку, коли в кожній з контактуючих наук є коло питань, розробка яких однією наукою наштовхнулася на труднощі, тоді як в іншій науці для вирішення цих питань розроблено ефективні концептуальні та методичні підходи. Саме таких питань багато і в ландшафтознавстві, і в екології. В екології це насамперед питання просторового аналізу, які в цій науці майже не розглядались, а ландшафтознавство тут має багаті традиції. Для ландшафтознавства «кризовими» є теоретичні питання динаміки геосистем, до розв'язання яких необхідно залучити концепції екології. Загалом у екології та ландшафтознавстві є багато взаємодоповнюючих концепцій, теоретичних положень, методів, із синтезом яких пов'язане формування теоретичного базису ландшафтної екології. У табл. 1 наведено основні питання аналізу природних систем, відмінності між ландшафтним та екологічним підходами до їх розробки та ті із складових цих підходів, які вже використовуються або будуть ефективно використовуватися в ландшафтній екології.

**Таблиця 1. Особливості ландшафтного та екологічного підходів
і основні напрями їх інтеграції**

Проблема	Особливості ландшафтного підходу	Перспективні напрями інтеграції в ландшафтній екології	Особливості екологічного підходу
Аналіз вертикальної структури геосистем	Увага до складу структури, генезису зв'язків	→ →	Увага до аналізу процесів, переважно пов'язаних із продуктивністю Біотичні взаємодії Моделювання водного, теплового та інших режимів
Територіальна структура	Значна увага Виділення геосистем різних рангів; Ландшафтне картографування	→ →	Практично не розглядається
Міжгеосистемні взаємодії	Генетична зумовленість взаємодій Увага до абіотичних факторів	→ →	Увага до біотичних міжгеосистемних взаємодій (міграції)
Межі між геосистемами	Пошук місцеположення меж	→	Концепція екотону, континууму
Зв'язок із зовнішнім середовищем	Аналіз переважно абіотичних факторів формування геосистем	→ →	Концепція лімітуючих факторів, екологічної ніші
Динаміка	Аналіз фізико-географічних процесів, сучасні концепції, запозичені з екології (епіфації, факторально-динамічних рядів) Концепція характерного часу і часових масштабів геосистем	→ → →	Концепція сукцесії Моделювання динаміки популяцій
Впорядкування геосистем	Переважно класифікація Районування	→ →	Переважно ординація
Стійкість	Концепції, запозичені з екології Стійкість до окремих видів антропогенних навантажень	→ →	Концепція множинності форм стійкості Зв'язок із сукцесією Зв'язок з різноманітністю екосистеми Моделі стійкості популяцій
Напрями практичного застосування результатів	Землеробство Меліорація Рекреація Територіальне планування	→ → → →	Охорона живої природи, заповідна справа Нормування антропогенних впливів

Однаковість ступеня розвитку контактуючих наук також необхідна умова їх інтеграції, інакше менш розвинута наука просто поглинається більш розвинутою. Екологія та ландшафтознавство виникли майже одночасно (концепцію екосистеми запропонував А. Тенслі в 1935 р., а оформилась вона в 50-х роках; концепцію ландшафту вперше науково сформулював Л. С. Берг у 30-х роках, а в 50-х вона набула теоретичного завершення) і далі вони розвивалися в цілому синхронно. І хоч у різних країнах співвідношення між ними може бути різним, у світовій науці стан розвитку ландшафтознавства та екології, можна вважати, знаходяться на однаковому рівні. Інша річ—ступінь обізнаності широкій громадськості із завданнями та ідеями цих наук. Популярильність екології в суспільстві значно вища, ніж ландшафтознавства. Проте це не перешкоджає інтеграції цих наук.

Ландшафтна екологія є продуктом часткової інтеграції ландшафтознавства та екології. Вона використовує лише певну частину їх теоретичних положень, підходів, які при взаємодії досить суттєво трансформуються. Це зумовлює формування оригінального концептуально-теоретичного базису самостійної науки — ландшафтно-екології на стику ландшафтознавства та екології, які залишатимуться самостійними науками із своїми теоретичними концепціями та методами.

Особливості ландшафтно-екологічного підходу. Ландшафтно-екологічний підхід поряд із сильними в евристичному відношенні особливостями, успадкованими від ландшафтознавства (територіальність, поліцентризм моделі геосистеми тощо) та екології (концепція сукцесії, методи ординації, моноцентризм моделі екосистеми тощо), має і власні риси. Як і в цих наук, об'єктом ландшафтно-екології є полігеокомпонентні природні системи. Проте при їх дослідженні вона значно ширше користується наслідками із загальнонаукового принципу доповнюваності. Згідно з цим принципом, усебічне пізнання складного об'єкта чи явища досягне за умови дослідження його з різних проєкцій (різними моделями), звести які до однієї принципово неможливо.

Досліджуючи природну реальність, ландшафтна екологія не редує її до моделі якогось одного типу (гео- чи екосистеми), а виходить з того, що певне наукове чи практичне завдання визначає оптимальний спосіб декомпозиції природної системи (її поділу на елементи й структурні частини), що приводить до множинності типів її структур. *Розуміння і дослідження геосистеми як системи поліструктурної — центральна методологічна установка ландшафтно-екологічного підходу.* Сучасне ландшафтознавство та екологія також користуються наслідками принципу доповнюваності, проте такого значення, як у ландшафтно-екології, він не набув.

Концепції гео- та екосистеми мають свої переваги — уявлення про геосистему більш наближене до природної реальності; концеп-

ція екосистеми дуже зручна при вирішенні багатьох конкретних питань. А тому ландшафтна екологія в своїх дослідженнях *використовує і полі- (геосистемний) і моно- (екосистемний) підходи*. Причому, на відміну від екології, в центр екосистемної моделі можна ставити не тільки біотичні, а й інші компоненти.

Ландшафтній екології притаманний *акцент на процесному, функціональному аналізі геосистем*. Останні сприймаються насамперед не як деякі об'єми або території, специфічні за складом елементів та своєю будовою, а як об'єми та арени, насичені різними динамічними процесами, що взаємодіють між собою і з зовнішнім середовищем. За специфікою цих процесів і виділяються геосистеми.

На відміну від вчення про геосистеми та екології, ландшафтна екологія *досліджує природні системи не вище регіонального просторового рівня*. Для неї характерна *значна увага до впливу на геосистеми зовнішніх, особливо антропогенних, факторів*. Порівняно з ландшафтним підходом ця наука сприймає й аналізує геосистеми як значно більше зв'язані з зовнішнім середовищем, «більш відкриті».

Суттєвою рисою ландшафтної екології є *центрованість на проблемі взаємодії людини з природними системами*. Значна частина ландшафтних екологів взагалі вважають свою науку як застосування екологічних та ландшафтних концепцій до вирішення конкретних прикладних питань. З такою точкою зору погодитися важко, оскільки розробка теоретичних проблем є важливою функцією ландшафтної екології. Проте її теоретична база розробляється як наукова основа регламентації раціональної з екологічного погляду поведінки людини в ландшафті. Центральні проблеми ландшафтної екології (стійкість геосистем, прогнозування, нормування антропогенних навантажень тощо) мають безпосередню прикладну спрямованість.

Визначення ландшафтної екології. Карл Троль, який в 1939 р. вперше ввів термін «ландшафтна екологія», розумів під нею поєднання ландшафтно-просторового аналізу і дослідження взаємозв'язків між природними компонентами, які відбуваються в межах елементарної територіальної одиниці (екотопу). З того часу розуміння цієї науки суттєво розширилось, проте не було сформульовано загальноприйнятого її визначення. Щоб якоюсь мірою наблизитись до нього, доцільно проаналізувати існуючі погляди на її зміст.

На Першому міжнародному конгресі з ландшафтної екології в місті Вельдовені (Нідерланди, квітень 1981 р.) голландський вчений І. Зонефельд опитав 20 ландшафтних екологів, аби з'ясувати, що вони розуміють під своєю наукою. Виявилось, що більшість учених сприймають її як науку, специфічну не за об'єктом аналізу, а за його аспектом (*not object, but aspect-science*), при-

чому виділились основні групи визначень ландшафтної екології: 1) науки, що досліджує взаємодії в ландшафті («ландшафтна екологія — екологія на рівні ландшафту»); 2) холістичної науки, предметом якої є територіальні одиниці як цілісні системи і основним науковим підходом до їх вивчення є не аналіз, а синтез; 3) застосування екологічних концепцій на практиці в реальному антропізованому ландшафті («ландшафтна екологія = прикладна екологія»).

Більшість пізніших визначень ландшафтної екології підкреслюють одну з цих трьох точок зору і зводяться до розуміння цієї науки як пограничної між екологією та географією (ландшафтознавством), яка використовує їх теоретичні концепції та методи при дослідженні територіальних природних систем топічного та регіонального рівнів. Чіткіша дефініція ландшафтної екології повинна ще виробитись, як, до речі, мають це зробити щодо себе і її «батьки» — екологія та ландшафтознавство.

Поряд з терміном «ландшафтна екологія» існує також термін «геоекологія». В англomовних країнах користуються майже виключно першим (Landscape Ecology), в Німеччині, Швейцарії — обома (Landschaftsökologie, Geoökologie), що також поширено в літературі слов'яномовних країн. Фактично обидва ці терміни фіксують одну науку (К. Троль використовував їх як рівнозначні; як синоніми подані вони і в тлумачному словнику термінів «Охорона ландшафтів», підготовленому міжнародним колективом географів східноєвропейських країн). Проте термін «ландшафтна екологія» набув більшого вжитку, зафіксований у назвах міжнародних асоціацій і регулярних конференцій. До того ж він більш конкретний і досить точно відповідає змісту науки, визначення якої було наведено раніше. Останнім часом термін «геоекологія» почали вживати геологи, розуміючи під ним вирішення природоохоронних проблем методами геології. У такому значенні ці терміни мають досить різний зміст.

Короткий нарис з історії ландшафтної екології. Думки щодо доцільності інтеграції екологічного та комплексно-географічного підходів у рамках єдиної науки були висловлені майже разом з появою екології та ландшафтознавства. Ще в 1911 р. Х. К. Коулс пропонував інтегрувати концепцію В. Девіса про ерозійні цикли та екологію Ф. Клементса в науку «фізіографічна екологія». У цей же час у Європі ландшафтно-екологічні дослідження виконували представники швейцарської геоботанічної школи («хорологічна екологія» Е. Рюбеля). В Росії Л. Г. Раменський у 30-ті роки обґрунтував концепцію екотопології, або екології земель, у якій досить органічно зближені основні положення екології та ландшафтознавства. На жаль, ці його ідеї свого часу лишались маловідомими. Натомість більший інтерес викликала стаття німецького географа К. Троля (1939), у якій вперше запропоновано термін

«екологія ландшафту», хоч визначення цієї науки та її зміст у тій праці були лише окреслені.

У повоєнні роки зусиллями К. Троля ідеї ландшафтної екології значно поширилися спочатку в німецькомовних країнах, а з 60-х років і по всій Європі. Особливо ґрунтовно ландшафтно-екологічні (геоекологічні) дослідження розвивалися в НДР (Е. Нееф, Г. Ріхтер, Г. Хаазе, Г. Ноймайстер та ін.), та Західній Німеччині (К. Троль, «геосинергетика» Ю. Шмітхюзена тощо). У концептуальному і особливо в методичному базисі геоекології німецьких вчених співвідношення між ландшафтним та екологічним підходами було явно на користь першого.

Більш збалансованими виявились теоретичні засади вчення про геосистеми, розвинутого В. Б. Сочавою. Він розумів цю науку як результат зближення ландшафтознавства та екології на базі системного підходу, ввів у ландшафтознавство ряд важливих концепцій екології (клімаксу, ординації, сукцесії). Віддаючи перевагу терміну «вчення про геосистеми», В. Б. Сочава (1978) визнавав практично повний збіг з нею ландшафтної екології західних географів.

Важливого значення для широкого розповсюдження та популяризації ідей ландшафтної екології серед практиків та осіб, що приймають рішення, були праці голландського вченого А. П. А. Вінка (1968, 1983 та ін.). Він вважав ландшафтну екологію результатом взаємодії географії та екології у вирішенні практичних питань раціональної організації території, регіонального та місцевого управління. Чітко висловлене А. П. А. Вінком положення про ландшафтну екологію як науку прикладної спрямованості знайшло відгук у агроекологів, біогеографів, ґрунтознавців та інших фахівців, які почали широко використовувати ландшафтно-екологічні концепції та методи у своїй практичній діяльності.

З 80-х років ландшафтно-екологічні дослідження значно поширилися в Європі, Північній Америці, Японії, Індії, Бразилії та інших країнах. Було організовано багато кафедр ландшафтної екології, видано університетські підручники (серед найбільш популярних слід назвати підручники З. Наве, А. Лібермана, 1983; Р. Формана, М. Годрона, 1986), проведено численні міжнародні симпозиуми та конференції, організовано міжнародні (світову та європейську) асоціації ландшафтних екологів, почали виходити періодичні видання, присвячені виключно ландшафтно-екологічній тематиці.

§ 1.3. ГЕОСИСТЕМА ЯК ПРЕДМЕТ ЛАНДШАФТНОЇ ЕКОЛОГІЇ

Становлення концепції геосистеми. З 60-х років у фізичній географії та екології великої популярності набув системний підхід. Предмети своїх досліджень (ПТК та екосистеми) географи та

екологи почали трактувати йк системи, знаходити їх системні властивості і описувати в термінах системного підходу. Щоб підкреслити системний характер предмету ландшафтознавства — ПТК, В. Б. Сочава в 1963 р. ввів термін «геосистема». Під нею він розумів ПТК, але як об'єкт, який має всі основні властивості систем і тому має досліджуватись насамперед як система. Між терміном «геосистема» в такому трактуванні і ПТК принципової різниці немає. За В. Б. Сочавою, геосистема являє собою «особливий клас керованих систем; земний простір усіх розмірностей, де окремі компоненти природи знаходяться в системному зв'язку один з одним і як певна цілісність взаємодіють з космічною сферою та людським суспільством» (Сочава В. Б., 1978, с 292).

Хоч дефініцію геосистеми В. Б. Сочава сформулював надто загально, з його праць чітко визначаються ключові позиції концепції геосистеми, яку розвивали його численні послідовники. Основні положення цієї концепції: геосистема — матеріальний об'єкт; її складають природні елементи, а антропогенні та людина розглядаються як зовнішнє середовище; геосистемою вважається як елементарна ландшафтна одиниця (фація), так і геосфера в цілому; геосистема виділяється як об'єм простору, в межах якого геокомпоненти мають специфічний характер усіх типів зв'язків; існує тільки один об'єктивний варіант поділу простору на геосистеми; геосистема — категорія динамічна і проявляється за деякий проміжок часу.

Важливий імпульс для розвитку концепції геосистеми дав вихід у 1971 р. книги Р. Чорлі та Б. Кеннеді «Фізична географія: системний підхід». У ній було проголошено ідею про множинність типів систем, які мають бути предметами фізико-географічного аналізу. До цих типів вони віднесли системи морфологічні, каскадні, системи типу «процес — відгук», керовані (контрольовані). Геосистеми в трактуванні школи В. Б. Сочави за цим поділом належать до типу морфологічних. Натомість М. О. Гвоздецький (1973) та К. М. Дьяконов (1975) запропонували вважати за геосистеми території, в межах яких діє односпрямований потік певної речовини, наприклад води, тобто надавали їм тільки каскадного змісту. Як геосистеми в такому трактуванні розглядаються окремі схили, річкові басейни І—ІІІ порядків тощо.

Д. Л. Арманд (1975) надавав геосистемам функціонального значення і розумів під ними процеси, які пов'язують між собою окремі регіони або геокомпоненти. Як геосистеми він розглядав атмосферну циркуляцію, кругообіги води, органічної речовини тощо. Геосистеми Арманда належать до систем «процес — відгук» та керованих. Конструктивною рисою концепції Д. Л. Арманда є принцип виділення геосистем за певним процесом.

З кінця 70-х років усе більшого поширення набуває трактування геосистеми не як матеріального об'єкта, а як його моделі, аб-

страгованого відображення, розумової конструкції. Таке розуміння геосистеми поділяють німецькі геоєкологи (найбільш послідовно його розвиває К. Аурада), О. Д. Арманд та багато інших.

Згодом під терміном «геосистема» почали розуміти будь-яку територіальну систему як природного, так і соціального походження. Геосистеми можуть бути неоднакових типів і виділяти їх можна за різними принципами (за різними системоутворюючими відношеннями). Таке трактування геосистеми поділяють О. Д. Арманд, В. О. Боков, В. С. Преображенський, О. Ю. Ретеєм та інші географи; схиляється до неї також І. Крхо, поділяючи геосистеми на природні та соціальні. Цю ж пропозицію було зафіксовано в тлумачному словнику «Охорона ландшафтів».

(Ландшафтна екологія як природнича наука розглядає лише природні геосистеми. Виходячи з домінуючого та виправданого з методологічної точки зору трактування геосистеми як загального поняття, можна подати таке її широке визначення: *геосистема — клас полігеокомпонентних природних систем, які виділяються з реального тривимірного фізичного простору як його певний об'єм (реальний чи уявний), у межах якого протягом деякого інтервалу часу природні елементи й процеси завдяки існуючим між ними та з зовнішнім середовищем відношенням певного типу (генетико-еволюційним, позиційним, речовинно-потоким та ін.) упорядковуються у відповідні цим відношенням структури з характерними інваріантними ознаками та динамічними змінами.*

Загальні властивості геосистем. До основних загальних властивостей геосистем належать територіальність-просторовість, поліструктурність, складність, цілісність, відкритість, динамічність, стійкість, стохастичність.

Територіальність-просторовість — це особливість геосистем, яка відрізняє їх від багатьох систем інших класів, зокрема екосистем. Із зовнішнього середовища геосистеми виділяються як певні ділянки території. Кожну геосистему можна описати метричними показниками (площею, лінійними розмірами) і топологічними (характеризують положення даної геосистеми щодо інших геосистем або об'єктів іншої природи). Територіальність геосистем дає змогу ефективно використовувати картографічні методи при їх виділенні, зображенні та аналізі.

Фактично геосистеми виділяються не стільки як територіальні (двовимірні), скільки як просторові системи. Проте просторовість властива багатьом класам систем і взагалі не потребує залежності характеристик системи від місцеположення та розмірів території. Структурні, динамічні та інші особливості геосистеми дуже залежать від того, яку саме ділянку земної поверхні (території) вона займає. Тому цю її властивість доцільно називати територіальністю-просторовістю.

До геосистем належать природні системи лише певного просто-

рового інтервалу. Лінійні розміри геосистем найменших рангів— декілька метрів, а географічної оболонки, якщо її вважати за геосистему,— 10^7 — 10^8 м по горизонталі та— 10^3 — 10^4 м по вертикалі. Таким чином, аналіз геосистем виконується в просторовому інтервалі від 10^0 до 10^8 м. Як довів В. О. Боков, порівняно з величинами, відомими в природі (найменші досліджені відстані становлять 10^{-22} м, розміри найбільших галактик— 10^{21} м), це дуже малий діапазон — тільки 10^{-31} % інтервалу відомих у природі лінійних відстаней.

Розмір геосистеми визначає особливості факторів її формування та динаміки, багато інших особливостей, а також методи дослідження. На цій підставі розробляється концепція просторової розмірності геосистеми (Haase, 1973). Згідно з нею, різні ранги геосистем можна узагальнити до значно меншого числа класів розмірностей. Щодо числа цих класів єдиної думки у ландшафтних екологів та ландшафтознавців немає. Ми схиляємося до виділення 6-ти класів (рівнів) просторового геосистемного аналізу: 1) субтопічний (просторовий масштаб 10^0 — 10^1 м²); 2) топічний (10^2 — 10^4 м²); 3) хоричний (10^4 — 10^8 м²); 4) регіональний (10^7 — 10^{12} м²); 5) субглобальний (10^{10} — 10^{14} м²); 6) глобальний (10^{14} — 10^{16} м²). Докладніше концепцію розмірностей геосистем буде розглянуто в § 4.1; у цьому розділі акцентуємо увагу на тому, що ландшафтна екологія досліджує геосистеми лише перших чотирьох просторових рівнів, залишаючи субглобальний та глобальний аналіз вченню про геосистеми, землезнавству та глобальній екології. Таким чином, просторовий масштаб ландшафтної екології ще вузький: 10^0 — 10^6 м (рис. 2).

Поліструктурність. Під структурою системи здебільшого розуміють характер поєднання її елементів певного типу відношеннями. Оскільки в тій самій системі можуть мати місце відношення різних типів, то й поєднання ними елементів також буде неоднаковим, тобто в одній системі може бути кілька різних структур. Такі системи називаються поліструктурними. Ними, наприклад, є суспільні системи (у них виділяють статеву-вікову, професійну, етнічну та інші структури, які не збігаються). Ці відношення визначають спосіб поділу системи на її елементи (декомпозицію системи), їх склад та поєднання у підсистеми.

Визначення типу відношень, які вважаються структуроформуючими, тобто відносно яких виділяється структура геосистеми, залежить від аспекту аналізу останньої. Найбільш загальними аспектами аналізу геосистем є: 1) вертикальний (синонім — топічний), де елементами виступають різні фізичні тіла геокomпонентів; а відношеннями — вертикальні потоки різних речовин та енергії, генетико-еволюційні та ін.; 2) територіальний (синонім — хоричний), елементами якого є геосистеми нижчого рангу, ніж досліджувана, а відношеннями—горизонтальні потоки між ними, пози-

цінні залежності, генетико-еволюційні та ін.; 3) часовий (синонім — динамічний), елементи якого виділяються як окремі інтервали часу, а відношення — як послідовність їх змін.

Відповідно виділяються вертикальний, територіальний та часовий класи структур геосистеми.

Кожен із загальних аспектів аналізу геосистеми реалізується у більш конкретних формах. Так, у рамках територіального аспек-

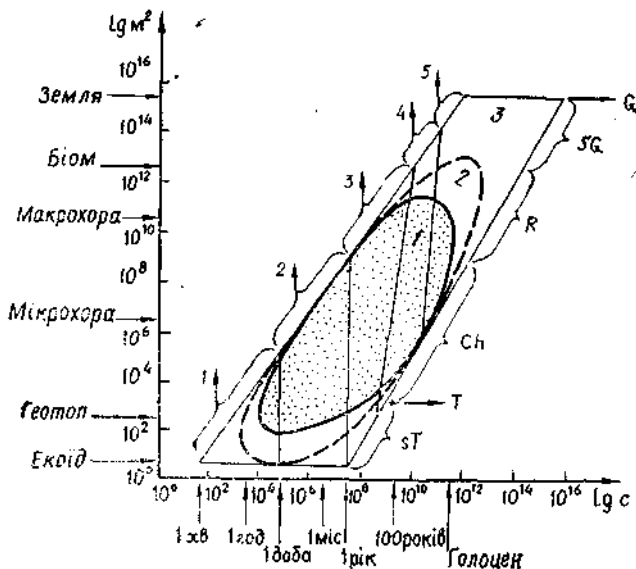


Рис. 2. Просторово-часові рівні аналізу геосистем:

Цифри — часові масштаби аналізу: 1 — добової динаміки; 2 — внутрішньорічної (сезонної); 3 — багаторічної (сукцесійної); 4 — історико-ландшафтний аналіз; 5 — палеоландшафтний, палеоекологічний аналіз. Літери — просторові рівні аналізу: sT — субтропічний; T — топічний; Ch — хоричний; R — регіональний; SG — субпланетарний (субглобальний); G — планетарний (глобальний).

Цифри всередині площин:

1 — основна область інтересів ландшафтної екології; 2 — її периферійна область; 3 — область інтересів вчення про геосистеми

ту досліджуються такі різні типи відношень, як зв'язок геосистем потоками води, повітря, міграцією тварин, їх позиційні, генетико-еволюційні зв'язки тощо. Відповідно до цих типів відношень виділяються й різні типи територіальних структур геосистеми. Послідовна конкретизація аспекту аналізу геосистеми веде до конкретизації поняття її структури. Схему класифікації структур геосистем, яку можна суттєво доповнити, показано на рис. 3.

Ефективним підходом структурного аналізу геосистем є модульний. Модуль системи виділяється як сукупність усіх її елементів, пов'язаних безпосередніми відношеннями з якимось одним елементом або їх деякою фіксованою групою. На рис. 1 добре

видно це визначення. Будь-який модуль є моноцентричною структурою. Класична модель екосистеми — типовий приклад модуля, виділеного з геосистеми. Взагалі в геосистемі можна виділити як мінімум стільки модулів, скільки в ній є елементів, тобто в межах однієї геосистеми можна аналізувати багато різних екосистем — ґрунту, певного виду рослин чи всього фітоценозу або ґрунтово-рослинного комплексу тощо.

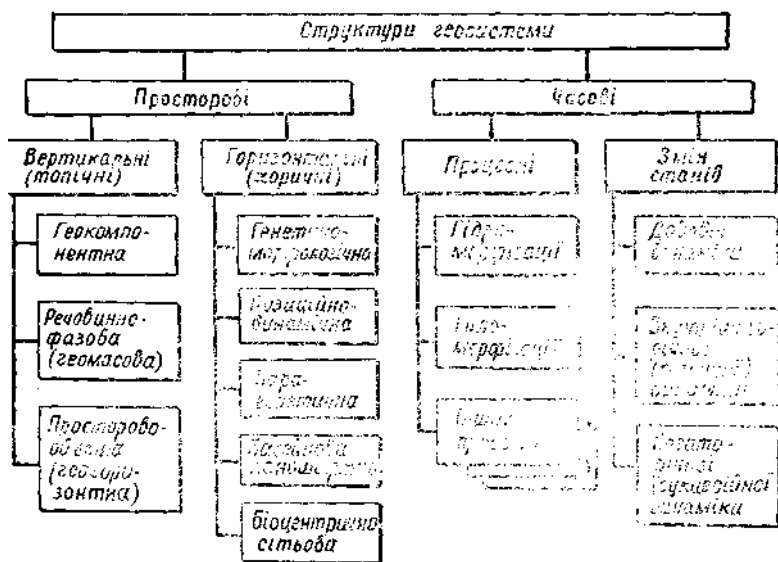


Рис. 3. Основні типи структур геосистеми

Складність. Складними вважаються системи, сформовані багатьма елементами різних типів, між якими існують різноманітні зв'язки. Ознакою складності системи вважають також неоднозначність її реакції до зовнішніх впливів. Усі ці ознаки притаманні геосистемам. Так, елементи їх вертикальних структур різні за фазовим станом (тверді, рідинні, газові), хімічним складом, наявністю та формою органічного життя, функцією, положенням у геосистемі тощо. Зв'язки між ними також різноманітні і проявляються в таких процесах, як потоки різних речовин і енергії, трофічних, конкурентних та інших відношеннях. Аналогічні властивості територіальних та часових структур геосистем.

Складність геосистем зумовлює специфічні підходи до їх аналізу. Справа в тому, що взаємодія між багатьма різнотипними елементами, навіть за умови точних вимірів значень кожної з їх багатьох характеристик, призводить до значної похибки при оцінці

деяких інтегральних та безпосередньо не вимірюваних показників складної системи (таких, наприклад, як ступінь ефективності, стійкості, прогностичні оцінки). Л. Заде назвав це принципом несумісності — неможливості сумістити значну складність системи з високою точністю її опису — точно можна описати лише її окремі елементи та зв'язки, але не всю систему як ціле. З цього принципу, зокрема, випливає, що адекватними суті геосистеми методами у математичного аналізу є слабоформалізовані методи — теорії нечітких множин (fuzzy sets theory), лінгвістичної змінної, теорії графів, катастроф та деякі інші.

Цілісність — властивість системи, яка проявляється в тому, що вилучення з неї певного компоненту призводить до її кардинальної перебудови або взагалі загибелі, а сам цей компонент окремо від системи існувати не може або ж він якісно змінюється.

Геосистеми мають риси цілісності. Так, позбавлення геосистем ґрунту призводить до їх трансформації в цілому — вони не можуть мати і рослинності, практично щезає трофічна структура, формуються специфічні водний, радіаційний, геохімічний та інші режими. Такої ж радикальної трансформації зазнає територіальна структура геосистеми. Наприклад, вилучення з неї елементів локальної ерозійної сітки (геосистем лощин, ярів, балок) призводить до інтенсивного заболювання вододілів, зміни гідрологічного і ландшафтно-геохімічного режимів геосистеми в цілому.

Своєрідність прояву цілісності у геосистемах полягає в тому, що з вилученням із їх структури певних елементів, геосистема стає іншою (іншого типу), але не замінюється системою якогось іншого класу (на «не геосистему»). У цьому відношенні цілісність геосистеми значно нижча, ніж цілісність біосистем (наприклад, окремого організму), технічне вилучення деяких елементів з яких призводить до їх розпаду (загибелі або поламки). У геосистемах може й не бути деяких геокомпонентів (ґрунтів, рослин), проте системні зв'язки між ними, що є, і тут зберігаються.

Більш «сильним» виявом цілісності систем є їх емерджентність (синонім — холистичність), тобто притаманність системі таких властивостей, якостей та функцій, яких не має жоден з її елементів і які не можуть виникнути при їх механічній суміші, а тільки за умови їх взаємодії. Як приклад таких холистичних проявів геосистеми можна навести продукційний процес (продукування біомаси — результат складної взаємодії усіх геокомпонентів), круговороти різних субстанцій, здатність геосистеми до самоочищення тощо.

Відкритість. Відкритими є системи, частина елементів яких мають зв'язки з елементами, що не належать до її структури. Елементи останнього типу складають зовнішнє середовище геосистеми, а зв'язки, які йдуть від них до системи, називають вхідними, входами, зовнішніми сигналами. Крім вхідних, є й вихідні зовнішні зв'язки системи (синоніми — виходи, відгуки). Системи,

які мають лише вхідні зовнішні зв'язки і практично не мають вихідних, називають напівзакритими. Закритими вважаються системи, у яких немає зовнішніх зв'язків, тобто які не залежать від зовнішнього середовища. Щодо геосистем останнього сказати не можна, бо такі вхідні потоки, як надходження сонячної радіації, атмосферні опади тощо — неодмінна умова їх існування. Проте як напівзакриті можна розглядати деякі типи геосистем, наприклад, акумулятивного геохімічного режиму. Горизонтальними потоками води, вітру, речовини, біотичними міграціями одні геосистеми пов'язані з іншими. Геосистеми відкриті і до антропогенних навантажень.

Ступінь зв'язку геосистем із зовнішнім середовищем настільки тісна, що є поважні підстави вважати їх характерною рисою слабку виділеність із зовнішнього середовища. З цією особливістю пов'язана зокрема складність визначення вертикальних та горизонтальних меж геосистем.

Динамічність. Динамічними називаються системи, значення характеристик яких змінюються в часі. У різні проміжки часу геосистема може перебувати у неоднакових станах, тому її повний опис передбачає вияв цих станів та послідовності їх змін. Таким чином, геосистеми виділяються не тільки в просторі, але й у часі. Якщо з просторово-територіальної точки зору геосистема вичленовується як деякий територіально локалізований об'єм, то з часової — як певний інтервал часу, протягом якого геосистема виявляє свої основні особливості.

Важливою особливістю динаміки геосистем є те, що різні її характеристики змінюються в часі з різною частотою. Метеорологічні показники дуже мінливі, тоді як властивості геологічної основи геосистеми змінюються дуже повільно. Тому, як і у випадку просторового аналізу геосистеми, запропоновано виділяти різні класи часових розмірностей геосистеми. Прийнято розрізняти добову, сезонну (річну) та багаторічну динаміку (Сочава В. Б., 1978, Н. Л. Беручашвілі, 1985 та ін.).

Ландшафтна екологія досліджує зміни геосистем в інтервалі від кількох хвилин до кількох десятків тисяч років, тобто у діапазоні 10^2 — 10^{12} с (Боков В. О., 1983). Причому між просторовими та часовим масштабами ландшафтно-екологічного аналізу є певні відповідності. Схематично їх зображено на рис. 2, на якому також визначено й просторово-часовий об'єм предмету аналізу ландшафтно-екології.

Стійкість у геосистеми проявляється в багатьох формах і дає їй змогу протистояти зовнішнім впливам, зокрема антропогенним, зберігати при взаємодії із зовнішнім середовищем свою цілісність та інші риси. Нестійкі в даних умовах геосистеми змінюються на більш стійкі типи, тому стійкість геосистеми значною мірою зумовлена генетико-еволюційно. У процесі еволюції шляхом

Пристосування геокомпонентів та контактуючих геосистем одна до одної формуються їх стійкі ландшафтно-екологічні взаємовідносини й структури. В умовах інтенсивного втручання людської діяльності в природу ця рівновага часто порушується. Розвиток деградаційних процесів у геосистемах (вимирання видів, ерозія та засолення ґрунтів, забруднення тощо) є не чим іншим, як результатом втрати ними стійкості до антропогенних навантажень. Тому оцінка стійкості геосистеми до зовнішніх факторів є однією з найважливіших прикладних проблем ландшафтно-екології.

Стохастичність. Стохастичними називаються системи, залежність між характеристиками яких та їхні зв'язки із зовнішнім середовищем не жорстко детерміновані (функціональні), а статистичні, ймовірнісні. Причин цього багато; одна з них полягає у опосередкованості взаємодій між елементами геосистем: елемент *A* діє на *B*, *B* — на *C* і т. д. Такі ланцюги зв'язків у геосистемі можуть бути дуже довгими. А чим довший ланцюг, тим менш тісними, менш однозначними стають зв'язки між кінцевими елементами. На геосистему діє багато зовнішніх факторів суто стохастичної, ймовірнісної природи (наприклад, випадання опадів), що зумовлює ймовірнісний характер її динаміки та еволюції.

Стохастичність геосистем проявляється у статистичному (корелятивному) характері зв'язків між її окремими ознаками (наприклад, між продуктивністю та гумусністю, сумою опадів тощо), відсутності жорсткої прив'язаності одного типу геокомпоненту до іншого (певного виду рослинного угруповання до лише одного певного виду ґрунту), незбігові природних меж різних геокомпонентів, неоднозначності змін геосистем за певних антропогенних навантажень, ймовірнісний характер динаміки, в тому числі прогнозу тощо. Усе це береться до уваги при дослідженні геосистем методами теорії ймовірностей та математичної статистики.

Глава 2. ВЕРТИКАЛЬНІ СТРУКТУРИ ГЕОСИСТЕМИ: СКЛАД ТА ДЕКОМПОЗИЦІЯ (топічна ландшафтна екологія)

§ 2.1. ОСНОВНІ ПОЛОЖЕННЯ

Поняття вертикальної (топічної) структури. При аналізі вертикальної (синонім — топічної) структури геосистеми вважається, що вона однорідна в територіальному відношенні, але «по вертикалі» розкладається на різномірні частини (рослинність — ґрунт — гірські породи тощо або різні яруси рослинності — горизонти ґрунту — верстви гірських порід тощо), які пов'язані між собою певними відношеннями. Структури подібного

типу називають вертикальними, хоч ця назва не зовсім точно відбиває їх суть. Під складовими вертикальних структур мають на увазі не стільки різні за своїм висотним положенням шари геосистеми, скільки деякі її частини, специфічні в ній за функцією, фізико-хімічними та іншими характеристиками. Такі різні частини можуть займати в геосистемі спільний «висотний поверх» (як, наприклад, трав'яні рослини та наземні тварини), а деякі — пронизувати весь її вертикальний розріз (гази, волога). Тому термін «вертикальна структура геосистеми» слід вважати дещо умовним.

При аналізі вертикальної структури геосистеми будь-яка з її складових розглядається як територіально однорідна, тобто припускається, що її характеристики на певній площі лишаються незмінними (з математичної точки зору є просторово зосередженими параметрами). Увага акцентується на тому, що зміна значень цих параметрів визначається взаємодією між елементами вертикального розрізу геосистеми. Насправді ж припущення щодо несуттєвості внутрішньотериторіальних відмінностей може бути справедливим хіба що для геосистеми елементарного рівня — геотопу (фації). Проте це не виключає можливості аналізу вертикальних структур і геосистем вищих таксономічних рангів, якщо необхідно зосередити увагу не на їх внутрішньотериторіальних відмінностях, а на взаємодії компонентів природи або деяких інших частин їх вертикальної будови. Такий підхід, наприклад, використовується при аналізі водного балансу геосистем річкових басейнів, теплового та інших балансів ландшафтних зон тощо.

Концепція множинності вертикальних структур. Щоб виділити вертикальну структуру геосистеми, необхідно визначити множину її елементів і тип відношень (зв'язків) між ними. Внутрішньогеосистемні зв'язки надзвичайно різноманітні. Багато з них зумовлені потоками різних речовин та форм енергії, деякі фізико-хімічними, біохімічними взаємодіями, інші — відношеннями між популяціями організмів та їх окремими особинами важливі також екологічні зв'язки між різними геокомпонентами частини тощо. В основі цих відношень лежать різні закономірності і тому аналіз кожного з них пов'язаний із специфічним аспектом розгляду вертикальної будови геосистеми, тобто приводить до виділення власної структури. Це означає, що в одній геосистемі можна виділити кілька вертикальних структур різних типів. Геосистема є поліструктурною у вертикальному відношенні.

Тип внутрішньогеосистемних відношень є основою виділення певної вертикальної структури геосистеми, оскільки визначає найдоцільніший спосіб її поділу на елементи; характер зв'язків між ними; варіанти групування елементів у більші структурні одиниці — підсистеми, компоненти, модулі (тобто способи декомпозиції вертикальної структури).

Оскільки внутрішньогосистемних зв'язків дуже багато, то стільки ж має бути виділено й відповідних їм структур. Проте це не виключає можливості визначити деякі загальні типи вертикальних структур геосистеми. Така можливість ґрунтується на близькості багатьох процесів за їх фізичною суттю, характером перебігу, змінами геосистеми, які зумовлені цими процесами. Відповідно й способи структуризації вертикального розрізу геосистеми для таких зв'язків однотипні. З цієї точки зору всю множину внутрішньогосистемних зв'язків умовно можна поділити на такі типи: генетико-еволюційні; зумовлені потоком енергії та її трансформацією; зумовлені речовинними потоками (міграцією речовин); відношення тісного кореляційного або інформаційного зв'язку характеристик геосистеми.

Кожний з цих типів відношень визначає відповідний підхід до виділення вертикальних структур геосистеми (її структуризації). Ці підходи різняться принципом, покладеним в основу виділення структурних частин геосистеми (її елементів, компонентів тощо). Можна розрізнити принаймні три загальних підходи структуризації геосистеми та відповідно три типи її вертикальних структур: *геокомпонентний* (поділ вертикального розрізу геосистеми за компонентами природи і далі за їх генетично однорідними частинами); *речовинно-фазовий* (структурні частини виділяються як тіла, однорідні за фазовим станом, фізико-хімічними та іншими властивостями речовини); *просторово-об'ємний* (вертикальний профіль геосистеми поділяється на деякі однорідні шари, точніше—об'єми).

Аналіз кореляційних та інформаційних зв'язків геосистеми (виконується методами математичної статистики та теорії інформації) також приводить до виділення деяких структур (графічно вони зображаються у вигляді кореляційних плеяд або графів). Проте елементами цих структур є не деякі фізичні тіла (частини) геосистеми, а її окремі характеристики. Відношення фіксують лише наявність між ними певного кореляційного зв'язку (або каналу передачі інформації), фізичний зміст якого може бути невідомим та й взагалі при такому аспекті аналізу геосистеми значення не має. Для побудови такого типу структур необхідна не структуризація геосистеми (її поділ на частини), а обґрунтування певного набору її характеристик (змінних). Врешті для будь-якого з наведених трьох типів вертикальних структур геосистеми можна оцінити ступінь кореляційного (або інформаційного) зв'язку між характеристиками їх елементів і побудувати статистичний (або інформаційний) варіант цих структур.

Елементи вертикальних структур. Перш ніж виділити елементи вертикальних структур геосистеми, необхідно визначити, який принцип оцінки однорідності прийнято за основу структуризації геосистеми (генетичний, речовинно-фазовий тощо) та який рівень детальності структурного аналізу геосистеми до-

статний для розв'язання поставленого завдання. Вирішення першого з цих питань визначається тим із загальних типів вертикальної структури геосистеми, який аналізується. Щодо другого питання слід зауважити, що мета будь-якого конкретного дослідження геосистеми завжди безпосередньо або опосередковано визначає деяку граничну межу її структуризації тобто задає такі об'єкти вертикальної структури геосистеми, аналіз внутрішньої будови яких для даного дослідження вже не має значення. Загальних критеріїв визначення таких об'єктів немає, їх обґрунтування залежить від досвіду фахівців.

Спроби віднайти якісь «об'єктивно існуючі» (незалежні від конкретного дослідження), ніби задані самою геосистемою, її неподільні частини (ландшафтні «атоми», «кристали», «геоелементи» тощо), а також деякі «універсальні» критерії елементарності були як в екології, так і в ландшафтознавстві. Незважаючи на деякі цікаві в плані теорії результати цих спроб, зайвий-раз переконуємось, що визначення елементарного об'єкта системи залежить тільки від мети та бажаної детальності аналізу. Ним може бути і рослинність взагалі (при загальнотеоретичному аналізі геосистеми), і певна екологічна група видів рослин, і окремий вид, і окрема рослина, навіть її окремі морфологічні органи.

§ 2.2. ОСНОВНІ СПОСОБИ ДЕКОМПОЗИЦІЇ

Геокомпонентний спосіб. Традиційним для ландшафтознавства поділом геосистеми (ПТК) на складові частини є виділення в ній компонентів природи, кожний з яких, за висловом А. Г. Ісаченка (1991), "є представником окремих геосфер, що складають географічну оболонку". Це гірські породи (представники літосфери), поверхневі та ґрунтові води (гідросфери), повітряні маси (атмосфери), ґрунти (педосфери), рослинність, тварини, мікроорганізми (представники біосфери). Усі ці компоненти є матеріальними тілами. Крім них, А. Г. Ісаченко та деякі інші географи як компоненти природи розглядають також рельєф і клімат. Є пропозиції компонентами ПТК вважати і сукупність продуктів діяльності людини, тісно пов'язаних з природними елементами (таких, як меліоративні канали, шляхи сполучення тощо). Тобто в ландшафтознавстві чіткої визначеності того, що слід вважати компонентом природи і яке їх число, немає.

Ландшафтно-екологічному підходу щодо цього найбільш відповідають погляди Д. Л. Арманда (1975) та В. Б. Сочави (1979). Узагальнивши їх, компонентами природи, які надалі називатимемо геокомпонентами, вважатимемо матеріальні тіла природного походження, які відрізняються між собою переважаючим фізико-агрегатним (фазовим) станом речовини, наявністю (або відсутністю) та формою органічного життя, основними механізмами

утворення, положенням щодо земної поверхні та основними функціями в геосистемі.

Виходячи з цього, до геокомпонентів не належать рельєф і клімат (оскільки це не матеріальні тіла, а їх властивості, які й враховуються при аналізі геосистем) та антропогенні об'єкти як тіла неприродного походження (враховуються як зовнішній по відношенню до геосистем фактор). Разом з тим поверхневі та ґрунтові води слід розглядати не як один геокомпонент (води), а два різних, оскільки вони суттєво відрізняються за своїми функціями в геосистемі, положенням щодо земної поверхні та механізмом утворення. Як самостійні розглядаються й біотичні компоненти — рослинність, тваринний світ та мікроорганізми.

і Таким чином, *геокомпонентами* є тверді маси земної кори, повітряні маси атмосфери, поверхневі та ґрунтові води, ґрунти, рослинність, тварини, мікроорганізми.

Геокомпоненти — складні тіла. У кожному з них є й речовини, які відіграють функцію основної субстанції інших геокомпонентів. Наприклад, під повітряними масами атмосфери слід розуміти не просто суміш газів, а складну субстанцію, що містить також водну пару, часточки твердих речовин, мікроорганізми. Ще складніший ґрунт. Ця особливість геокомпонентів надає їм нових — емерджентних властивостей, яких немає в хімічно чистих та однорідних речовинах, що їх складають. А. Г. Ісаченко (1991) слушно зауважує, що в системі організації речовини Землі геокомпоненти займають проміжне положення між простими дискретними тілами (мінералами, газами, ґрунтовими агрегатами, окремими організмами та ін.) та геосистемами. Тому аналіз вертикальної структури геосистем, складовими якої є геокомпоненти, буде ефективним при виявленні генетико-еволюційних закономірностей геосистем.

Виділення елементів у геокомпонентній вертикальній структурі виходить з поділу геокомпонентів на їх більш генетично однорідні частини. У гірських породах такими елементами є їх окремі літолого-стратиграфічні верстви (виділяються як породи одного віку та походження); у ґрунті — його генетичні горизонти. Ґрунтові води доцільно розрізняти за шаром порід, які їх вміщують, оскільки їх хімічні та інші характеристики генетично зумовлені властивостями водовміщуючої товщі.

Елементами рослинності та тваринного світу геосистеми зручно вважати окремі ценопопуляції (сукупність особин одного виду в межах елементарної геосистеми). При дуже детальному аналізі вертикальної структури геосистеми цей рівень може виявитися недостатнім. Тоді окремі популяції слід розділити на різні вікові групи і як елементи розглядати сукупність особин одного виду певної вікової групи. Доцільно розглядати як елементи і окремі екотипи рослин — групи особин у межах одного виду, які пристосовані до специфічних умов існування за рахунок спадково закріп-

лених особливостей. При більш загальному аспекті генетико-еволюційного аналізу геосистеми розгляд її окремих ценопопуляцій як елементів вертикальної структури може бути занадто докладним. Як елементи в таких випадках можна вважати сукупності декількох ценопопуляцій, наприклад, видів, які належать до однієї флор-генетичної групи або до екоморфи певного типу (екоморфа — життєва форма рослин, зумовлена факторами зовнішнього середовища; цей термін ввів український геоботанік О. Л. Бельгард, •1950) — ксерофіти, мезофіти, гігрофіти, псамофіти та ін., або ж до певного систематичного таксону — злакові, бобові та ін. Принцип, за яким популяції об'єднуються в групи і далі розглядаються як один елемент, залежить від конкретної мети дослідження.

Поверхневі води та повітряні маси при генетико-еволюційному аналізі геосистем на елементи, як правило, не розкладаються.

Речовинно-фазовий (геомасовий) спосіб. При аналізі потоків певних речовин, їх взаємопереходів та інших форм взаємодії більш виправдана структуризація геосистеми, яка виходить з того, що вона являє собою складну композицію речовин, різних за фазовим станом, фізичними властивостями, хімічним складом. Взаємодії між ними зумовлюють різні процеси в геосистемі (наприклад, продукційний, засолення ґрунтів тощо) і тому, розглядаючи різні речовини як окремі елементи геосистеми, можна ефективно досліджувати механізми внутрішньогеосистемних зв'язків.

Речовинно-фазовий підхід до структуризації природних систем широко використовується в екології, особливо при імітаційному моделюванні екосистем. У найбільш популярному в екології методі такого моделювання (метод системної динаміки; його розробив Дж. Форрестер) як елементи екосистеми виділяються її окремі речовини, локалізовані в певних фізичних тілах. За термінологією методу системної динаміки, такі елементи називаються резервуарами, й основною їх характеристикою є кількість речовини в резервуарі. Як окремі резервуари виділяються, наприклад, «вода у кореновому шарі ґрунту», «вода у транспортно-скелетних органах рослин», «азот у ґрунті», «азот у трав'яних рослинах» тощо. Резервуари, між якими мають місце потоки певної речовини або хімічного елемента (води, азоту тощо), об'єднуються в більші структурні одиниці екосистеми — блоки, або субсистеми.

Близький підхід до структуризації елементарної геосистеми, обґрунтований Н. Л. Беручашвілі (1980), пов'язаний з виділенням геомас. Під ними розуміють якісно своєрідні тіла геосистеми, які мають певну масу, специфічне функціональне призначення, а також швидкість змін у часі та (або) переміщення в просторі. Як геомаси виділяються аеромаси, гідромаси, педомаси, літомаси, фітомаси, зоомаси, мортмаси (мертва органічна речовина). Від геокомпонентів вони відрізняються більшою речовинною однорідністю. Наприклад, під педомасою розуміють не ґрунт, а тільки ґрунтовий

дрібнозем з гумусом, тобто органо-мінеральну суміш, до якої не входять волога ґрунту, його скелетна частина, порові гази, корені рослин, тваринне населення. До аеромаси відносять сухе повітря — суміш газів без водяної пари та аерозолів. Аеромаси містяться не тільки в атмосфері, а пронизують усі геокомпоненти. Аналогічно й гідромаси, зосереджені не лише в поверхневих та ґрунтових водах, а і в інших геокомпонентах. Мортмаса взагалі не має аналогів серед геокомпонентів і являє собою сукупність накопичених відмерлих решток рослин, тварин, їх екскрементів, мікроорганізмів тощо.

При речовинно-фазовій структуризації геосистеми геомаси слід розглядати як окремі компоненти її вертикальної будови, оскільки деякі їх частини можуть значно відрізнятися за фізичними, хімічними та іншими показниками. Наприклад, фітомаса представлена такими досить характерними частинами, як зелене листя рослин, корені, транспортно-скелетні органи (стовбури та гілки), генеративні органи, лишайники, мохи, мікроорганізми тощо, і "Гідромаса також складається з різних мас, що відрізняються насамперед середовищем, де вони розміщені (в атмосфері, ґрунті, ґрунтових водах тощо). Тому при детальному аналізі геосистем геомаси поділяються на елементи залежно від агрегатного складу, функціонального призначення, хімічного складу, положення у вертикальному профілі геосистеми, щільності, метричних та інших особливостей. Ступінь детальності поділу геомас на елементи визначається конкретним завданням ландшафтно-екологічного аналізу.

Крім поділу геомас на елементи, Н. Л. Беручашвілі вважає за важливе також і їх класифікацію. За розробленою ним таксономічною схемою, кожна геомаса поділяється на типи, роди і види. Типи геомас виділяються на основі відмінностей у функціональному призначенні в геосистемі, щільності та швидкості зміни в часі і переміщенні в просторі. Наприклад, серед фітомас виділяються такі їх типи, як однорічне листя деревно-чагарникових рослин, багаторічне листя цих рослин, хвойне листя, транспортно-скелетні органи, корені тощо. При диференціації на типи педомас за основу взято відмінності в механічному складі (глинисті, суглинкові, піщані типи педомас тощо), аеромас — їх температуру (кріотермальні, нанотермальні, мезотермальні та інші аеромаск), гідромас — стан вологи та її знаходження в інших геомасах (атмосферні, снігові, льодові, ґрунтові та інші гідромаси). Літомаси поділяються за їх щільністю та хімічним складом (карбонатні, силікатні та інші типи), мортмаси — за ступенем розкладу та походженням (сухостій, підстилка, торф, мор та ін.).

Роди геомас розрізняються у межах типу переважно за інтенсивністю процесів функціонування. Так, у листяних типах фітомас виділяються їх різні роди за вмістом вологи в листі (гідрофітні,

мезофітні, ксерофітні та ін.). Педомаси поділяються на роди за вмістом гумусу (високо-, середньо-, малогумусні) та його характером (кальцієві мюллеві, лісові мюллеві, модерні педомаси). Нарешті, види геомас виділяються з урахуванням метричних характеристик (форми, розмірів, орієнтації тощо) їх елементів.

Просторово-об'ємний (геогоризонтний) спосіб. Дослідження вертикальних потоків енергії та речовин у геосистемі, її динамічних змін протягом року пов'язані з урахуванням просторової неоднорідності геосистеми у вертикальному напрямку — її ярусної будови. Хоч певне уявлення про ярусну будову дає поділ геосистеми на її геокомпоненти, ці структурні одиниці все-таки накладаються одна на одну, до того ж вони неоднорідні по вертикалі. Разом з цим у геосистемі досить чітко виділяються певні її шари, майже однорідні за складом різних геомас, та специфічні в інших відношеннях (зокрема, за умовами життя та екологічними процесами).

Вперше *яруси, шари* (англ. — *layers*) в екосистемі виділив В. Шелфорд (1912), але на основі переважно біотичних критеріїв. З більш комплексних позицій до цього питання підійшли брати К. і В. Арнольдї (1963) та, особливо, Ю. П. Бяллович (1947, 1960). Останній назвав такі шари хорогоризонтами, а пізніше — біогеогоризонтами і визначив їх як елементарні — далі неподільні по вертикалі частини біогеоценозу. У ландшафтній екології та геофізиці ландшафту близькі концепції майже одночасно запропонували в Грузії, Франції та Німеччині. Пріоритет тут слід віддати Н. Л. Беручашвілі, який на початку 70-х років обґрунтував поняття геогоризонту та розробив методику виділення геогоризонтів (1974, 1976). Ж. Рішар (1978) подібні одиниці назвав *холоплексіями* (фр. — *hoplexols*), а їх характерне поєднання — *холоплексіоном* (*holoplexion*). Г. Ноймайстер (1981), аналізуючи взаємодії геотопів поблизу Лейпцига, як елементи їх вертикального профілю виділив однорідні шари (нім. — *Schichten*), а при дослідженні геотопів як тривимірних об'ємів — однорідні просторові тіла (нім. — *Raumkorper*). Нижче особливості просторово-об'ємного підходу до структуризації геосистеми подано за Н. Л. Беручашвілі, оскільки його школою це питання розроблено найгрунтовніше.

Геогоризонт розглядається як комплексне утворення, в яке входять усі геомаси, які містяться в певному шарі геосистеми. Цим вони відрізняються від ярусів фітоценозу, оскільки, крім рослин (фітомаси), включають також повітряні і гідромаси, якщо вони в певний період там є (наприклад, шапки снігу на гілках дерев). Основним критерієм виділення геогоризонту є специфічний набір геомас у межах певного шару геосистеми. Зміна цього набору (поява нового виду геомаси, зміна їх пропорцій тощо) свідчить про появу у вертикальному профілі геосистеми нового геогоризонту..

Суттєвими ознаками при виділенні й характеристиці геогоризонтів Н. Л. Беручашвілі вважає ландшафтно-геофізичні параметри: текстуру, щільність, об'єм, колір, оптичні та ін. З ландшафтно екологічної точки зору геогоризонти мають бути однорідними і за біофізичними, едафічними, ландшафтно-геохімічними показниками. При виділенні геогоризонтів Н. Л. Беручашвілі ці ознаки провідними не називає, хоч за розробленою ним методикою

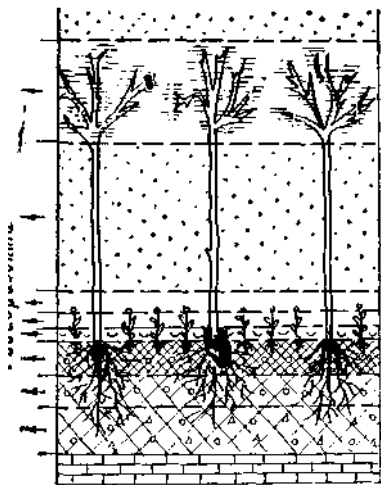


Рис. 4. Схема виділення геогоризонтів (за Н.Л. Беручашвілі 1990)

геогоризонти виділяються **настільки** дрібні, що є всі підстави вважати їх однорідними за широким колом не тільки ландшафтно-геофізичних ознак. Виняток становлять ґрунтові геогоризонти, основою для виділення яких Н. Л. Беручашвілі бере фізичні показники (механічний склад, щільність), гумусовий стан та насиченість коренями рослин. Проте міграція — акумуляція різних речовин у ґрунті визначається не тільки цими його властивостями, а й ландшафтно-геохімічними умовами різних їх шарів ґрунтового профілю. Особливе значення мають ландшафтно-геохімічні бар'єри — поверхні, що розділяють вертикальний профіль ґрунту на шари, які дуже відрізняються за умовами міграції різних хімічних елементів і сполук (Перельман, 1975, Глазовська, 1978). На ландшафтно-геохімічних

бар'єрах інтенсивно накопичуються елементи, рухливість яких при досягненні бар'єру суттєво знижується або стає зовсім неможливою, тобто в сусідній шар ґрунту ці елементи не переходять зовсім або ж мігрують із значно меншою інтенсивністю. Таким чином, крім фізичних характеристик ґрунту при виділенні геогоризонтів слід зважати і на ландшафтно-геохімічні бар'єри. Це важливі межі вертикального профілю геосистеми, що розділяють його на шари з досить різними умовами міграції, акумуляції та взаємодії хімічних речовин.

Кожний геогоризонт стисло описується в індексній формі (рис. 4) і його можна віднести до певного класу, типу, роду та виду. Ці таксономічні одиниці виділяються за домінуючим (або домінуючими) у даному геогоризонті класом, типом, родом, видом геомас (наприклад: клас — аерофітогоризонт, тип — нанотермальний транспортно-скелетний і т. д.). За характерним набором типів геогоризонтів класифікуються і вертикальні просторово-об'ємні

структури геосистем. Основними їх характеристиками Н. Л. Беру-чашвілі вважає клас геомас, який визначає головні особливості геосистеми, — потужність (відстань від нижньої до верхньої межі елементарної геосистеми), складність (число геогоризонтів у геосистемі), напруженість (число геогоризонтів на 1 м вертикального профілю).

- На відміну від ярусів рослинності, генетичних горизонтів ґрунту, літолого-стратиграфічних шарів, геогоризонти змінюються протягом року. Мінлива не тільки їх потужність, а й кількість (там узимку щезають геогоризонти, основний об'єм яких займає фітомаса листя). Таким чином, тип вертикальної структури змінюється протягом року, причому можна визначити і дати зміни цих типів (як для конкретного року, так і середньобагаторічні). На цій підставі ґрунтується ефективний підхід до комплексного аналізу річної динаміки геосистем і виділення станів цієї динаміки (див. § 6.2).

§ 2.3. ВЕРТИКАЛЬНІ МЕЖІ ГЕОСИСТЕМ

Основні підходи до виділення меж. Вертикальні межі відокремлюють геосистему від її зовнішнього середовища, точніше— від деяких нижніх верств літосфери (нижня межа) та верхніх шарів атмосфери (верхня межа геосистеми). Вважається, що ці шари мало залежать від внутрішньогеосистемних процесів. Залежно від аспекту аналізу геосистеми та конкретного завдання дослідження її вертикальні межі можна виділяти за дещо різними критеріями. Якщо геосистема досліджується як певний фізичний об'єм природної реальності, її межами будуть деякі поверхні, при цьому слід чітко визначити їх висоту та глибину щодо земної поверхні. При теоретико-системному аналізі геосистеми, тобто аналізі її деякої схематизованої моделі, склад елементів геосистеми, як правило, задається заздалегідь і таким чином її вертикальні межі визначаються ніби самі собою (як усе те, що не входить до її складу). Аналогічна ситуація виникає й тоді, коли умови деякого конкретного дослідження однозначно визначають склад елементів геосистеми, аналіз яких вважається достатнім для вирішення поставленого завдання. У таких випадках, обґрунтовано визначивши попередньо склад елементів геосистеми, можна правильно виділити і її вертикальні межі. При цьому навіть немає необхідності визначати місцеположення цих меж (тобто їх висоту та глибину). Але це визначення набуває суттєвого значення при "фізично-об'ємному аналізі геосистем, особливо при їх стаціонарному дослідженні.

Про те, як місцеположення вертикальних меж залежить від рангу геосистеми, у дослідників визначеності немає. Більшість із

них (Н. Л. Беручашвілі, В. О. Боков, К. М. Дьяконов, О. Ю. Ретеюм, В. Б. Сочава, Г. Хаазе та ін.) вважають, що чим вищий ранг геосистеми, тим більша її вертикальна потужність, К. М. Дьяконов (1971) так мотивує цю позицію. Вертикальні межі слід проводити по тому рівню, на якому щезають горизонтальні відмінності між геосистемами. Для фацій лісотундри ці відмінності практично не фіксуються, починаючи з висоти 4–5 м і глибини 2 м. На цих рівнях, на його думку, і слід проводити відповідно верхню та нижню межі фацій. У геосистемах вищого таксономічного рангу — урочищах територіальні відмінності та взаємодії спостерігаються до висоти 7–9 м та глибини 4 м, що й приймається за вертикальні межі цих геосистем. У лісових фаціях О.Ю. Ретеюм (1966) вказує місцезоположення їх вертикальних меж на висоті кількох десятків метрів, в урочищах — до кількох сотень, ландшафтах 800–2000 м. Близькі до цих цифри наводить і В. Б. Сочава (1974).

У рамках екології питання вертикальних меж екосистем практично не розглядалось. Лише представники біогеоценологічної школи В. М. Сукачова зосереджувались на ньому, встановивши щодо себе, що нижня межа біогеоценозу проходить по межі між ґрунтом та ґрунтоутворюючою породою. З ландшафтно-екологічних позицій з цим твердженням погодитись важко.

Мабуть, найбільш виправданим підходом до встановлення вертикальних меж геосистем слід вважати прагматичний. Він полягає у визнанні того факту, що конкретне дослідження геосистеми завжди пов'язане з аналізом лише певного типу відношень між її елементами. За особливостями цих відношень визначають і той фізичний об'єм, де вони можуть відбуватись і поза яким уже не мають умов для формування. Відповідно й критерії виділення вертикальних меж визначаються типом внутрішньогеосистемних зв'язків, ступенем детальності їх аналізу.

Верхні межі. Характерні особливості верхніх меж геосистем — це їх мінливість у часі залежно від пори року, погодних умов та стану розвитку фітоценозу, а також слабка вираженість цих меж, зумовлена значною відкритістю геосистем у вертикальному напрямку.

При дослідженні зв'язків між елементами геосистеми, зумовлених фізичними процесами (вологообігом, потоками енергії тощо), як складову геосистеми слід розглядати деякий об'єм атмосфери, де ці процеси відбуваються і впливають на його стан. У мікрокліматології такий об'єм атмосфери називають діяльним шаром. Від вищих атмосферних шарів його відрізняють різкі добові коливання метеоеlementів, їх неперіодичні зміни, значні вертикальні градієнти, специфічний склад мікрофлори та хімічних елементів повітряних мас, суттєва зміна швидкості та напрямку вітру тощо. Усі ці особливості зумовлені властивостями геосистеми, особливо

її альbedo та характером рослинного покриву (його висотою, густиною стояння, іншими фітометричними характеристиками). Фітокліматичними та стаціонарними дослідженнями геосистем встановлено, що їх вплив на значення метеоелементів сягає в 1,5—2 рази більшої висоти, ніж висота рослинного ярусу. Визначення впливу засніженої поверхні геосистеми на атмосферу набагато менший і загалом не перевищує кількох метрів. Ці орієнтири і можна прийняти при визначенні положення верхньої границі геосистем топичного та хоричного рівнів, проте слід мати на увазі, що це положення мінливе в часі і може змінюватися не тільки протягом року, а й доби.

Верхня межа геосистем регіональної розмірності визначається складніше. Так, досліджуючи ландшафтно-екологічні закономірності процесів переносу та випадання атмосферних забруднень, до складу геосистеми слід включити і той шар тропосфери, в межах якого відбуваються місцеві процеси циркуляції повітря. Висота цього шару визначається не тільки рельєфним фактором, а й станом атмосфери (зокрема, типом циркуляції — циклональним або антициклональним), тому вона також дуже мінлива і може сягати висоти тропопаузи (в середньому 11 км).

При дослідженні біотичних процесів геосистеми; зокрема її продуктивності, за верхню межу можна прийняти межу верхнього "рослинного ярусу (аерофітогоризонту), приймаючи шар турбулентної атмосфери безпосередньо над рослинним покривом за зовнішнє середовище. У такий самий спосіб доцільно визначати й верхню межу геосистеми при дослідженні її ґрунтових процесів, зокрема міграції та акумуляції різних речовин у ґрунтовій товщі, водах, рослинах. Роль атмосферних процесів при цьому дуже значна, проте розглядається як фактор зовнішнього середовища.

Нижні межі. При аналізі генетико-еволюційних рис геосистем, які багато в чому визначаються геологічною будовою, у їх нижні межі обов'язково слід включати ті товщі гірських порід, які зумовили становлення даної геосистеми. У цьому плані положення нижньої межі геосистеми залежить від її рангу. Так, геосистеми регіональної та вищої розмірностей можуть бути пов'язані з великими геоструктурами, які своїми коренями заглиблюються в літосферу на десятки кілометрів. При з'ясуванні генезису геосистем хоричної та нижчих розмірностей такі геоструктури виступають у ролі зовнішнього фону, на якому сформувались певні літолого-стратиграфічні та геоморфологічні особливості значно меншої вертикальної потужності. Саме ці особливості й визначили специфіку генезису хоричних і топичних геосистем, для генетико-еволюційного аналізу яких зовсім не обов'язкове занурення в глибини літосфери.

Нижню межу геосистем при їх генетико-еволюційному аналізі здебільшого проводять по гірських породах, які є субстратом фор-

мування сучасного рельєфу. В Україні, наприклад, це породи, які залягають під лесовою товщею (вапняки, середньо-верхньопліщеві глини тощо), або ж сама ця товща при її значній потужності (більше 50 м, як у Причорномор'ї), породи, прикриті четвертинними відкладами водно-льодовикового походження, тощо. Причому при генетико-еволюційному аналізі геосистем зовсім не обов'язково точно встановлювати місцезнаходження нижньої межі, достатньо лише вказати, в якій саме верстві гірських порід вона знаходиться. У цій верстві нижня межа має вигляд перехідної смуги, в межах якої геосистемні властивості природи поступово зникають. Взагалі, вплив верхніх геогоризонтів (аеро-, фіто- та педо-) на літосферу обмежується глибиною до кількох десятків метрів (зона гіпергенезу). Саме нижче цієї зони й доцільно визначати орієнтовне положення нижньої межі геосистем.

При аналізі міграційних потоків у геосистемі положення її нижньої межі визначається глибиною можливого проникнення мігруючої речовини. Ця глибина залежить від хімічних властивостей речовини-мігранта, характеру зони аерації (її фільтраційних особливостей, наявності ландшафтно-геохімічних бар'єрів тощо), глибини проникнення коренів рослин у ґрунт та інших факторів. У принципі при врахуванні усіх їх глибини міграції, а відтак і положення нижньої межі геосистем можна визначити. Проте рівень сучасних знань про поведінку багатьох речовин у ландшафті недостатній, щоб бути цілком упевненим щодо точності та вірогідності таких оцінок. Тому, виходячи з того, що у вертикальній міграції більшості речовин надзвичайно велику роль відіграють низхідні та висхідні потоки вологи, доцільно за нижню межу геосистем прийняти рівень залягання ґрунтових вод. Лише впевнившись у тому, що мігруюча речовина не досягає цього рівня і акумулюється на певному ландшафтно-геохімічному бар'єрі, останній можна визнати за нижню межу геосистем.

При балансових дослідженнях геосистем за її нижню межу слід вважати рівень, нижче якого шари вже не охоплюються кругообігом певної речовини. Для водного балансу це здебільшого рівень ґрунтових вод. Для теплового балансу він збігається з рівнем, починаючи з якого зникає річна амплітуда температури ґрунту. Глибина його залежить від теплопровідності ґрунту та амплітуди температур на його поверхні. В Україні вона становить від 10 до 17—20 м. Для круговороту органічної речовини за нижню межу геосистеми виправдано прийняти межу між геогоризонтами, які охоплюються процесами гуміфікації, та де такі процеси вже не відбуваються. Здебільшого вона знаходиться у верхньому шарі ґрунтоутворюючої породи або між нею та материнською породою, хоч в окремих геосистемах коріння рослин може сягати і глибших шарів, а деякі гризуни та дощові черви (не кажучи вже про мікроорганізми) здатні проживати на глибинах 6—8 м і більше.

Глава 3. **ВЕРТИКАЛЬНІ СТРУКТУРИ ГЕОСИСТЕМИ:**
МІЖЕЛЕМЕНТНІ ВІДНОШЕННЯ ТА ПРОЦЕСИ
(процесна ландшафтна екологія)

§ 3.1. ГЕНЕТИКО-ЕВОЛЮЦІЙНІ ВІДНОШЕННЯ

Коротка історична довідка. Найбагатші традиції генетико-еволюційного аналізу природних систем були в російській, а згодом у радянській фізичній географії. В. В. Докучаєв та його учні (Г. Ф. Морозов, О. М. Краснов, І. М. Крашенінніков та ін.) надавали генетичним аспектам дослідження природи надзвичайної ваги, тому докучаївську географічну школу небезпідставно називають 'генетичною'. Та якщо в ґрунтознавстві генетичний принцип дійсно послідовно дотримувався і розвивався, то в ландшафтознавстві багато в чому він був декларативним, на практиці спрощувався. Так, часто дослідження генетичної суті ландшафту зводилось до аналізу його геолого-геоморфологічної будови, яка буцімто генетично зумовлює всю його структуру. Такий підхід особливо яскраво виявився в працях М. А. Солнцева та прихильників його наукового напрямку.

У класичному ландшафтознавстві генетичний підхід визнавався як провідний при виділенні ПТК усіх рангів, їх типології, при районуванні, вирішенні інших питань. Проте, незважаючи на гіпертрофовано велику увагу ландшафтознавців до генетико-еволюційних проблем, їх ґрунтовно розроблено не було. Це зумовило появу в 70-х роках критичних статей щодо генетичного принципу та його евристичного й практичного значення (Д. Л. Арманд, Ф. М. Мільков та ін.). Було наголошено, що генетичні зв'язки між геокомпонентами аж ніяк не вичерпують усієї багатогранності внутрішньогосистемних відношень, багато з яких практично незалежні від походження та особливостей розвитку геосистеми.

В екології спроби розв'язання питань генезису та еволюції екосистем були пов'язані з залученням до аналізу екосистем класичних дарвінівських конструкцій та методів біогеографії, проте важливих результатів це не дало. Так само не слід вважати за вдачу спробу отримати ці результати на основі концепцій екології, що намагався зробити Е. Піанка у своїй монографії «Еволюційна екологія» (1976). Дійсно еволюційним аспектам у ній відведено надто мало місця, а самі результати виявилися тривіальними.

Розв'язання цієї важливої проблеми в рамках класичного ландшафтознавства та екології наштовхнулось на труднощі і потребує ширшого залучення нових загальнотеоретичних положень (зокрема, інваріанту, нуль-моменту, інерційності, відносної автономності геокомпонентів тощо). Значні перспективи в розвитку проблеми

генетико-еволюційних відношень геосистем можуть уявлятися в широкому використанні результатів сучасного палеоландшафтознавства, багато з останніх досягнень якого мають ландшафтно-екологічний зміст (Веклнч, 1990).

Загальна схема та основні положення. Мета аналізу генетико-еволюційних відношень між складовими вертикальної структури геосистеми — визначити закономірності поєднання геокомпонентів один з одним та взаємозалежність їх окремих властивостей. Він зводиться до вирішення двох основних груп питань: виявити закономірності формування даного поєднання геокомпонентів та характер зв'язків між ними; оцінити ступінь генетичної залежності між геокомпонентами та їх елементами.

Загальна схема формування вертикальної структури геосистеми така. Утворення її починається з нуля-моменту — появи наземного твердого абіотичного субстрату. Цим моментом може бути вихід території з-під рівня моря, вивільнення її з-під льодовика, перекриття поверхні вулканічною лавою тощо. Геологічні породи, що вийшли на поверхню, ґрунтові води та приземний шар атмосфери вступають у взаємодію між собою, яка виражається у вивітрюванні гірських порід та зміні морфології рельєфу. Такі геосистеми мають примітивну вертикальну структуру, у якій немає біотичних компонентів. Проте вже на абіотичній стадії розвитку геосистеми до неї з атмосфери та з поверхневими водами надходять мікроорганізми, життєдіяльність яких спричиняє формування та поступове збільшення вмісту органічної речовини у верхньому шарі гірських порід. Внаслідок цього стає можливим ецезис (приживання на новому місці) лишайників, мохів, а згодом і вищих рослин, їх спори та насіння заносяться до геосистеми практично з нуля-моменту, але на безорганічному субстраті проростати вони не могли. Популяційна структура первинних рослинних угруповань примітивна і цілком визначається фізико-хімічними особливостями субстрату, а також видовим складом рослинності прилеглих геосистем. Конкурентні та інші біотичні відношення між популяціями та їх окремими особинами виражені слабо.

З моменту виникнення фітоценозу геосистема вступає у біотичну стадію розвитку. Для неї характерні інтенсифікація гумусоутворення, заселення тваринами та формування зооценозу, більша швидкість сукцесійних змін ґрунту, рослинності та мікробоценозів, стабілізація' рельєфоформуючих процесів, більша трансформація приземного шару атмосфери (зокрема, внаслідок все більшої транспірації). Якщо на абіотичній стадії розвитку зміни геокомпонентів та їх зв'язок загалом детерміновані та односпрямовані, то на біотичній відношення між геокомпонентами значно ускладнюються і набувають все більшої стохастичності (ймовірності). Формується розгалужена мережа обернених міжгеокомпонентних зв'язків, тобто перевалено односпрямовані відношення змінюються

двосторонніми. Так, розвиток ґрунту починає залежати не тільки від властивостей гірських порід, атмосфери і ґрунтових вод, а й від популяційного складу та продуктивності рослинних угруповань. У свою чергу, зміни ґрунту зумовлюють і зміни рослинності, тваринного населення (особливо ґрунтової фауни), мікробіоценозів, які знову-таки зумовлюють певні зміни ґрунтових процесів. За таких зв'язків визначення геокомпоненту, який є провідним у формуванні вертикальної структури геосистеми, лишається сенсу.

Важлива особливість еволюційних відношень на біотичній стадії формування геосистеми зумовлена зростаючою самостійністю розвитку окремих геокомпонентів у процесі їх еволюції. Так, на перших етапах сукцесії рослинних угруповань формування їх популяційної структури майже повністю визначається абіотичними факторами — кліматом та субстратом. Ці фактори ніби задають генеральний напрям можливих змін рослинності. У подальшому роль внутрішньогеокомпонентних процесів (між- та внутрішньовидової конкуренції, симбіозу та ін.) набуває все більшого значення, і популяційний склад біоценозів все більше визначається власне цими відношеннями. Вони до певної міри узалежнюють фітоценоз від ґрунту, клімату та геологічної будови. Аналогічно і ґрунт у процесі свого розвитку стає все менш залежним від материнської породи та клімату і в рамках деякого заданого ними діапазону змін може розвиватися відносно самостійно. З розвитком ґрунтового профілю геологічні породи також стають менш залежними від атмосфери, рослинності, мікроорганізмів. Це дає змогу в одних кліматичних умовах на одному типі і навіть виді ґрунту формуватися різним рослинним угрупованням, різним видам ґрунту на одній геологічній породі тощо.

Таким чином, відповідність геокомпонентів один одному жорстко не детермінована. Її характер можна визначити як детерміновано-стохастичний. Він полягає в тому, що вплив певного геокомпонента на інший (наприклад ґрунту на рослинність) визначає деякий діапазон змін рослинності, за який вони не можуть вийти, тоді як у рамках цього діапазону формування рослинних угруповань може визначатися суто внутрішньоценточними або й чисто випадковими процесами (наприклад, на дерново-підзолистих піщаних ґрунтах не можуть формуватися букові ліси, типчаково-ковилові степи, а різні асоціації хвойних та й мішаних лісів тут можливі). Так само хоч і формування ґрунту обмежене характером рослинності, геологічною будовою, кліматом, рівнем та хімічним складом ґрунтових вод, ці обмеження не настільки значні, аби визначити єдино можливий вид ґрунту у даних умовах (на плоских лесових рівнинах при глибокому рівні залягання ґрунтових вод за однакових умов посушливого південно-степового клімату можуть формуватися чорноземи звичайні, різні за вмістом гумусу, потужністю, глибиною залягання карбонатів і навіть ме-

ханічного складу, але тут неможливі сірі лісові, дерново-підзолисті та інші типи ґрунтів).

Генетико-еволюційні відношення між геокомпонентами визначають деякий спектр класифікаційних підрозділів одного геокомпонента, які можуть відповідати певному типу іншого геокомпонента (наприклад, набір видів ґрунту, які можуть відповідати певному типу гірських порід; набір рослинних угруповань, що можуть формуватися на даному виді ґрунту; видів ґрунтів — під даною рослинною асоціацією тощо). Цей набір може бути дуже широкий, проте з урахуванням впливу на двосторонній міжгеокомпонентний зв'язок певного третього геокомпонента (наприклад, впливу клімату на зв'язок ґрунтів і рослинності) суттєво

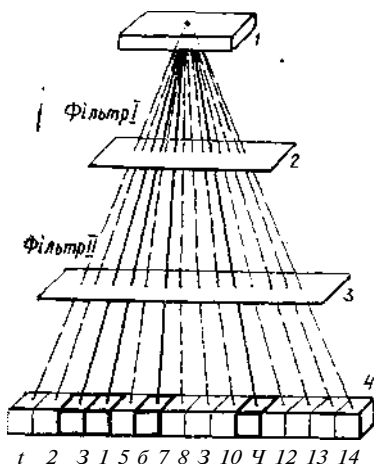


Рис. 6. Фільтрація можливих зв'язків між типом клімату та видами ґрунтів у конкретних гідрогеологічних умовах:

Цифри на рисунку: 1 — клімат: помірно континентальний, степовий; 2 — ґрунтові води: рівень >10 м; 3 — геологічна будова: лесові суглинки на глинах; 4 — види ґрунтів

З можливих у даному кліматі 14 видів ґрунтів при рівні ґрунтових вод більше 10 м (Фільтр I) на потужних лесових суглинках на глинах (Фільтр II) може сформуватися лише чотири види ґрунту (на рис. N 3, 4, 6, 10)

звужується (фільтрується). Послідовне врахування впливу всіх геокомпонентів на двосторонній зв'язок якихось двох з них приводить до виділення лише тих можливих варіантів поєднання геокомпонентів, яке може скластися в умовах конкретної геосистеми. Графічно приклад такого аналізу, що формально нагадує процес послідовної фільтрації зв'язків, зображено на рис. 5.

Ступінь генетичної залежності одного геокомпонента від іншого можна оцінити кількісно за допомогою поліхоричного показника зв'язку (синонім — коефіцієнт взаємоспряженості). Його значення змінюються від 1 (компоненти однозначно зв'язані між собою — кожному виду ґрунту відповідає лише певний один вид фітоценозу) до 0 (геокомпоненти не зв'язані між собою — на певному виді ґрунту можуть формуватися зовсім різні асоціації). Формули та техніку розрахунку поліхоричного показника зв'язку наведено в будь-якому підручнику з математичної статистики. Обчисливши значення цього показника для всіх пар геокомпонентів, отримаємо матрицю тісноти генетичних міжгеокомпонентних відношень, графічним зображенням якої може бути граф (рис. 6). Різні типи геосистем мають різний характер і силу генетичного

зв'язку їх геокомпонентів. Як видно з рис. 6, за цими особливостями рівнинні степові геосистеми суттєво відрізняються від схилкових лісостепових.

Антропогенні аспекти. Втручання людини в ландшафт призводить до розладу еволюційно зумовлених відношень між його геокомпонентами. Найбільш характерна в цьому плані заміна еволюційних

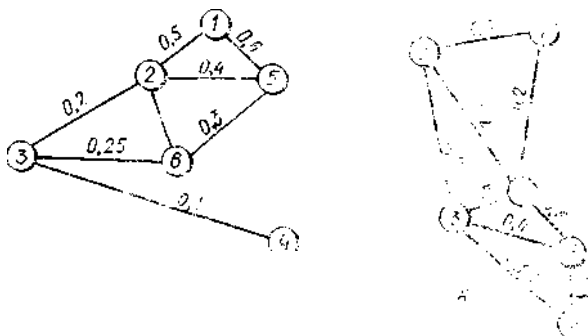


Рис. 6. Ступінь зв'язку між геокомпонентами геосистем:

a — лісостепових схилкових; б — степових рівнинних.

Цифри в колах: 1 — тип геологічної будови; 2 — морфогенетичний тип рельєфу; 3 — ґрунтові води (глибина рівня); 4 — атмосфера (сума річних опадів); 5 — вид ґрунту; 6 — група рослинних асоціацій. Цифри вздовж ребер — значення коефіцієнта взаємної спряженості (поліхоричного показника зв'язку Чупрова—Урбаха) для різних геокомпонентів геосистем

зв'язків між ґрунтом та рослинністю у природних геосистемах на антропогенно регульовані відношення між ними в агрогеосистемах. Зведення лісів та їх заміна на трав'яні агроценози призводить до формування протиприродних, «еволюційно-абсурдних» зв'язків між ґрунтом та рослинністю, тваринним населенням, мікробіоценозами. Наприклад, з природно-еволюційної точки зору зовсім нехарактерні відношення між дерново-підзолистими ґрунтами та злаковою сільськогосподарською рослинністю (еволюційно ці ґрунти пов'язані з мішаними або хвойними лісами). Якщо ґрунт як більш інерційний геокомпонент може тривалий час зберігати свої еволюційно-генетично зумовлені риси при взаємодії з новим біоценозом, то самі ці біоценози самостійно існувати в геосистемі не можуть, еволюційно відштовхуються нею. Так, в Україні значні ареали сірих лісових ґрунтів постійно знаходяться під ріллею ще з XVI — XVII ст., проте свого генетичного типу вони не змінили. Натомість, існування агроценозів було можливим лише завдяки їх щорічному відновленню людиною. Припинення культивування агроценозів призводить до поступового налагодження еволюційних від-

ношень у геосистемі, і її корінний фітоценоз відновлюється (у лісових геосистемах у середньому через 300—600, в трав'яних — через 40—80 років).

Господарська діяльність людини призводить не тільки до видозміни еволюційних відношень між ґрунтом та біокомпонентами, а й викликає більш глибоку трансформацію внутрішньогеосистемних генетично зумовлених зв'язків, торкаючись водного режиму, рельєфоформуючих процесів тощо. Так, у генетичному відношенні рельєф геосистем Причорноморської низовини акумулятивного походження, проте з масовим розоранням земель цього регіону, іригацією зараз тут переважають рельєфоутворюючі процеси, характерні не акумулятивним, а денудаційним рівнинам.

Надмірне намагання штучно законсервувати геосистему в її природному стані призводить до руйнування в ній генетико-еволюційних відношень. Так, у лучних та степових геосистемах еволюційно склалися відношення між рослинними угрупованнями та тваринами, за яких для нормального розвитку рослинності необхідне відчуження деякої частини її щорічної продукції травоядними тваринами. Заповідання степових геосистем у режимі повного виключення стравлення та косіння призводить до досить швидкої деградації рослинних угруповань, аж до випадання едифікаційних видів. Тому щоб підтримати заповідні степи в близьких до природних станах, необхідно ввести режим стравлення, близький до природно-еволюційного.

Врахування генетико-еволюційних відношень у геосистемах має значення для конструювання стійких і ефективних ландшафтів. Так, на цьому принципі має базуватися оптимальний підбір порід дерев для інтродукції, обґрунтування екологічно безпечних сівозмін тощо.

§ 3.2. ПОТІК І ТРАНСФОРМАЦІЯ ЕНЕРГІЇ

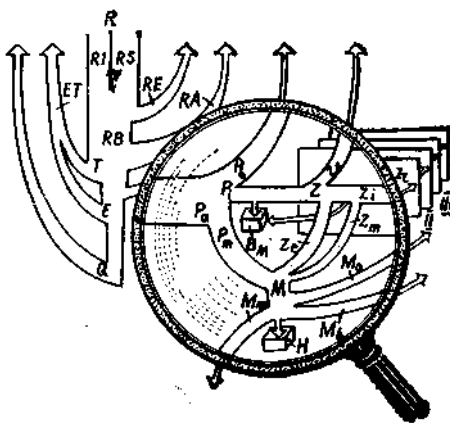
Коротка історична довідка. Першою концептуальною моделлю потоків енергії в екосистемі була схема трофічних шляхів для прерії, запропонована В. Шелфордом у 1913 р. Через 10 років подібну модель для арктичної тундри розробили Ч. Елтон та В. Саммерхейз. Проте кількісних характеристик енергетичних потоків у цих схемах не було. По суті етапною слід вважати працю Р. Ліндемана (1942), який першим кількісно оцінив потік енергії по всій трофічній структурі екосистеми. Як модельну він обрав екосистему оз. Седар-Бог-Лейк (шт. Міннесота). Аналогічні дослідження, але більш точними методами здійснив у 1957 р. Г. Одум на оз. Сілвер-Спрінгс (шт. Флорида). Згодом подібні дослідження виконано і для наземних екосистем (Ю. Одум, 1960; А. Макфедьєн, 1963; П. Дювіньйо, 1964 та ін.). В усіх цих схемах описувались далеко

не всі енергетичні потоки в екосистемі, а переважно між її біотичними елементами. У географії ж перевагу віддавали дослідженню потоків енергії між абіотичними елементами; було встановлено основні закономірності формування структури радіаційного балансу різних типів ландшафтів (М. І. Будико, Ю. Р. Раунер та ін.).

Синтетичний напрям аналізу енергетичних потоків, у якому охоплювались як біотичні, так і абіотичні елементи екосистеми, був пов'язаний з моделюванням продуційного процесу, в основі якого

Рис. 7. Схема потоку енергії в геосистемі:

Сонячна радіація: R — сумарна, RI — пряма, RS — розсіяна, RA — відбита; RE — ефективне випромінювання; RB — радіаційний баланс; T — витрати тепла на транспірацію; E — те ж на фізичне випаровування; Q — турбулентна віддача тепла атмосфері; P — енергія на фотосинтез; P_n — енергія дихання рослин; P_c — чиста первинна продукція; P_v — втрата енергії з опадом; P_i — енергія у фітомасі; BM — енергія, накопичена в прирості біомаси; Z — енергія, що надходить до травоядних тварин (консументів 1-го трофічного рівня); Z_h — енергія дихання тварин; Z_s — енергія синтезу нової зоомаси; Z_m — енергія, що втрачається із загибеллю тварин; Z_c — енергія, що переходить до наступного трофічного рівня; M — енергія мортмаси; M_n — енергія на дихання сапротрофів; M_o — енергія окислення мортмаси; M_b — енергія мінералізації мортмаси; H — енергія, накопичена в гумусі



лежить потік і трансформація енергії. Першу таку модель запропонували японські вчені М. Монсі та І. Саекі в 1953 р., а протягом 70—80-х років розроблено багато інших, проте переважно для Ігрокосистем.

Значний емпіричний матеріал з енергетики геосистем отримана в результаті робіт по Міжнародній біологічній програмі в 70-ті роки. Це дало змогу скласти повні моделі потоків енергії для основних типів природних екосистем. З них найбільш досконалою та широко відомою стала модель екосистеми прерії США (експериментальної станції Поні), розроблена під керівництвом Г. Ван-Дайна та Дж. Інніса.

Загальна схема. Основним джерелом енергії для багатьох процесів у геосистемі є сонячна. Порівняно з нею енергії до геосистеми від інших джерел надходить дуже мало (теплової енергії з надр Землі — 0,04 % сумарної сонячної радіації, тектонічних рухів — 0,0005%). При цьому сонячна енергія і використовується в геосистемі найбільш ефективно: вона здатна трансформуватися в

інші види енергії (теплову, хімічну, механічну), завдяки їй відбувається продукування біомаси, вологообіг, циркуляція повітряних мас тощо.

Загальну схему потоку і трансформації сонячної енергії в геосистемі наведено на рис. 7. На верхню межу атмосфери надходить $2 \text{ кал/см}^2\text{-хв}$ сонячної енергії. Проходячи крізь атмосферу, вона послаблюється атмосферними газами та пилом. При цьому ступінь послаблення залежить від довжини хвилі (частоти) світла. З екологічної точки зору, найбільш важливими обставинами диференційованого послаблення випромінювання є дві: 1) ультрафіолетове випромінювання (найбільш небезпечне для протоплазми) практично не проходить крізь озоновий шар, що й забезпечує можливість життя на планеті; 2) менше всього послаблюється видиме світло, що необхідне для фотосинтезу, а тому він може відбуватись і в похмурі дні.

Сумарна радіація (R на рис. 7) складається з прямої (RI) та розсіяної (RS). Співвідношення між ними залежить від географічного положення геосистеми, хмарності та інших кліматичних факторів. Це співвідношення визначає ряд похідних ландшафтно-екологічних факторів, з о к р м з и ц і й н и й. Чим більша частка прямої радіації в сумарній, тіш більше значення має фактор експозиції схилу.

Частіша сумарної радіації, досягаючи геосистеми, витрачається на ефективне випромінювання в атмосферу RF та відбивається поверхнею геосистеми (відбита радіація $R/\backslash$). Величина останнього потоку визначається характером поверхні геосистеми (її альбедо) і суттєво змінюється в різних умовах: у дібровах — $0,14\text{—}0,17$, степах $0,20\text{—}0,23$, на солончаках $0,35$, засніженій поверхні — до $0,95$.

Альбедо слід розглядати як інтегральний параметр вертикальної структури геосистеми, який визначає потік відбитої радіації з неї як з деякого нерозчленованого цілого. Насправді ж потік сонячної радіації, проходячи від верхньої межі геосистеми до поверхні ґрунту, значно змінює свою, інтенсивність, спектральний склад та інші характеристики. Ці зміни визначаються геогоризонтною вертикальною структурою геосистеми, особливо потужністю та часткою геомас листя в окремих аерофітогоризонтах (рис. 8).

Ефективне випромінювання та відбита радіація втрачаються для геосистеми, а та частина сумарної радіації, що безпосередньо йде на різні процеси в геосистемі, називається її радіаційним балансом RB . Більша його частина витрачається на випаровування (фізичне E і транспірацію T) та на турбулентну віддачу атмосфері P , тобто на забезпечення вологообігу та прогрівання повітря геосистеми.

Витрати тепла на фотосинтез P становлять дуже малу частку радіаційного балансу — в середньому $1,3 \%$. Проте її роль у гео-

системі надзвичайно велика, бо власне вона зумовлює продукційний та інші важливі біотичні процеси. При фотосинтезі використовується фотосинтетично активна радіація — ΦAP , частка якої становить близько 45 % сумарної (40 % прямої та 62 % розсіяної). Рослинний покрив поглинає 90 % світлової енергії ΦAP , проте переважна його частина йде на транспірацію та регулювання температури рослин і лише 0,5—1,5 % — на фотосинтез. Ефективність фотосинтезу визначається гідротермічними умовами геоси-

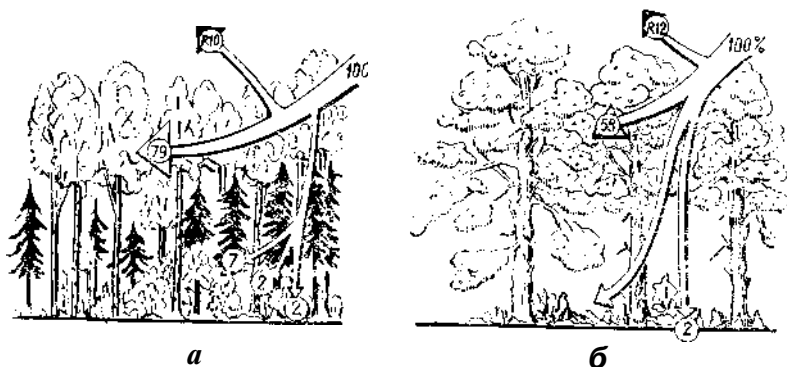


Рис. 8. Пропускання сонячної радіації фітогеогоризонтами бореального змішаного лісу (а) та розрідженого соснового лісу (б) (за В. Лархером, 1977)

стем. Найбільша вона за максимальної теплозабезпеченості при оптимальному співвідношенні тепла й вологи. Такі природні умови характерні для екваторіальних лісів, де ефективність фотосинтезу досягає 4,5 % ΦAP , або 1,5 % сумарної радіації. У штучних умовах можна, довести ефективність фотосинтезу до максимальної — 34 % ΦAP .

Енергія P , що пішла на забезпечення реакції фотосинтезу, витрачається на дихання рослин P_b (близько 50 %), а решта становить чисту первинну продукцію P_a — накопичення енергії в рослинній біомасі. З цієї енергії деяка її частина P_m з відмиранням рослин або їх окремих органів переходить до мортмаси, частина P_l залишається у фітомасі й зумовлює її щорічний приріст, частина Z разом з фітомасою, що поїдається тваринами, переходить до наступного трофічного рівня. Співвідношення між цими статтями енергетичних витрат залежить від багатьох факторів. З них особливо важливі видовий склад рослинного угруповання, вікова структура популяцій, їх екологічний стан, характер господарського використання, чисельність та популяційний склад тваринного населення біоценозу.

Енергія Z , що надходить з фітомасою до травоядних тварин, частково йде на потреби самих цих тварин, а частково переходить, до тварин-хижаків. Ці тварини, в свою чергу, поїдаються хижаками вищих порядків, а відтак передають частину енергії їм. Так формується трофічна структура геосистеми. В екології при її дослідженні прийнято виділяти трофічні рівні—сукупність організмів, які отримують енергію від рослин через однакове число організмів-посередників. Самі зелені рослини формують перший трофічний рівень — рівень продуцентів (або автотрофів); травоядні тварини (зайці, олені тощо) — другий рівень (первинних консументів, або гетеротрофів 1-го порядку); хижаки—третій (рівень вторинних консументів, або гетеротрофів 3-го порядку) і так далі. Оскільки потік енергії від одного трофічного рівня до вищого супроводжується її втратами (до 95 %), кількість трофічних рівнів не може бути необмеженою і лише в енергетично багатих екосистемах може досягати 5—6 (екваторіальні ліси, морські планктонні екосистеми).

Насправді ж у реальних геосистемах трофічні відношення набагато складніші. Виділяються види, які живляться одночасно на кількох рівнях (наприклад, сови; лисиці, що поїдають не тільки, дрібних ссавців, а й плоди рослин); види, що час від часу змінюють свій рівень (наприклад, із зміною пір року, або в процесі старіння); види, особини яких можуть поїдати одна одну (особливо це розвинуто у павуків та риб), і навіть є рослини, які поводяться як гетеротрофи, «поїдаючи» деяких тварин (венерина мухоловка, сарраценія, росичка). Тому більш реалістичне зображення потоку енергії між організмами на основі не трофічних рівнів, а трофічних ланцюгів (синонім — ланцюгів живлення) — графів, вершинами яких є популяції, а орієнтованими ребрами — потоки енергії, що передається з їжею від однієї популяції до другої, яка цією популяцією може житись.

Потік енергії Z від одного організму до іншого супроводжується її втратами. Їжа як рослинного, так і тваринного походження повністю організмом не засвоюється. Частина її виводиться з організму у вигляді екскрементів Z_e , частина Z_v витрачається на дихання тварин, а решта енергії Z_i може йти на синтез нової біомаси (точніше—зоомаси) в результаті росту організму та розмноження. З цієї енергії частина Z_m втрачається популяцією внаслідок загибелі її особин і далі включається в енергетичні потоки переробки мортмаси, а решта енергії Z_z переходить до організмів-консументів вищих рівнів, де структура енергетичних потоків аналогічна. Величина потоку Z залежить насамперед від чисельності популяцій тварин та типу біому. Взагалі у трав'яних геосистемах відсоток наземної рослинної продукції, що споживається травоядними тваринами, більший, ніж у лісових. У хвойних лісах він становить 2—3 %, широколистих — до 3, в степових гео-

системах досягає 8—10, саванах Африки 28—60, а на культурних ласовищах США 30—45 %. Окремі популяції тварин у цьому відношенні відрізняються ще більше. Так, деякі насіннідні тварини можуть споживати до 100 % придатної для них їжі. Проте в середньому з одного трофічного рівня на наступний переходить не більше 5—15 % енергії. З цієї енергії траводні для утворення свого тіла та росту Z_i використовують близько 1—10 % Z_z , а решту Z_b витрачають на дихання, з екскрементами Z_e та відригуванням Z_v , причому частки цих втрат приблизно однакові.

Потоки та трансформація енергії, що міститься у відмерлих частинах рослин P_m , екскрементах консументів Z_e та їх трупах Z_m , ще не з'ясовані до кінця. Сукупність цих потоків прийнято називати детритним циклом геосистеми. Для багатьох типів геосистем роль цього циклу набагато вища, ніж трансформація енергії у їх гетеротрофному блоці. Це пояснюється тим, що частка енергії, яка включається в детритний цикл, становить 90—95 % первинної продукції порівняно з 5—10%, що надходить від продуцентів до тварин-гетеротрофів.

Деяка частина енергії, що міститься у відмерлій фітомасі, втрачається через її окислення (переважно фотохімічне), в результаті чого виділяється CO_2 . У лучному степу Курського заповідника, наприклад, ця частка становить 4% енергії відмерлої надземної фітомаси. У лісових геосистемах спостерігаються втрати енергії (10—30%), зумовлені вимиванням дощовою водою органічних речовин із свіжопалого листя. У схилових геосистемах значна частка енергії P_m втрачається з виносом її за межі геосистеми горизонтальними потоками води. Проте більшу роль у трансформації енергії в детритному циклі відіграють не абіотичні фактори, а сапрофаги (синоніми — редуценти, детритні консументи)—живі організми, що живляться неживим органічним матеріалом, який можна метаболізувати для отримання енергії. У наземних геосистемах сапрофаги споживають до 90—95 % усієї чистої первинної продукції. До них належать такі великі тварини, як гриби, ворони, краби, а також черви, кліщі, бактерії та гриби.

Потік енергії між організмами-сапрофагами теж має характер трофічного ланцюга (Ю. Одум увів для нього термін «детритний ланцюг»), проте трофічні відношення тут надто своєрідні і складніші, ніж серед гетеротрофних тварин. Деякі організми, як наприклад, дощові черви, безпосередньо споживають мертву органічну речовину, частина якої йде на їх розвиток, частина — на дихання, частина переробляється і виводиться з екскрементами, частина подрібнюється і стає більш придатною для їх подальшого розкладу грибами та бактеріями. Екскременти червів, а також інших сапрофагів знову споживаються — і представниками інших видів, і того самого. Черви, як і інші тварини-сапрофаги, разом з мертвою органічною речовиною споживають гриби і бактерії, що містяться

в ній. Таким чином, трофічні відношення в детритному циклі являють собою складну мережу, в якій виділити трофічні ланцюги досить складно, а трофічні рівні — практично неможливо.

Більша частина енергії в детритному циклі витрачається сапротрофами на дихання, а решта переходить спочатку в проміжні продукти розкладу органічної речовини та неспецифічну органічну речовину ґрунту. У лучному степу в них залишається не більше 50 % енергії, що надходить з рослинними рештками і екскрементами. На наступному етапі трансформації цієї енергії до 70 % її втрачається на мінералізацію органічної речовини мікроорганізмами та до 25 % на їх дихання. Решта переходить у специфічні гумусові речовини — продукти гуміфікації. Таким чином, у гумус переходить не більше 5—10 % енергії рослинних решток.

Антропогенні аспекти. Практично будь-який аспект діяльності людини в геосистемі призводить до зміни у ній інтенсивності енергетичних потоків. Причому змінюються величина та співвідношення не тільки внутрішньогеосистемних потоків, а й вхідних та вихідних. Через забруднення атмосфери аерозолями дещо збільшується відбита радіація, тому до геосистем може надходити менше сумарної радіації. Так, смог здатний зменшити її на 30—40 %. У потоці сумарної радіації збільшується частка розсіяної, що призводить до деякого нівелювання експозиційних відмінностей геосистем схилів.

У агрогеосистемах значне збільшення надходження енергії пов'язане із внесенням органічних добрив. Частина цієї додаткової енергії йде на формування врожаю, невелика частіша консервується в гумусі, а значно більша (на схилах — до 60—70%) непродуктивно втрачається геосистемою разом з виносом поверхневим та ґрунтовим стоком.

Трансформація характеру діяльної поверхні геосистеми внаслідок розорювання, зведення лісів, меліорації тощо призводить до зміни величини альbedo, а через неї — і до зміни структури радіаційного балансу. Так, альbedo геосистем із степовою рослинністю становить 19—23 %, а свіжозораних агроугідь на їх місці — 5 %; широколистих лісів 12—17 %, а полів зернових культур на їх місці — 22—28 %. Відповідно змінюється і частка відбитої радіації.

Зміни вертикальної структури геосистеми, пов'язані із зведенням природної рослинності, призводять до трансформації трофічної структури геосистем, а відтак — і потоків енергії між біотичними елементами. Найсуттєвішими тут є щорічні втрати енергії, накопичені геосистемою у фітомасі. Внаслідок цього зменшується потік енергії, який надходить до детритного циклу — основи процесу продукування гумусу. Загалом трофічна структура агрогеосистем сильно спрощується, інтенсивність потоків енергії від продуцентів до первинних консументів значно зменшується, а сама

сітка цих потоків стає менш розгалуженою. Це, зокрема, зумовлює низьку стійкість агрогеосистем порівняно з природними.

Типологія. Ю. Одум (1986) запропонував такий поділ екосистем за основним джерелом надходження енергії: природні, що отримують енергію тільки від Сонця; природні, що отримують енергію від Сонця та додаткову енергетичну субсидію від інших природних джерел (заплави, схили, прибережні частини естуаріїв, маршів, конуси виносу тощо); антропізовані, що отримують енергію від Сонця та додаткову субсидію від людини (найбільш типові— агроекосистеми); промислово-міські системи, що отримують енергію палива (урбоекосистеми, індустріальні зони). У такому вигляді ця схема надто проста, проте за умови її розширення може бути корисною в багатьох відношеннях.

. За кількістю енергії, яку отримує геосистема, розрізняються такі геосистемп (Мьойзель, 1965; В. Р. Волобуєв, 1973; Д. Г. Циганов, 1983): мегатермні (радіаційний баланс $RB > 80$ ккал/см² на рік, поширені в екваторіальній зоні); макротермні (RB 50—70, поширені в тропіках); мезотермні (RB 50—70, суб- і Середземномор'я); субмезотермні (RB 40—50, неморальна зона); субмікротермні (RB 30—40, суббореальна зона); мікротермні (RB 20—30, бореальна зона); нанотермні ($RB < 20$ ккал/см² на рік, поширені в суб- та арктичній зонах).

Ці градації радіаційного балансу орієнтовні. Не слід вважати, що всі геосистеми певної термозони відносяться тільки до одного енергетичного типу. Оскільки надходження енергії до геосистеми залежить від експозиції та стрімкості схилу і деяких інших місцевих факторів, в одній ландшафтній зоні трапляються геосистеми різних енергетичних типів. Наприклад, у лісостеповій — сумікротермні (на рівнинах, терасах, пологіх схилах), мікротермні (на схилах північної) та субмезотермні (південної експозиції).

За ступенем поглинання сонячної радіації рослинним покривом, (перехопленням світла фітогеогоризонтами та ступенем освітленості поверхні ґрунту) геосистеми можна поділити на геліоморфні (геосистемп лише з трав'яним покривом чи позбавлені його); субгеліоморфні (чагарники, рідколісся); семігеліоморфні (світлохвойні, дрібнолисті ліси); сціоморфні (зімкнені темнохвойні та широколисті ліси). Від типу затіненості геосистеми суттєво залежать видовий склад, продуктивність, конкурентні відношення та деякі інші ознаки нижніх фітогеогоризонтів.

§ 3.3. ПОТОКИ ВОЛОГИ

Коротка історична довідка. Дослідженнями водного режиму займалось багато визначних ландшафтознавців та екологів— Л. Г. Раменський, Г. М. Висоцький, Г. Еленберг, П. С. Погребняк та ін. Вони встановили основні закономірності потоків води в природних системах, розробили принципи класифікації водних ре-

жимів місцезростань, індикації умов зволоження за рослинним покривом. З комплексних географо-екологічних позицій дослідили водний режим ґрунту А. А. Ізмайльський, А. А. Роде та інші ґрунтознавці, рослин — Р. Слейчер.

Завдяки організації в 60-х роках широких комплексних стаціонарних досліджень геосистем малих водозборів виявлено більш тонкі закономірності потоків вологи в природних та антропогенно змінених геосистемах. Найбільше такі дослідження проводились у США, де з 1935 р. організовано комплексні спостереження за стоком на сотнях експериментальних та репрезентативних водозборах. Найбільш детальні дослідження ландшафтно-екологічної спрямованості виконуються в екосистемах мішаних лісів водозбору Хаббард-Брук (з 1961 р.), листяних лісів водозбору Ферноу (з 1951 р.), вологих гірських водозборів Ковіта (з 1934р.). Аналогічні дослідження організовано і в інших країнах. Отримані експериментальні дані та розвиток математичного моделювання в екології дали змогу створити серію моделей водного режиму природних систем (моделі Німана — Хенкса, 1973, Ерелінгера—Міллера, 1975, Будаговського, 1976, Сиротенко, 1980 та ін.).

Можна вважати, що серед інших речовинних потоків у геосистемі водний досліджено найдокладніше, хоч і тут є багато не до кінця з'ясованих питань, особливо пов'язаних з антропогенними впливами.

Загальна схема. Потоки води у вертикальному профілі геосистеми мають величезне значення як для її окремих елементів, так і для забезпечення зв'язків між ними. Цілісність геосистеми багато в чому зумовлена потоками води, які пронизують її подібно до кровоносної системи. Водні потоки забезпечують міграцію хімічних елементів, транспортування поживних речовин до рослин, продукційні процеси тощо. Вода — один з основних лімітуючих екологічних факторів і від її кількості в геосистемі, збалансованості потоків залежать численні властивості геосистеми, що визначають її потенціал.

Як видно із загальної схеми водних потоків (рис. 9), потоки вологи об'єднані в цикл, тобто в геосистемі здійснюється круговорот води. Він може бути збалансованим (маса води на вході в геосистему дорівнює її масі на виході), і тоді водний і пов'язані з ним режими лишаються незмінними. При незбалансованих потоках у геосистемі відбувається прогресуюча гідроморфізація (при додатньому балансі) або ксерофітизація (при від'ємному).

Волога до геосистеми надходить з атмосферними опадами R , за рахунок конденсації водяної пари V , а також з підземними водами G (якщо вони зв'язані крізь гідравлічні вікна з ґрунтовими), поверхневим стоком S (якщо геосистема розташована на схилі), з річковими водами F під час повені та паводків (якщо геосистема розташована на заливній заплаві).

Надходячи до геосистеми, дощові води частково затримуються фітогеогоризонтами (цей процес називають інтерцепцією). Перехоплена листям волога RF лише в мізерних частках засвоюється ним, деяка частина води RS (5–20 %) стікає по стовбурах, а основна маса FE випаровується, а відтак не бере участі ні в транспірації, ні в зволоженні ґрунту (так звана інтерцепційна втрата). Розмір цієї втрати залежить від інтенсивності та тривалості опадів, сумарної листяної поверхні фітогоризонтів.

Крім дощів та снігу, у геосистемах морських узбережжів та пустинь суттєвим джерелом надходження вологи є роса й тумани. Ю. Одум (1986) наводить дані для західного узбережжя США, де туман за рік може давати в 2–3 рази більше води, аніж її випадає з дощами, й високі дерева за рахунок цього отримують вологи до 150 см.

Частина опадів M , що потрапляє до земної поверхні, може затримуватись мортгоризонтом (лісовою підстилкою або степовою повстю). Цей горизонт відзначається високою гігроскопічністю та вологоємністю,

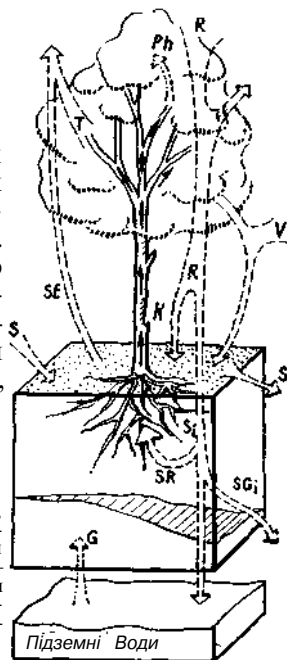


Рис. 9. Схема потоків води в геосистемі:

R — атмосферні опади; V — конденсація водяної пари; S , SS — води поверхневого стоку; T — транспірація; SE — фізичне випаровування з поверхні ґрунту; FE — випаровування з поверхні фітогеогоризонтів (інтерцепційна втрата); Sj — низхідний потік води в ґрунті; SR — всмоктування води корінням; K — транспорт води до транспіруючих поверхонь рослин; Ph — втрати води на фотосинтез; SG_i — відтік ґрунтових вод за межі геосистеми; G — поповнення ґрунтових вод геосистеми підземними

тому всмоктує та утримує значну кількість води, яка може і зовсім не досягти поверхні ґрунту. Ця волога витрачається майже виключно на фізичне випаровування ME . Дійшовши до поверхні ґрунту, напрямок та інтенсивність потоків води залежать від стану зволоженості поверхневих горизонтів ґрунту в момент випадання опадів. Якщо ґрунт знаходиться в стані повного водонасичення, низхідного потоку води в ґрунті не буде, і вона витратиться на фізичне випаровування з поверхні ґрунту SE , а якщо ця поверхня схилова — і на площинний стік SS . Проте здебільшого в момент випадання дощу вологість ґрунту менша за величину його польової вологоємності і тому формується потік води в глибину ґрунту. Інтенсивність цього потоку залежить від водопроникності ґрунту. При глибокому рівні залягання ґрунтових вод найбільш

водопроникні дернові піщані ґрунти, найменш — солонці, глинисті каштанові.

З ґрунту волога поглинається коренями рослин. Це поглинання тим інтенсивніше, чим більша всмоктуюча поверхня кореневої системи та чим легше входять у контакт корені та ґрунтова волога. Активна поверхня коренів у трав'янистих рослин становить приблизно $1 \text{ см}^2/\text{см}^3$, а в дерев — $0,1 \text{ см}^2/\text{см}^3$. Контакт коренів з вологою ґрунту визначається його механічним складом: найгірший він у глинистих ґрунтах, найкращий у піщаних.

Надходження води до рослин залежить також від температури ґрунту, оскільки вона впливає на всмоктуючу здатність коренів і на їх ріст. З теплих ґрунтів рослини витягують воду легше, ніж з (холодних, а при зниженні температури до кількох градусів вище нуля більшість рослин поглинати воду нездатна.

Надходячи до рослини, вода з кореня транспортується до її транспіруючих поверхонь. Залежно від фізіологічних та анатомічних особливостей рослин швидкість цього потоку різна. Найбільша вона в ліан (150 м/год) та трав'янистих рослин (10–60), а у хвойних складає в середньому 1,2 м/год.

У рослині дуже незначна частина вологи витрачається на фотосинтез Ph , а основна її частина (97 % і більше) випаровується (транспірується) — T . Для продукування 1 г сухої речовини рослиною необхідно витратити на транспірацію в 400–600 разів більшу масу води: дуб витрачає 340 г води, бук — 170, сосна — 300, пшениця — 540, люцерна, конюшина 700–800 г. Це зумовлює досить тісну залежність маси транспірованої води від фітомаси геосистеми. Так, при однаковій кількості опадів (850–870 мм) буковий ліс витрачає на транспірацію 522, а субальпійські луки 100–200 мм вологи. Величина та інтенсивність транспірації T залежать не тільки від надземної фітомаси, а й від едафічних факторів, особливо від освітленості, сухості повітря, вітру. Проте, чітка залежність транспірації від цих факторів існує лише до того часу, поки відкриті продихи рослин. При нестачі вологи рослинами криваючи продихи, регулюють витрату вологи. Так, при повністю закритих продихах хвойні дерева здатні зменшити транспірацію на 97 %, листяні — на 80–90, трави — на 70–85 %.

Антропогенні аспекти. Потоки вологи в геосистемі відзначаються високою чутливістю до дії антропогенних факторів. З цим пов'язана можливість їх регулювання людиною, що й робиться при водних та агролісомеліораціях. Проте через недостатнє врахування складних закономірностей структури водних потоків у геосистемах меліорації часто призводить до небажаних або й катастрофічних екологічних наслідків.

Надмірне зволоження геосистем при іригації призводить до посилення низхідних потоків вологи в ґрунті, які можуть досягти засоленних горизонтів порід або мінералізованих ґрунтових вод, де

насичуються солями і, піднімаючись у міжполивний період до поверхні, засолюють ґрунтову товщу. При зрошенні водоспоживання рослин поліпшується, але якщо ґрунтово-іригаційні води насичуються солями, споживання вологи з ґрунту зменшується і може бути навіть меншим, ніж у богарних умовах. Так з'являється антропогенна фізіологічна сухість рослин — неможливість споживати воду при її достатній кількості. Крім змін водного режиму, зрошення призводить і до комплексу змін інших процесів у геосистемі — насамперед ґрунтових (розвиваються процеси оглеєння, заболочення, вторинного засолення ґрунтів), геоморфологічних (іригаційна ерозія), енергетичних (внаслідок зміни альbedo та збільшення витрат тепла на випаровування).

Не менш суттєво змінюються водні потоки при осушенні земель. Тут головна небезпека — переосушення, тобто зниження рівня ґрунтових вод нижче деякої критичної глибини, що може зумовити дефляцію, обміління річок, відмирання їх верхів'їв тощо.

Вплив лісу та лісонасаджень на водний режим досліджено досить ґрунтовно. Вислів Г. М. Висоцького (1932) «Ліс сушить рівнини та зволожує гори» зберіг значення й досі, хоч і деталізований та підправлений новими дослідженнями. Друга його частина («зволожує гори») залишається без змін, якщо під «горами» розуміти будь-який сильно почленований рельєф та схили.

Основною причиною більшої зволоженості лісових схилів геосистем є зменшення лісом такої важливої витратної статті водного балансу, як поверхневий стік води. З численних досліджень експериментальних водозборів у гірських регіонах США видно, що зведення лісу призводить до збільшення поверхневого водного стоку на 200—400 мм на рік. В Карпатах, як стверджує О. В. Чубатий (1966), суцільне зведення лісу зумовлює збільшення стоку на 266—302 мм, а вирубування 28 % запасу деревини — на 132 мм. Спеціальні дослідження на 37 водозборах Фінляндії дали змогу встановити досить тісну кореляційну залежність між поверхневим стоком та лісістістю — приріст запасів деревини на 100 м³/га зумовлює зменшення річного стоку в середньому на 80 мм. У схилівих геосистемах рівнинних ландшафтів ліс здатний до 80 % зменшити витрати води на поверхневий стік. А згідно з даними М.І.Коронкевича (1976), поверхневого стоку з залісених геосистем практично немає в тих районах, які знаходяться на південь від ізолінії річкового стоку менше 50 мм (в Україні ця межа пролягає трохи на північ від межі між лісостеповою та степовою зонами).

«Висушувальний» вплив лісу на рівнинні геосистеми проявляється насамперед у збільшенні транспірації—вона може бути в 2—3 рази більшою, ніж з агрогеосистем. Важливе значення має також перехоплення листяною поверхнею опадів (до 40%) і їх витрата на фізичне випаровування. Вплив лісу на ґрунтові води

залежить від глибини їх залягання — ліс знижує рівень близьких коренедосяжних вод і підвищує рівень глибозалягаючих.

Типологія. Г. М. Висоцький та А. А. Роде розробили критерії виділення типів водного режиму ґрунту, які мають ландшафтно-екологічний зміст. Базуючись на них, геосистеми *за типом водного режиму* поділяються на такі: промивного режиму (низхідні потоки вологи переважають над висхідними, і вода, що просочується крізь ґрунт, досягає рівня ґрунтових вод); періодично промивного режиму (атмосферна вода досягає рівня ґрунтових вод в окремі багатоводні роки, в середньому один раз на 10—15 років); непромивного режиму (ґрунтові геогоризонти промочуються, але вода не досягає рівня ґрунтових вод); аридного режиму (ґрунтовий профіль сухий протягом цілого року); випітного режиму (переважають висхідні потоки вологи з ґрунтових вод, капілярна кайма яких піднімається до поверхні ґрунту, і ґрунтові води випаровуються фізично); десуктивно-випітного режиму (на відміну від попереднього типу, капілярна кайма ґрунтових вод не виходить на поверхню, і їх витрата здійснюється не за рахунок фізичного випаровування, а через транспірацію); водозастійного режиму (характерний для боліт); паводкового режиму (характерний для заплавлі річок).

За співвідношенням статей водного балансу (річний сумаю опадів та сумарним випаровуванням) виділяються такі геосистеми: гіпергумідні (різниця між річними опадами та випаровуванням становить 1600 мм і більше); пергумідні (800—1600); гумідні (400—800); субгумідні (0—400); субаридні (—400—0); мезоаридні (—400—800); аридні (—800—1600); екстрааридні (—1600 мм і менше). Ця градація співвідношення річних опадів та випаровування в цілому відповідає діапазонам гідрокліматичних факторів, що визначають певний напрям зонального ґрунтоутворення та формування біомів (В. Р. Волобуєв, 1973; Д. • М. Циганов, 1983). Геосистеми України належать до гумідного (лісова зона), субгумідного (лісостеп) та субаридного (степ) типів.

За збалансованістю водного балансу є такі геосистеми: із збалансованим балансом (у річному циклі водний баланс дорівнює нулю); додатньо-декомпенсованого балансу (прихідні статті водного балансу переважають над витратними, внаслідок чого рівень ґрунтових вод піднімається); від'ємно-декомпенсованого балансу (витратні статті переважають над прихідними, рівень ґрунтових вод знижується).

З екобіоцентричної точки зору важливо розрізняти геосистеми *за рівнем забезпеченості вологою рослинних угруповань*. Виділяються такі типи геосистем: гідроморфні (водойми); субгідроморфні (прибережно-водні місцезростання); гігроморфні (болота); субгігроморфні (лучно-болотні та вологі луки); мезо-

морфні (нормальні умови зволоження, характерні для сухих луків); субмезоморфні (лучно-степові місцезростання); семіксеро-Іорфні (середньостепові місцезростання); субксероморфні (сухо-степові); ксероморфні (напівпустині); гіперксероморфні (пустині).

§ 3.4. МІГРАЦІЯ ТА ОБМІН МІНЕРАЛЬНИХ РЕЧОВИН

Коротка історична довідка. У межах ландшафтознавства дослідженням міграції, розсіювання та акумуляції речовин займається геохімія ландшафту. Основи цієї науки започаткували В. І. Вернадський та О. Є. Ферсман, теоретичні положення сформулював у 20—30-ті роки Б. Б. Полинов, а в повоєнний час розвинули О. І. Перельман, М. А. Глазовська та їх численні учні. В екології розвиток подібного наукового напрямку пов'язаний з іменами Дж. Хатчінсона та Ж.Фортескью. Останньому належить велика узагальнююча монографія з проблематики геохімії навколишнього середовища (англ.— Environmental Geochemistry). Починаючи з 70-х років, в екології інтенсивно розвиваються дослідження потоків речовин в екосистемах. Число публікацій з цієї проблеми поступово перевищило кількість праць з традиційної для екології популяційної тематики. Особливого значення надається аналізу круговоротів поживних елементів рослин, визначення токсичних концентрацій різних елементів у живих організмах. Аналогічні питання щодо ґрунтів почали розробляти ґрунтознавці та агрохіміки, стосовно поверхневих вод — гідрохіміки та гідробіологи. Синтезувати всі ці результати — важливе завдання ландшафтної екології.

Загальна схема. Хімічні елементи, що складають географічну оболонку, по-різному проявляють себе в геосистемах. Це стосується як їх мас у геосистемі, так і особливостей поведінки — міграції між елементами вертикальної структури, здатності включатися в [круговороти, поглинатися рослинами тощо. За висловом Р. Рік-лефса (1979), кожний елемент в екосистемі має власну долю. Проте виділяються деякі загальні закономірності потоків різних речовин у геосистемах, тому й існують загальні підходи до їх дослідження.

Загальну схему потоків мінеральних речовин у геосистемі наведено на рис. 10. Як видно, основні вхідні потоки речовин до геосистеми надходять з атмосферними опадами R та пилом D , за рахунок вивітрювання первинних мінералів гірських порід W , розчинення солей осадових порід S , в результаті господарської діяльності A .

З атмосферними опадами на поверхню Землі щорічно потрапляє 1800 млн т, або 12 т/км^2 , розчинних речовин, а на територію України — 7,3 млн т, або $12,1 \text{ т/км}^2$. Найбільше цим шляхом над-

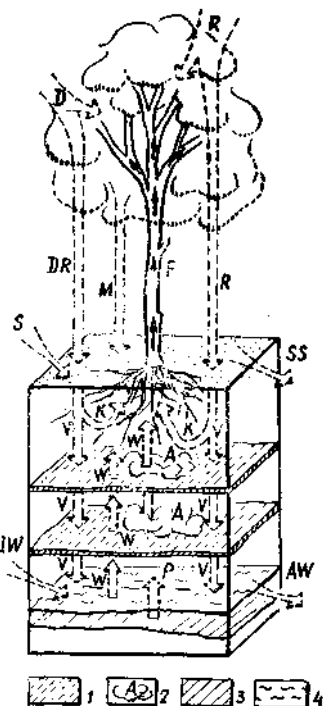
ходити сірки (до $2,6 \text{ т/км}^2$ в південних районах України), трохи менше — кальцію та азоту (табл. 2). За рахунок осаду з атмосфери пилу до геосистем щорічно надходить до 10 т/км^2 речовин, а в промислових регіонах — в десятки разів більше.

Утворення легкорозчинних солей при вивітрюванні первинних мінералів — процес, що відбувається в усіх геосистемах, але дуже повільно. Надходження ж до геосистем солей внаслідок розчинення солей осадових порід може бути значним у регіонах, де породи галогенної формації залягають близько до поверхні. В Україні такими регіонами є Прикарпаття та Закарпаття, Дніпровсько-Донецька западина, Донбас та інші, де широко розповсюджені соляні відклади (купольні структури, штоки тощо). За орієнтовни-

Рис. 10. Схеми потоків мінеральних речовин у геосистемі:

/ — ландшафтно-геохімічні бар'єри; 2 — мінеральні речовини, що нагромаджуються на бар'єрі; 3 — осадові галогенні породи; 4 — водоносний горизонт з мінералізованими водами.

R — надходження речовин з атмосферними опадами; D — надходження речовин з пилом; DR — вимивання дощами речовин, затриманих листяною поверхнею; P — розчинення солей осадових галогенних порід; S — надходження речовин з поверхневим стоком; IW — надходження речовин з боковим притоком ґрунтових вод; AW — винесення речовин з боковим відтоком ґрунтових вод; M — мінеральні речовини опаду; V — низхідний потік речовин з водним розчином; $/$ — поглинання речовин кореннями рослин; F — транспортування речовин рослиною; A — нагромадження речовин на ландшафтно-геохімічних бар'єрах; W — висхідний потік речовин з водним розчином; SS — винесення речовин поверхневим стоком



ми розрахунками В. А. Ковди (1947), з подібних структур у Прикарпатській низовині щорічно надходить близько 3,5 млн. т солей, а В. М. Боровський (1978) для цього регіону наводить цифру на 2 порядки більшу.

Мінеральні речовини, що надійшли до геосистеми, можуть знаходитись у вигляді її резервного фонду або здійснювати круговорот у її вертикальному профілі. Резервний фонд становлять речовини, що знаходяться у нерухомих формах, а також легкодоступні речовини, накопичені в геосистемі в надмірних кількостях, через що вся їх маса не може бути охоплена круговоротом. Речовини резервного фонду частково поповнюються за рахунок мігруючих речовин і також можуть включатися в міграційні процеси. Ці процеси зумовлені двома основними факторами: потоком води та її властивостями як хімічної речовини (за О. Е. Ферсманом,—

гідрогенезом); синтезом та розкладом органічної речовини (біо-генезом).

Роль води як фактора міграції речовин полягає не тільки в її мобільності в геосистемі. У її водному середовищі відбувається переважна більшість хімічних реакцій. Потік води у вертикальному профілі геосистеми супроводжується процесами розчинення, видужування, іонного обміну, адсорбції, в результаті чого хімічні елементи та сполуки певних геомас переходять до водного

Таблиця 2. Надходження розчинених мінеральних речовин з атмосферними опадами, т/км² за рік (за Л. М. Горєвим, А. М. Ніканоровим, В. І. Пелешенко, 1989)

Регіони	Ca	Mg	Na+K	HCO ₃	SO ₄	Cl	Усього
Полісся	0,8	0,9	1,4	2,7	6,1	1,2	13,1
Лісостеп	1,1	0,8	1,2	2,9	6,1	1,1	13,2
Степ	0,9	0,6	0,9	1,6	4,3	1,2	9,5
Прикарпат- тя	1,5	1,5	1,8	2,9	9,7	1,6	19,0
Карпати	2,4	2,2	2,8	4,7	15,0	2,8	29,9
Закарпаття	1,7	1,6	1,9	3,3	10,6	1,9	21,1
Гірський							
Крим	1,5	1,1	1,3	4,1	4,2	1,6	13,8
Україна							
в цілому	0,9	0,8	1,1	2,4	5,6	1,3	12,1

розчин)' і далі переміщуються з ним. Внаслідок випаровування вологи, кристалізації, сорбції та інших гідрогенних процесів з водного розчину випадають мінеральні речовини, акумулюючись у певних геомасах або геогоризонтах. Нарешті, практично тільки з водним розчином мінеральні речовини з ґрунту можуть потрапити до рослин і далі взяти участь у біогенній міграції по трофічній сітці геосистеми.

Фізико-хімічні, термодинамічні та інші умови геогоризонту, крізь який проходить потік водного розчину, визначають, ступінь рухомості кожного з хімічних елементів та їх сполук. Практично в усіх геосистемах у вертикальній структурі виділяються суміжні геогоризонти, які значно відрізняються один від одного за цими умовами. Тут різко змінюються умови міграції різних речовин — одні з них випадають з розчину і концентруються, інші мігрують менш інтенсивно і накопичуються частково, треті не реагують на зміну умов міграції. В геохімії ландшафту місця, де різка зміна умов міграції призводить до накопичення елементів, називаються *ландшафтно-геохімічними бар'єрами* (термін ввів О. І. Перельман). Залежно від параметрів, значення яких різко змінюються на бар'єрі, виділяють їх різні типи. При цьому на кожному з ти-

півбар'єрів накопичується характерна асоціація хімічних елементів (табл. 3). У різних геосистемах кількість та склад ландшафтно-геохімічних бар'єрів неоднакові. Так, у лісових геосистемах України переважають кислі та глейові бар'єри, степових — лужні, випаровувальні та ін.

З ландшафтно-екологічної точки зору, крім типу бар'єру, важливо враховувати і його місцеположення у вертикальній структурі геосистеми. Так, бар'єри, розміщені в ґрунті нижче його коре-

Таблиця 3. Ландшафтно-геохімічні бар'єри та накопичення елементів (в чисельнику — дуже токсичні, в знаменнику — менш токсичні) (За М. А. Глазовською, 1988; О. І. Перельманом, 1989)

Тип бар'єру	Елементи, що накопичуються на бар'єрі
Кислий в окислювальному середовищі	Pb, As, Se / Mn, Mo, Ni, V
Кислий у відновлювальному середовищі	As, Se, Pb, Cd, Hg/Mo, V, Ni, Cu, Zn, Co
Лужний в окислювальному середовищі	Pb, Cd, Hg, Sr/Mn, Mg, Zn, Cu, Mo
Лужний у відновлювальному середовищі	Pb, Sr, As/Zn, Cu, Ni, Co
Глейовий	Se, As / U, V, Ni, Cu
Сорбційний	As, Cs, Sr / P, S, Mo, V, Cu
Механічний	— Cd, Sr, Pb, Cs, Hg/Cu, Ni, Zn
Випаровувальний	Se, As, Cs / Na, Cl, Zn, Mg

невмісного шару, в екологічному плані можуть відігравати позитивну роль — токсичні елементи, що тут накопичуються, рослинами споживатися не можуть і водночас цей бар'єр перешкоджає досягненню токсичними елементами ґрунтових вод, лімітуючи їх забруднення. Такий бар'єр виконує функцію консерватора («кладовища») забруднень у геосистемі. Натомість бар'єри, розташовані в межах кореневмісного шару ґрунту, можуть бути вкрай небезпечними для рослин.

Напрямок гідрогенних потоків речовин у геосистемі відповідає напрямку потоку вологи. При переважанні низхідних потоків води речовини можуть виноситися за межі ґрунту і досягати рівня ґрунтових вод. Внаслідок цього розсолюються ґрунти, підвищується мінералізація ґрунтових вод, а при інтенсивних потоках вологи в піщаних ґрунтах зростає дефіцит поживних речовин. Проте частіше хімічні елементи накопичуються на бар'єрах у педогеогоризонтах та в зоні аерації. При висхідних потоках води внаслідок фізичного випаровування ґрунтових вод вміст солей у ґрунті та підґрунті зростає, що призводить до засолення геосистем.

Важливим фактором міграції речовин у геосистемі є життєдіяльність рослин. Встановлено, що практично всі хімічні елементи, що містяться в географічній оболонці необхідні рослинам і споживаються ними. З них незамінні лише деякі: N, P, K, S, Ca, Mg (макроелементи — споживаються у великих кількостях) та Fe, Mn, Zn, Cu, Mo, B та CL (мікроелементи — споживаються у менших кількостях).

З атмосфери надземні органи рослин засвоюють мінеральні речовини в дуже незначних кількостях, а основна їх маса поглина-

Таблиця 4. Залучення елементів до біологічного круговороту, кг/га за рік (за Т. І. Євдокимовою, Т. Л. Бистрицькою, 1976)

Геосистеми	N	P	K	Ca	Mg	S
Тундрові та лісо-тундрові	21,7	2,8	8,4	8,6	3,0	14
Тайгові	87,3	8,0	22,6	38,0	6,0	6,0
Лісостепові, природний стан	130	14,0	93,0	108,0	21,6	11,2
Лісостепові, рілля	117	16,1	104,0	51,7	18,4	9,2
Степові, природний стан	208	—	27,0	177,0	36,0	15,0
Степові, рілля	80	14,0	30,0	30,0	6,0	4,0

ється з ґрунту. Корінь здобуває мінеральні речовини шляхом: поглинання іонів з ґрунтового розчину; обмінного поглинання сорбованих іонів (віддає іони H^+ та HCO_3^- , а замість них отримує іони поживних солей); розчинення зв'язаних запасів мінеральних речовин (виділяючи органічні кислоти, корінь вивільняє з хімічно зв'язаного стану елементи, зокрема важкі метали, і потім легко поглинає їх). Потрапивши до кореня, іони переносяться до інших органів рослин. Це перенесення потребує витрат енергії, джерелом якої є дихання рослин, тому інтенсивність поглинання ними мінеральних речовин визначається едафічними факторами дихання (оптимальним температурним режимом, освітленістю, співвідношенням між вологістю та аерацією ґрунту тощо).

Фітоценозом протягом року поглинається значна маса мінеральних речовин (табл. 4). З неї частина F залишається в річному прирості фітомаси (для широколистих лісів ця величина становить 70—120 кг/га), частина F_z разом з фітомасою, що поїдається первинними консументами, переходить до наступного трофічного рівня і далі мігрує по трофічній сітці аналогічно потокам енергії (див. § 3.2). Частина мінеральних елементів з фітоценозу надходить до атмосфери внаслідок транспірації T , з хімічними виділеннями рослин (фітонцидами) Ph та з пилком K . З досліджень, проведених біля Валдайського озера, відомо, що ліс пів-

денної тайги за рік перекачує в атмосферу близько 8 т/км² речовин, при цьому з пилком — 4,7 т/км².

Більша частина мінеральних речовин, накопичена фітоценозом протягом року, повертається до ґрунту з річним опадом *Z*. Ця кількість може становити 80—90 % річної маси накопичених рослинами речовин. Завдяки цьому рослинність виконує в геосистемі важливу роль у замиканні потоків мінеральних речовин (їх організації у круговорот). Це дає змогу геосистемі неодноразово протягом року використовувати мінеральні речовини в продукційному процесі та утримувати їх від вимивання в корененедосяжні ієдогогеоризонти.

Антропоічні аспекти. Забруднення та самоочищення геосистем. З розрахунків мас хімічних елементів, які щорічно залучаються до техногенних потоків, відомо, що з 60-х років геохімічна діяльність людини за потужністю не поступається природним процесам. За рахунок цієї діяльності поверхня суші щорічно збагачується на мільйони тонн P, Ti, Cu, Mn, Zn, Pb та інших елементів, на десятки тисяч тонн Rb, H, Zr. Основні джерела надходження забруднень до геосистем—атмосфера, внесення добрив та обробка агрогеосистем пестицидами та отрутохімікатами, забруднені підземні води, захоронені в ґрунті та породах зони аерації техногенні речовини, зрошення стічними та забрудненими річковими водами.

Потрапляючи до атмосфери, забруднюючі речовини (це 90 % газів і 10 % твердих часток) досить швидко розсіюються. Згідно Ф. Рамад (1981), середня тривалість знаходження газів у тропосфері становить 2—4 місяці, аерозолів — 4 місяці біля тропосфери, 1 місяць у верхній та 6—10 діб у нижній тропосфері. Ці дані слід розглядати як орієнтовні, оскільки тривалість перебування викидів в атмосферу визначається багатьма метеорологічними умовами, які дуже мінливі в просторі й часі. Атмосферні забруднення можуть проникати в рослини внаслідок їх газообміну, осаду на поверхні листя та пагонах. При тривалій дії навіть невисоких концентрацій забруднень у рослин виникають хронічні пошкодження (депресія фотосинтезу, порушення росту, відмирання клітин тощо). Різні рослини неоднаково реагують на атмосферні забруднення. Найбільш чутливі до них лишайники, з дерев—ялина (до дії HF, SO₂, HCl), сосна (до HF, NH₃, SO₂), горіх (HF, NH₃), береза (HCl). Стійкими вважаються туя, деякі види дубів, кленів, граб.

Чутливість рослин до атмосферних забруднень залежить від едафічних факторів. Встановлено такі основні закономірності: *температура* — з її підвищенням чутливість рослин дещо зростає; *вологість повітря* — в діапазоні 30—60% чутливість рослин зростає слабо, понад 60 % — різко; *вологість ґрунту* — чим вологіший ґрунт, тим чутливість більша, проте сукулентні галофіти на

цей параметр практично не реагує; наявність поживних елементів у ґрунті—рослинність бідних, особливо піщаних ґрунтів чутлива до атмосферних забруднень, чим вищий у ґрунті вміст N, P, K та CaCO₃, тим чутливість менша; при нестачі в ґрунті певного елемента стійкість рослин до атмосферного забруднення менша.

Потрапляючи на поверхню ґрунту, забруднюючі речовини включаються у вертикальні потоки і при цьому можуть значно трансформувати їх налагоджений механізм. Це пов'язано з тим, що багато забруднюючих речовин здатні руйнувати деякі важливі ландшафтно-геохімічні бар'єри, створювати нові, змінювати тип тих, які були раніше, внаслідок зміни кисло-лужних або окислювально-відновлювальних властивостей ґрунту змінювати і швидкість міграції різних речовин. Проходячи крізь ґрунт, забруднені води можуть частково або й повністю очищуватись, проте сам ґрунт при цьому забруднюється. ХІМІЗМ ЦЬОГО Забруднення та вертикальний розподіл акумульованих речовин залежать від типу ландшафтно-геохімічних бар'єрів та їх місцезнаходження в геосистемі (див. табл. 3).

Будь-яку забруднюючу речовину, що потрапила до ґрунту, можуть поглинати живі організми. З рослин-автотрофів, які акумулюють забруднюючі речовини, починається забруднення всієї трофічної сітки геосистеми. Г. Вудвел (1967) встановив, що накопичення токсичних речовин у живих організмах збільшується з кожним наступним трофічним рівнем (рис. 11). Тому навіть незначна концентрація забруднюючих речовин у рослинах може викликати токсикацію тварин вищих трофічних рівнів.

Завдяки живим організмам забруднення залучається до круговороту мінеральних речовин і виведення їх з геосистеми ускладнюється. Однак геосистеми мають певні механізми, що дозволяють їм знешкодити забруднення або вивести їх з круговороту та з геосистеми взагалі. Сукупність цих механізмів називається *самоочищенням геосистем*. Ця їх важлива властивість досліджена недостатньо і поки що не розроблені методи та критерії, за якими їх можна було б кількісно оцінити. Проте в загальних рисах виявлено фактори та особливості геосистеми, що визначають її самоочищення.

Самоочищення геосистем може реалізовуватись у трьох групах процесів: виносу забруднень за межі геосистем ґрунтовими

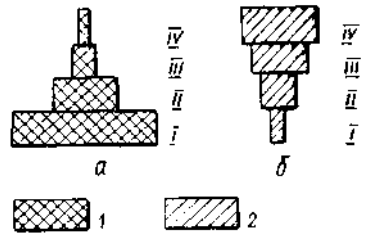


Рис. 11. Піраміда біомас (а) та концентрації забруднень (б) на трофічних рівнях геосистеми (за В. Вудвелом, 1967): I—IV — трофічні рівні; 1—біомаса; 2 — логарифм концентрації забруднень

**Таблиця 5. Головні фактори і показники самоочищення геосистем
(за М. А. Глазовською, 1989; Дж. Фортегскью, 1985; В. П. Солнцевою, 1982)**

Механізм самоочищення	Головні фактори, що сприяють самоочищенню геосистем	Можливі кількісні показники
Винесення забруднень: з поверхневим стоком	Значний схил поверхні Високе ерозійне розчленування території Часта повторюваність інтенсивних опадів Незадернованість поверхні ґрунту Мала водопроникність ґрунту	Стрімкість схилу Густина ерозійної сітки Ерозійний індекс опадів Ґрунтозахисний коефіцієнт рослинності Коефіцієнт водопроникності ґрунту, оцінки проти-ерозійної стійкості ґрунту
з фільтраційними водами	Різко промивний водний режим ґрунту Висока водопроникність ґрунтів і підґрунтя Відсутність випаровувального та механічного ландшафтно-геохімічних бар'єрів Мале кореневе живлення рослин	Відношення суми опадів до сумарного випаровування (?) Коефіцієнти фільтрації (?)
з вітропотоком	Часта повторюваність дефляційно небезпечних вітрів Наявність ландшафтно-геохімічних бар'єрів на поверхні ґрунту (механічного, випаровувального) Сприятливий рельєф: навітряні схили, вузькі вододільні рівнини Мала протиерозійна стійкість ґрунту	Величина водоспоживання фітоценозу, величина транспірації Оцінка повторюваності (?)
з рослинною продукцією	Щорічний збір врожаю Культури, що інтенсивно поглинають забруднення Концентрація забруднень у кореневмісному шарі ґрунту (різопедогоризонтах)	Коефіцієнт зміни швидкості вітру по відношенню до горизонтальної поверхні Коефіцієнт дефляційної стійкості ґрунту Величина врожаю та пожнивних решток Коефіцієнти переходу елементів з ґрунту до корисних органів рослин (?)

Механізм самоочищення	Головні фактори, що сприяють самоочищенню геосистем	Можливі кількісні показники
Зв'язування забруднень у важкодоступні форми	Вміст забруднень у легкодоступних формах	Дані водної витяжки
	Висока сорбційна ємність ґрунту	Сорбційна ємність (?)
	Наявність та потужність ландшафтно-геохімічних бар'єрів (особливо — сорбційного)	
Розклад токсичних сполук	Важкий механічний склад ґрунту	Частка фізичної глини (?)
	Врахування окислювально-відновлювальних та кислотно-лужних умов для визначення поведінки конкретних елементів	
	Інтенсивний розклад рослинного опаду	Відношення морт-маси до маси щорічного опаду
	Розклад забруднень в атмосфері при фотохімічних реакціях	Величина ФАР
	Те саме при грозових розрядах	Повторюваність гроз
	Значне надходження сонячної енергії	Радіаційний баланс (?)
	Врахування окислювально-відновлювальних та кислотно-лужних умов для визначення поведінки конкретних елементів і сполук	

водами, вітром та з урожаєм; зв'язуванням забруднень у важкодоступні (зокрема нерозчинні) форми, так що їх споживання живими організмами стає практично неможливим; розклад токсичних речовин на сполуки та елементи, які не є небезпечними для живих організмів. Як умовну форму самоочищення геосистеми можна також вважати концентрацію забруднень на ландшафтно-геохімічних бар'єрах, які розташовані між ґрунтовим профілем та капілярною каймою ґрунтових вод (у так званому «мертвому горизонті»). Тут забруднюючі речовини можуть накопичуватися в легкорозчинній формі і в значних кількостях, але при цьому БОНИ нешкідливі ні для рослин, ні для ґрунтових вод. Для коренів рослин забруднюючі речовини недосяжні, а проникнення їх до ґрунтових вод блокується ландшафтно-геохімічним бар'єром та (або) непроникним водним режимом геосистеми. У табл. 5 показано основні фактори, що сприяють самоочищенню геосистем.

Типологія. Оскільки міграція мінеральних речовин визначається багатьма факторами і призводить до різноманітних наслідків, типізувати геосистеми за особливостями речовинних потоків можна за багатьма ознаками. У ландшафтній екології питання ти-

пології геосистем за цими особливостями практично не розглядалось, а в рамках геохімії ландшафту запропоновано кілька схем класифікацій елементарних ландшафтів (М. А. Глазовська, 1964, 1988; О. І. Перельман, 1975 та ін.). Проте з ландшафтно-екологічної, а, як на нашу думку, то і з ландшафтно-геохімічної точки зору, вони далеко не повні й потребують суттєвого доопрацювання. Деякі з пропонованих далі ознак та критеріїв типології геосистем ще не апробовані на практиці і їх слід сприймати як напрями подальшого наукового пошуку.

За хімічним складом особливе значення має типологія геосистем за елементами, які мають високий вміст (кларк) у геосистемі та енергійно мігрують і накопичуються в ній, визначаючи умови, міграції й інших речовин. У геохімії ландшафту такі елементи називаються типоморфними і до них належать Н, Fe, Al, Ca, Na, Mg, HCO_3 , SO_4 , H_2S , Cl та ін. За переважаною роллю певного типоморфного елемента або їх групи виділяються відповідні типи геосистем, наприклад: кислі (Н), кислі глейові (Н—Fe)—поширені в хвойних лісах; кальцієві (Ca), кальцій-натрієві (Ca—Na) — в степах; натрієві (Na), хлоридно-натрієві (Cl—Na) — в геосистемах степових западин та подів із солончаками тощо (див., наприклад, М. А. Глазовська, 1985).

Л. Є. Родін та Н. І. Базилевич (1965) запропонували класифікацію круговоротів зольних елементів та азоту, в якій враховано переважачі елементи, що залучаються в круговорот, інтенсивність цього обороту (визначається відношенням щорічного опадів до всієї його маси), продуктивність та зональний тип екосистем, зольність рослин. Тобто схема має комплексний ландшафтно-екологічний зміст. Взявши її за основу, геосистеми за типом круговороту мінеральних елементів можна розділити на азотні низькозольні застійні (розвинуті в тундрі), кальцієво-азотні середньозольні сильно загальмованого обороту (поширені в хвойних та дрібнолистих лісах), азотно-кальцієві середньозольні загальмованого обороту (широколисті ліси), азотно-кремнієві середньозольні інтенсивного обороту (степи), натрієво-хлоридні дуже високозольні дуже інтенсивного обороту (солончаки) та інші типи, включаючи й такі, що враховують токсичні техногенні елементи, залучені до круговороту (наприклад, Sr-90 в соснових лісах біля Чорнобиля).

Потоки та акумуляція мінеральних речовин у геосистемах багато в чому визначаються ландшафтно-геохімічними бар'єрами, тому інформативною буде типологія геосистем за складом та місцеположенням ландшафтно-геохімічних бар'єрів у їх вертикальній структурі. За цими критеріями виділяються такі типи геосистем безбар'єрні; фітобар'єрні (лісові геосистеми з високим індексом листяної поверхні); різо-педобар'єрні (геосистеми, ландшафтно-геохімічні бар'єри яких містяться в межах кореневмісного шару ґрунту) з їх поділом на підтипи залежно від типу бар'єру (на-

приклад, різно-педобар'єрні глейові, різно-педобар'єрні сорбційні, те ж лужносорбційні; якщо в ґрунті два бар'єри — лужний та сорбційний тощо); педо-бар'єрні (бар'єри знаходяться у ґрунті нижче кореневої системи) та їх підтипи; літобар'єрні та їх підтипи; комплексно-бар'єрні (наприклад, фіто-різобар'єрні, педо-літобар'єрні тощо з їх більш детальною характеристикою на рівні підтипів). Більшість геосистем належать до комплексно-бар'єрного типу. Пропоновану типологію можна розвинути за рахунок врахування: «ємності» бар'єрів — їх здатності гальмувати інтенсивність міграції речовин.

Екобіоцентрична типологія. Продуктивність та видовий склад рослинних угруповань значною мірою визначаються вмістом у ґрунті поживних речовин (N, P, K та мікроелементів), тому багатство місцезростання Л. Г. Раменський, Г. Еленберг, П. С. Погребняк та інші екологи вважали одним з головних критеріїв класифікації екотопів. З ландшафтно-екологічного погляду найбільш відповідною можна вважати типологію умов місцезростання за багатством ґрунту елементами живлення, обґрунтовану Д. М. Цигановим (1983). Виділяються такі геосистеми: оліготрофні (вкрай бідні на солі: 34—80 мг/л), семіоліготрофні (солей дуже мало: 75—82 мг/л), субмезотрофні (80—120), мезотрофні (порівняно насичені солями: 100—150), субевтрофні (добра забезпеченість солями: 150—200), евтрофні (найбільша забезпеченість солями при відсутності ознак засолення ґрунтів), пертрофні (забезпеченість солями більша за оптимум, але ще не пригнічує росту рослин).

За ступенем засоленості ґрунтів є такі геосистеми: глікофітні (слабкосолонцюваті ґрунти, ознаки пригнічення рослин невиразні), семігалофітні (глибокозасолені, середньосолонцюваті ґрунти), субгалофітні (середньо- та сильносолонцюваті засолені ґрунти), галофітні (солонці та поверхнево засолені ґрунти), супергалофітні (солончаки).

§ 3.5. ПРОДУЦІЙНІ ПРОЦЕСИ

Коротка історична довідка. Концептуальні основи аналізу продукційного процесу в екосистемі заклав Р. Шелфорд (1913), обґрунтувавши концепцію трофічних рівнів. На цій основі в екології досліджуються як енергетичні потоки так і процеси продукування біомаси, оскільки енергія по трофічній сітці передається з продукцією. Історію цього питання подано в § 3.2. До неї слід лише додати, що вперше балансову модель продукційного процесу запропонував у 1932 р. П. Бойсен-Йенсен, а в подальшому балансовий підхід аналізу продуктивності розвинули Р. Уіттекер, Н. І. Базилевич, А. А. Тітлянова, і він фактично став основою розробки

Джеєм Форрестером популярного в екології методу імітаційного моделювання екосистем.

Важливим етапом дослідження продуктивності екосистем було отримання оцінок біомаси та її складових (надземної, підземної, первинної, вторинної тощо). Хоч таку оцінку для біомаси Землі теоретично вирахував Ю. Лібіх ще в кінці XIX ст., даних щодо продуктивності та біомаси зональних екосистем планети фактично не було аж до розгортання робіт по Міжнародній біологічній програмі. Одержані дані в середині — кінці 70-х років обробили та систематизували Р. Уїттекер і Г. Лайкенс у США та Л. Є. Родін, Н. І. Базилевич, А. А. Тітлянова в Росії. При цьому оцінка біомаси Землі, зроблена Ю. Лібіхом, виявилася дуже близькою до сучасної, визначеної Р. Уїттекером за експериментальними даними.

Фотосинтез як основна ланка продукційного процесу в геосистемі тривалий час досліджувався в межах фізіології рослин. О. І. Будаговський, А. О. Нечипорович та Ю. К. Росс були першими, хто вказав у 1964 р. на фізико-географічну (геосистемну) складову цього процесу. З того часу в дослідженні еколого-географічних факторів фотосинтезу досягнуто значних успіхів, хоч ще багато аспектів цього питання не з'ясовано.

Екологічні та географічні аспекти продукування гумусу розглядали ще в 30-х роках І. В. Тюрін та В. Р. Вільямс. У повоєнні роки ці аспекти розвинули російські ґрунтознавці (Л. М. Александрова, М. М. Кононова та ін.) і особливо французька школа Ф. Дюшофура. З ландшафтно-екологічного погляду важливим є напрям сучасного ґрунтознавства, пов'язаний з оцінкою швидкості гумусоутворення та моделюванням цього процесу. Інтенсивна розробка цих питань почалася з середини 70-х років. З того часу одержано дані щодо швидкості процесу формування гумусу в різних типах ґрунтів (С. Боул, 1977; Л. М. Ганжара, 1981; Г. Я. Чесняк, 1988 та ін.), запропоновано ряд моделей гумусоутворення (Е. Скідмор, 1983; Ф. М. Лісецький, 1990 та ін.).

Загальна схема. Продукційний процес геосистеми зручно розглядати як інтегральний, що складається з утворення органічної речовини рослинами (первинними продуцентами), потоку цієї речовини по трофічній сітці (утворення вторинної продукції) та продукування органічної речовини ґрунту. Крім власне утворення фіто-, зоомаси та гумусу, важливими результатами продукційного процесу є вуглецевий газообмін у геосистемі, зростання чисельності популяцій.

В основі продукційного процесу лежить фотосинтез. При ньому хімічно з'єднуються дві неорганічні сполуки — CO_2 та H_2O і утворюється органічна речовина — глюкоза. Внаслідок численних біохімічних реакцій глюкоза перетворюється в різні цукри, жири та целюлозу — основний матеріал, з якого складаються стінки рослинних клітин. Крім CO_2 та води, рослини для синтезу орга-

нічних речовин використовують і інші мінеральні речовини. **Над-**ходячи з ґрунту до рослин, вони, сполучаючись із вуглецем, кис-нем та воднем, утворюють білки, нуклеїнові кислоти та **пігменти**. Процес створення фітомаси можна зобразити у вигляді **сумарного** рівняння.

$$\begin{array}{l} \text{Наявність світла та} \\ \text{сприятлива температура} \\ \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{мінеральні} = \text{фітомаса} + \text{кисень} + \\ \text{речовини} \quad \quad \quad + \text{транспірована} \quad \text{вода} \end{array}$$

Фотосинтез суттєво залежить від багатьох ландшафтно-екологічних факторів. З них найбільше значення мають: світло, температура, вода, поживні речовини в ґрунті. З *інтенсивністю світла* фотосинтез пов'язаний лінійною залежністю, але до деякого оптимального рівня. Цей рівень називається світловим насиченням і в середньому становить 1 ккал/м² хв. При його досягненні інтенсивність фотосинтезу може дещо знизитись або лишається сталою. Крім інтенсивності світла, фотосинтез залежить і від тривалості, освітлення — чим вона вища, тим більше продукується фітомаси.

Температура в умовах недостатньої освітленості, коли світло є лімітуючим фотосинтез фактором, мало впливає на нього. **Проте** при помірній освітленості інтенсивність фотосинтезу зростає а 2—5 раз при підвищенні температури на кожні 10 °С. Залежність між інтенсивністю фотосинтезу та температурою списується кривою дзвоноподібної форми з відносно вузьким діапазоном оптимальних температур. Температурний оптимум у різних видів рослин дуже різний і становить від 16 °С (для багатьох видів помірного поясу) до 38 °С (тропічні рослини). Зниження фотосинтезу при високих температурах пояснюється збільшенням витрат енергії на дихання.

Вода як фактор продуктивності виявляє різнобічну, але переважно посередню роль у фотосинтезі. Із зниженням вмісту вологи в ґрунті рослини зменшують її витрату на транспірацію і тому закривають продихи. Крізь них, крім вивільнення води, рослини поглинають з атмосфери CO_2 , необхідний для фотосинтезу, тому при закритті продихів цей процес уповільнюється, а при зниженні вологості ґрунту нижче точки в'янення поступово припиняється. Різні види рослин неоднаково реагують на водний дефіцит, та все ж є тісна залежність між біопродуктивністю та сумарним випаровуванням. Теоретично її обґрунтував Г. Пенман у 1956 р., а емпіричну залежність установив М. Розенцвейг (1968):

$$lgF_N=(1,66\pm0,27)\text{ }g\text{ }AE-(1,66\pm0,007),$$

де F_N — чиста первинна продукція надземних частин, г/м²; AE — фактичне річне сумарне випаровування, мм.

Поживні речовини ґрунту. Для фотосинтезу, крім макроелементів, необхідні й мікроелементи, особливо Mn, Fe, Cl, Zn, V.

Наявність їх у ґрунті в легкодоступній формі і не в токсичних кількостях сприяє фотосинтезу. Проте в багатьох геосистемах при добрих гідрокліматичних умовах для фотосинтезу його інтенсивність лімітується недостатньою кількістю поживних елементів у ґрунті, особливо тих, що знаходяться в мінімумі. При внесенні екологічно обґрунтованих норм мінеральних добрив фактор, що обмежує фотосинтез, знімається.

Таблиця 6. Середня продуктивність геосистем (за Р. Уїттекером, 1980)

Тип геосистем	Чиста первинна продукція, т/км ² за рік	Біомаса, т/км ²	Маса підстилки, т/км ²	Споживання тваринами, т/км ² за рік	Продукція тварин, т/км ² за рік	Біомаса тварин, т/км ²
Тундрові	140	600	1000	33	0,38	0,44
Бореальнолісові	800	20000	4000	380	3,20	4,75
Широко листовісові	1200	30000	2000	420	6,0	15,70
Степові	600	1600	400	540	8,9	6,70
Пустинні та напівпустинні	90	700	20	48	0,40	0,45
Тропічних дощових лісів	2200	45000	200	2600	15,0	20,0
Болотяні	2000	15000	2500	320	16,0	10,0
Агрогеосистеми	550	1000	100	90	0,65	0,40
Усі континенти	773	12300	750	7810	6,10	6,75

Утворена фітомаса (чиста первинна продукція) далі розподіляється між елементами геосистеми за схемою, аналогічною до потоків енергії по трофічній сітці (див. рис. 7). Згідно з Р. Уїттекером (1980), частка рослинної продукції, що споживається первинними консументами (травоядними тваринами), становить в агро-екосистемах 1 %, тундрових та пустинних 2—3, лісових 4—7, степових 10—15 %. І хоч у деяких геосистемах (наприклад, пасовищних) реальний відсоток первинної продукції, споживаної тваринами, може бути набагато більшим, засвоюється вона лише частково (1—15 %), а більша її частина виводиться тваринами з екскрементами та при диханні. Тому з переходом на кожний наступний трофічний рівень зоомаса зменшується на 2—3 порядки (див. рис. 11,6).

Продуктивність геосистем та розподіл продукції між окремими ланками трофічної структури досить суттєво змінюються залежно від ландшафтно-екологічних умов (табл. 6).

Важливою складовою продукційного процесу в геосистемі є *продукування мікробної маси*. Внаслідок короткої тривалості життя переважної більшості популяцій мікроорганізмів (15—20 днів і менше) в помірному поясі за рік змінюється 6—7 їх поколінь, а в тропічному—більше 20. Окремі популяції бактерій дають за

рік 30—40 генерацій і більше (Кожевін, 1973). Така велика швидкість відновлення біомаси призводить до значної величини її **річної** продукції. Так, за даними М. Віткампа (1974), у лісовому опаді добова продукція грибного міцелію становить 1 г/м^2 , що приблизно відповідає продуктивності зернових культур. Майже такі самі оцінки продуктивності наводить Т. В. Арістовська (1980) і для мікроорганізмів ґрунту — від 0,15 до 3,9 мг/г за добу. За даними В. А. Ковди та І. В. Янушевської (1973), щорічна продукція мікроорганізмів становить 200—500 ц/га, що набагато перевищує продуктивність вищих рослин.

Характерна особливість продукційного процесу мікроорганізмів полягає в чітко вираженій його пульсації — протягом року періоди інтенсивного продукування мікробної маси змінюються періодами його затухання. Пояснити ці зміни коливаннями температури та вологості ґрунту не завжди вдається; можливо, в основі цього феномену лежать чисто популяційні причини.

Хоч щорічна продукція мікроорганізмів дуже висока, їх жива біомаса на конкретний момент значно менша. П. А. Кожевін та Д. Г. Звягінцев (1975) оцінюють її для дерново-підзолистих ґрунтів у 0,17 мг/г, сірих лісових — 0,28, чорноземів — 0,38 мг/г ґрунту. Маса мертвої органічної речовини мікроорганізмів завжди перевищує живу, і її роль в інтегральному продукційному процесі геосистеми вважається вельми істотною — більшість дослідників процесу гумусоутворення вважають, що мертві клітини мікроорганізмів є важливим матеріалом, з якого синтезується гумус.

Відтворення гумусу — не менш важлива ланка продукційного процесу в геосистемі, ніж продукування біомаси. Основним джерелом його формування є рослинний опад, екскременти тварин та клітини мікроорганізмів.

Швидкість та характер гуміфікації залежать від багатьох ландшафтно-екологічних факторів. З них найбільше значення мають кількість та склад рослинних решток, режим вологості та аерації ґрунту, його кислотність, видовий склад мікроорганізмів та інтенсивність їх діяльності, мінералогічний та механічний склад ґрунту тощо. Багатофакторність процесу гумусонагромадження зумовлює складність теоретичних математичних моделей цього процесу. Проте емпіричні та емпірико-теоретичні моделі були запропоновані. Так, Ф. М. Лісецький (1990), узагальнивши наявні дані щодо темпів гумусонагромадження в різних типах ґрунтів, вивів досить простий вираз, що описує формування гумусового горизонту ґрунтів — Y_r (мм) на породах суглинкового механічного складу:

$$H_r = Q^{2,1} (0,00051 - ke^{-bt}),$$

де Q — енергетичні витрати на ґрунтоутворення, Мдж/м² за рік; k — коефіцієнт типу ґрунту (у підзолистих ґрунтах k становить 0,00035, у чорноземах типових і звичайних — 0,00039, у чорноземах

південних і темно-каштанових ґрунтів — 0,00044, у світло-каштанових та чорноземах карбонатних — 0,0004); b — параметр інтенсивності формування гумусового горизонту в різні періоди формування ґрунту (у чорноземах і каштанових ґрунтах b становить

Таблиця 7. Середня швидкість формування гумусного горизонту ґрунтів, т/га (за Ф. М. Лісецьким, 1990)

Ґрунти	Ступінь змитості ґрунту		
	слабка	середня	сильна
Дерново-підзолисті	0,3		
Чорноземи типові	0,5	1,4	2,6
Чорноземи звичайні	0,4	1,2	2,0
Чорноземи південні, темно-каштанові	0,4	0,8	1,8
Світло-каштанові, чорноземи карбонатні	0,2	0,6	0,8

0,00034; у дерново-підзолистих та глейових ґрунтах — 0,00095): t — час, роки.

Процес гуміфікації йде повільно (табл. 7), причому з вихідної маси рослинного опаду на гумус перетворюється не більш як **10–30 %**.

Антропогенний аспект. З перетворенням природних геосистем у агрогеосистеми пов'язані суттєві зміни особливостей усіх ланок продукційного процесу. Продуктивність **агроценозів** здебільшого нижча від природних фітоценозів, **що були на їх місці**. Це **пояснюється** тилі, що поля **щорічно розорю-**

ються і ґрунт буває оголеним на початку та в кінці вегетативного періоду, коли природні екосистеми продовжують створювати продукцію. Так, річна продукція посівів зернових культур у помірному поясі становить 250–500 г/м², цукрових буряків 400–1000 г/м², тоді як лісів 600–2500, а степів 200–1500 г/м². Р. Ріклефс як на більш загальну причину меншої продуктивності агроугідь порівняно з природними вказує на монодомінантність посівів — один вид не може використовувати ресурси зовнішнього середовища з такою самою ефективністю, як це робить суміш видів з різними екологічними вимогами, що властиве природним рослинним угрупованням. На врахуванні цієї закономірності ґрунтується перспективний підхід до підвищення продуктивності агроценозів: одновидові посіви сільськогосподарських рослин замінити на двота багатовидові з диференційованими екологічними нішами та амплітудами.

Інтенсивне ведення сільського господарства пов'язане з низкою прямих та побічних вкрай небажаних в екологічному плані наслідків. Насамперед це виснаження ґрунту, його алелопатичне втомлення (накопичення продуктів виділення коренів рослин), забруднення ґрунту, а через нього — і ґрунтових вод та самої сільськогосподарської продукції залишковими продуктами розпаду пестицидів, нітратами, іншими сполуками, руйнування трофічної структури геосистем та нагромадження в її ланках токсичних елементів тощо.

Суттєвих змін зазнає утворення вторинної продукції в агрогео-, системах. На ріллі воно відбувається переважно за допомогою ґрунтових безхребетних та деяких видів птахів. Зоомаса і тих і інших тут у сотні разів менша, ніж у природних геосистемах. На пасовищах величина продукції трав'янистих тварин може набагато перевищувати продукцію цього трофічного рівня природних степів та лук. Проте підтримання цієї маси на такому «надприродно» високому рівні призводить до надвипасу і швидкої деградації рослинних угруповань, первинна продукція яких знижується до критичної межі і надалі використовувати такі угіддя під пасовища стає неможливим.

Формування гумусу в агрогеосистемах практично повністю позбавлене його найважливішого ресурсу — рослинного опаду. Внесення органічних добрив здебільшого не компенсує цієї втрати, тому після розорювання степів, лісів, луків йде інтенсивна деґуміфікація ґрунтів. Так, зіставивши дані картосхем вмісту гумусу, складених В. В. Докучаєвим 100 років тому (1879—1883), з матеріалами ґрунтових обстежень України, проведених у 1976—1981 рр., побачили, що вміст гумусу в чорноземах зменшився на 25—30%, а подекуди й більше. Якщо до розорювання степів переважали чорноземи з вмістом гумусу 7—10%, то зараз таких ґрунтів не залишилось, і домінують чорноземи, гумусу в яких не більше 5 %. Від незбалансованого внесення і розкладу органічної речовини щорічно чорноземи втрачають гумусу 0,3—0,8 т/га, а з ерозією — ще 0,4—1,2 т/га.

Типологія. *За величиною продуктивності* (чистої первинної продукції) геосистеми поділяють на непродуктивні (фітомаса не створюється — скелі, піщані пляжі тощо), низькопродуктивні (1—5 т/га), зниженої продуктивності (5—10), середньопродуктивні (10—15), підвищеної продуктивності (15—20), високопродуктивні (20—30), дуже високопродуктивні (більше 30 т/га на рік).

Глава 4. ЛАНДШАФТНІ ТЕРИТОРІАЛЬНІ СТРУКТУРИ **(хорологічна ландшафтна екологія)**

§ 4.1. РІВНІ ТЕРИТОРІАЛЬНОЇ РОЗМІРНОСТІ ГЕОСИСТЕМ

Як геосистему можна розглядати і географічну оболонку в цілому, і ландшафтну зону (біом), і невеличку ділянку земної поверхні (наприклад, схил чи його частину). При цьому аналіз геосистем як територіальних об'єктів залежить від їх розміру. Геосистеми неоднакових розмірів відрізняються факторами, які визначають їх виділення з простору та внутрішню територіальну структуру, основними підходами та методами дослідження; ха-

рактором наукових та практичних завдань, на які ці дослідження спрямовані.

За цими ознаками виділяються різні рівні територіальної розмірності геосистем. Г. Хаазе (1973), Я. Демек (1974), Х. Барш (1979) та інші дослідники виділяють чотири таких рівні — планетарний, регіональний, хоричний та топічний. В. Б. Сочава (1974), А. Г. Ісаченко (1979), К. А. Кінг (1980), К. Аурада (1986) виділяють три таких рівні — планетарний, регіональний та локальний (топічний), об'єднуючи хоричний та топічний в один — локальний. Є й інші пропозиції щодо числа територіальних рівнів гео- та інших типів природних систем. Як визнав В. Б. Сочава (1978), ці рівні виділяються поки що не за чіткими геофізичними та математичними критеріями, а емпірично.

З ландшафтно-екологічних позицій здається за доцільне виділяти шість рівнів територіальної розмірності геосистем.

Глобальний (планетарний) рівень представлений географічною оболонкою, яка досліджується як територіально недиференційоване ціле. Ці дослідження проводяться загальним землезнавством. *Субглобальний рівень* визначається двома факторами: кулеподібністю форми Землі та плитовою тектонікою. Ці фактори зумовили формування таких геосистем, як географічні пояси, континенти та субконтиненти (близькі до такої одиниці фізико-географічного районування, як фізико-географічні країни). Субконтиненти — це найменші територіальні одиниці, які відособлені виключно планетарними факторами, а їх подальший поділ цими факторами вже не визначається. Тому ці одиниці слід прийняти за *елементарні* при дослідженні планетарних закономірностей територіальної диференціації глобальної геосистеми (географічної оболонки).

Внутрішня територіальна структура субконтинентів визначається регіональними факторами — макроположенням субконтиненту щодо океанів та гірських систем, морфоструктурами високих порядків, загальною циркуляцією атмосфери тощо. Дія цих факторів зумовлює виділення геосистем *регіонального рівня розмірності*, якими є одиниці фізико-географічного районування — зони, підзони, провінції, області В. Б. Сочава (1978), розглянувши різні таксономічні фізико-географічного районування, дійшов висновку, що на рівні фізико-географічної області, а не району, як вважають А. Г. Ісаченко та інші ландшафтознавці, зникаються регіональні фактори зональної та азональної причинностей. Подальшу диференціацію області на геосистеми меншого рангу (зокрема на райони) пояснити дією цих факторів неможливо, бо все **більшої ваги** починають набувати місцеві (хоричні) територіальні особливості. Геосистемою, за критеріями виділення та змістом близькою до фізико-географічної області, є макрогеохора. Вона **розглядається як** найменша одиниця регіонального рівня і найбільша — **хоричного**.

Якісною відмінністю геосистем цих рівнів розмірностей є те, що регіональні геосистеми сформувались під безпосереднім впливом зовнішніх по відношенню до географічної оболонки планетарно-астрономічних факторів. В основі відособлення геосистем *хоричного рівня* лежать суто внутрішні ландшафтно-екологічні **фактори, які у сфері взаємодії геокомпонентів трансформують зовнішні до географічної оболонки сигнали (тектонічні рухи, надходження тепла, вологи тощо). До таких факторів належать екзогенні процеси, що створюють різноманітні форми та елементи рельєфу. За цими елементами, в свою чергу, закономірно змінюється величина сонячної радіації, що надходить на земну поверхню, перерозподіляються волога, мінеральні речовини тощо. В результаті в ландшафті зовсім поруч можуть формуватися рослинні угруповання та ґрунти, характерні для природних зон, які можуть і не мати між собою спільної межі.**

Природна контрастність на хоричному рівні може бути в сотні і тисячі разів більшою, ніж на регіональному. Переконливі дані про це наводить А. А. Краукліс (1979). Так, у тайзі на одному схилі сума активних температур змінюється на 20—50° на кожні 100 м довжини, а в середньому для Середнього Сибіру цей градієнт становить 70—90° на 100 км, тобто в 500 раз менший. Середня температура січня по меридіональному профілю в Середньому Сибіру змінюється на 0,0008° на кожні 100 м, тоді як на схилі — на 0,6—0,9° на 100 м (у 1000 раз більше). Аналогічні зміни характерні для умов зволоження геосистем, засолення тощо.

Саме на хоричному рівні найвиразніше виявляється дія екологічних факторів та їх залежність від особливостей території, на якій ця дія локалізована. Розміри господарських угідь, зон їх впливу співрозмірні власне з геосистемами хоричного рівня, тому аналіз останніх найбільш ефективний для вирішення більшості конкретних прикладних завдань. Ці обставини зумовлюють особливу роль ландшафтно-екологічного аналізу геосистем хоричного рівня.

Серед геосистем хоричної розмірності особливу роль відіграє геотоп (фація). По-перше, більшість дослідників визнають його за максимальною однорідною в комплексному ландшафтному відношенні одиницю, тобто як таку, внутрішня територіальна структура якої вже не визначається географічними закономірностями. По-друге, геотопи пов'язані між собою різними типами просторових відношень, врахувавши які виділяють різні типи-ландшафтних територіальних структур. Елементами всіх цих структур є геотопи. На цій підставі виділяється *тонічний рівень* розмірності, до якого відносяться геосистеми лише одного рангу — геотопи. Ландшафтно-екологічні дослідження на цьому рівні зводяться до виділення геотопів та аналізу їх вертикальних структур.

При аналізі територіальної структури геотопів виділяються

одиниці *субтопічного рівня*. Цей аналіз дуже специфічний, а самі територіальні одиниці за розміром, тривалістю існування, факторами виникнення суттєво відрізняються від геотопів та геосистем вищих рангів, тому серед ландшафтознавців досить поширена думка, що внутрішньотопічна структура не є предметом ландшафтного аналізу.

Ландшафтно-екологічний підхід можна застосувати для аналізу геосистем усіх рівнів розмірностей. Проте на хоричному та топічному рівнях сфера його застосування максимально широка. Більшість концепцій та методів сучасної ландшафтно-екології розроблено для аналізу геосистем власне цих рівнів. Досить ефективно їх можна використовувати і при регіональних та субтопічних дослідженнях.

§ 4.2. ЕЛЕМЕНТАРНА ЛАНДШАФТНО-ЕКОЛОГІЧНА ТЕРИТОРІАЛЬНА ОДИНИЦЯ — ГЕОТОП

Коротка історична довідка. В географічній літературі ідея елементарних ландшафтних територіальних одиниць з'явилась одночасно з ідеєю природного комплексу. Г. М. Висоцький (1904, 1909) називав цю одиницю фітотопологічним елементом, Р. І. Аболін (1914) — епіморфою, І. В. Ларін (1926)—мікроландшафтом, Л. С. Берг (1936, 1945)—ландшафтом другого порядку, геохрою, фацією, Б. Б. Полинов (1925, 1946)—елементарним ландшафтом, Л. Г. Раменський (1935) —типом земель, епіфацією, фацією. Остання назва закріпилася в радянському ландшафтознавстві завдяки М. А. Солнцеву (1949), який обґрунтував таксономію ПТК (фація — урочище—місцевість — ландшафт), прийняту за основу дослідження територіальної (морфологічної) структури ландшафту.

Згідно з положенням М. А. Солнцева та інших ландшафтознавців, основні критерії виділення фації зводяться до того, що в її межах усі геоконпоненти мають бути представлені своїми найменшими класифікаційними категоріями: ґрунт — однією відміною, рослинність — однією асоціацією тощо. На цьому самому критерії ґрунтується виділення елементарної одиниці німецькими геоекологами, які називають її геотопом. Остання назва здається більш вдалою, ніж фація, з таких причин: 1) термін «фація» (лат. «*facies*» — образ, зовнішність) етимологічно не зовсім відповідає змісту, який вкладається в елементарну ландшафтну одиницю; 2) геологія та ботаніка мають значно більші традиції вживання цього терміну (введений геологом А. Гресслі в 1838 р.) і під ним розуміються зовсім інші природні утворення (у геології) та класифікаційні таксони досить високого рангу (в ботаніці); 3) термін «фація» був прийнятий радянською школою ландшафтознавств

ва, а поза нею використовувався практично тільки в Польщі та Болгарії, причому навіть у колишньому СРСР вживався неоднозначно (поняття фації у В. Б. Сочави та у М. А. Солнцева різні); 4) термін «геотоп» є міжнародним і етимологічно відповідає змісту елементарної ландшафтної одиниці («гео» — земля, «топос» — місце).

У сучасній ландшафтно-екологічній літературі вживаються переважно терміни «геотоп», «екотоп», а також *land unit* (анг.— ландшафтна одиниця), *land site* (ландшафтне місце), рідше — *land (scape) element* (ландшафтний елемент).

Критерії виділення геотопу. Підхід класичного ландшафтознавства до виділення фацій (геотопів) на перший погляд здається логічним. Дійсно, якщо в межах деякої ділянки жоден з геокомпонентів не вдається розділити на два різних класифікаційні підрозділи навіть на найнижчому таксономічному рівні, то така ділянка може вважатися за однорідну (елементарну). Ніякої природної межі (грунтової, геоботанічної тощо) через геотоп провести не можна, вони можуть лише збігатися з його межами. Виходячи з цього, деякі ландшафтознавці, особливо школи М. А. Солнцева, вважали фацію об'єктивним природно однорідним підрозділом ландшафту, який сама природа наділила територіальною неподільністю.

З холістичної ландшафтно-екологічної точки зору з цим твердженням, та й і з самим таким підходом погодитись не можна. Як впливає з нього, критерії виділення геотопів визначаються особливостями класифікаційних схем окремих геокомпонентів. Ці схеми не зв'язані між собою, ступінь їх детальності в різних геокомпонентах неоднаковий. Тому ареали, в яких локалізуються нижчі таксони класифікації ґрунтів, рослинності тощо здебільшого неоднакові за площею та конфігурацією. При накладанні цих ареалів межі окремих геокомпонентів не збігаються (рис. 12), хоч насправді вони перебувають у значно більшій залежності. Ця залежність проявляється не у слідуванні певного виду ґрунту за певним елементом рельєфу, рослинної асоціації за видом ґрунту і т. д., а у відносно спряженій зміні значень окремих характеристик різних геокомпонентів. Як влучно висловився Б. М. Міркін (1978), «точка зору фітоценозу відрізняється від точки зору ґрунтознавця». Виявити цю «точку зору», орієнтуючись на встановлені класифікаційні критерії окремих геокомпонентів, важко. Зокрема це пов'язано з тим, що багато критеріїв віднесення певного ґрунту чи рослинного угруповання до відповідних класифікаційних підрозділів штучні (як, наприклад, градації вмісту солей та гумусу в ґрунті, потужність його гумусових та змитих горизонтів, градації стрімкості схилу тощо). Слід враховувати також і те, що для одного геокомпоненту існують кілька різних його класифікацій, нерідко складених на принципово різних теоретичних підхо-

дах. Як приклади можна навести класифікацію ґрунтів, прийняту в країнах колишнього СРСР та в США, класифікацію рослинності за домінантними видами (за В. М. Сукачовим) та за характерними видами (за Ж. Браун-Бланке). Виділені за цими класифікаціями нижчі таксономічні одиниці абсолютно різні і на місцевості займають різні ареали. Відповідно й контури фацій зовсім неоднакові. Таким чином, критерії виділення фацій, орієнтовані

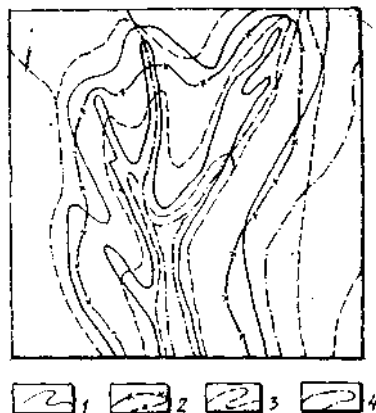


Рис. 12. Незбіг контурів при накладанні карт окремих геокомпонентів:

1 — геоморфологічна карта; 2 — геологічна; 3 — ґрунтова; 4 — карта рослинності

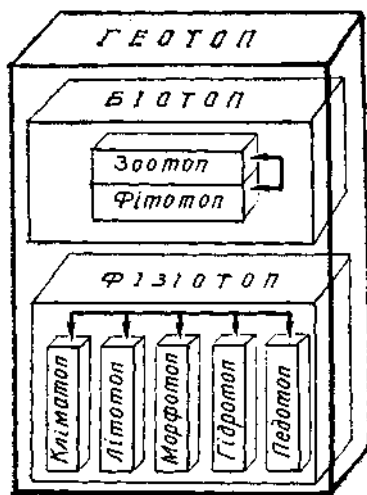


Рис. 13. Структура геотопу

на класифікаційні таксони геокомпонентів, штучні, оскільки до певної міри штучна будь-яка класифікація.

Більш наближений до реальності підхід до виділення геотопів пов'язаний з розчленуванням території на однорідні ділянки за кожним з геокомпонентів та факторів топічної диференціації ландшафту. У німецькій геоecологічній літературі такі ділянки називаються топами. Виділяються морфотопи (однорідні елементарні поверхні рельєфу), літотопи (ділянки, однорідні за геологічною будовою), гідротопи (за умовами зволоження), кліматопи (за мікрокліматом), педотопи (за ґрунтом), фітотопи (за рослинністю), зоотопи (за тваринним населенням). Їх просторовий збіг та взаємодія утворюють комплексну територіальну одиницю — геотоп (рис. 13).

Основою виділення топів є не класифікаційний, а *градієнтний критерій*. Виходячи з цього, межі топів проводяться вздовж ліній стрибкоподібної зміни значень характеристик, що описують даний топ, а не в місцях, де ці характеристики набувають значень, заздалегідь установлених як граничні для певного класифікаційного підрозділу. Наприклад, виділення морфотопів ґрунтується на кар-касних лініях рельєфу (бровках, підосвах схилів, лініях його перегинів), але не на лініях однакового похилу рельєфу (ізогеоклінах), які визначені як граничні для різних видів схилу (зокрема, пологі схили крутизною 1—3°, похилі 3—5° і т. п.).

Виділені за градієнтним критерієм топи можуть бути гомогенними або ж клінальними. Для перших характерна незначна варіація значень характеристик у межах топу. У клінальних топах ці значення змінюються в певному напрямку, але скільки-небудь різкої зміни їх у межах топу ніде немає. Такий топ може бути досить неоднорідним за амплітудою значень характеристик, але обов'язково однорідний за їх градієнтом. Клінальними часто є педотопи прямих схилів, де вниз по схилу зменшується потужність ґрунту, але точки стрибкоподібної зміни потужності знайти не можна. При цьому за ступенем змитості ґрунту у верхній частині схилу та в нижній можуть розрізнятися навіть на декілька класифікаційних підрозділів (від незмитого до сильнозмитого). Переважна більшість фітотопів також клінального типу, що пояснюється континуальним характером рослинного покриву (Уїттекер, 1980; Васи-левич, 1983 та ін.). Клінальність гідротопів зумовлена поступовою зміною в просторі глибини залягання ґрунтових вод, розподілом опадів у вигляді поля.

Зв'язок між окремими геокомпонентами здебільшого нелінійний, тому поступова (у просторі — клінальна) зміна одного з них супроводжується зміною другого за деякою іншою, ніж прямолінійна, функцією — логарифмічною, експоненційною тощо. Ці функції мають характерні точки (точки перегинів кривих), які на місцевості більш-менш виразно проявляються у вигляді стрибкоподібної зміни значень одних характеристик при поступовій зміні інших. Це приводить до того, що в межах одного клінального топу (наприклад, гідротопу), як правило, проходить межа між різними топами іншого типу (наприклад, між двома педотопами), діапазон змін характеристик зволоження в межах яких стає меншим. Таким чином, просторова однорідність геотопу більша, ніж будь-якого з часткових топів. Проте ця однорідність не абсолютна — більшість характеристик у межах геотопу не приймає якогось одного значення (не є константою), а змінюється (в статистичному відношенні це змінні величини). *Статистичний критерій* виділення геотопу зводиться до того, що варіація значень змінних у його межах має бути меншою, ніж ця варіація між різними геотопами (внутрішньогрупова дисперсія менша за міжгрупову).

За *географічним критерієм* можна відрізнити геотопи від деяких інших природних територіальних об'єктів — мурашника, ями, утвореної поваленим деревом, а також антропогенних — дороги, каналу тощо. За такий критерій можна прийняти той, що запропонував О. І. Перельман (1960): геотоп не має внутрішніх властивостей, які унеможливлювали б його теоретично необмежене збільшення площі. Так, невелика пляма солончаку теоретично може (і в природних ландшафтах це не рідкість) розростися до значних розмірів, а для ями з-під поваленого дерева, мурашника, дороги це неможливо.

Критерій відносної статичності. Ділянки, які на загальному просторовому фоні виділяються внаслідок дії тимчасових (внутрішньорічних, річних ритмічних або флуктуаційних) факторів, геотопами не вважаються. Геоботанічні аспекти (ділянки фітоценозу з домінуванням певного коротковегетуючого виду), ділянки перезволоженого ґрунту після дощу, ділянки надвипасу, що заростають за кілька вегетативних періодів, та подібні короткочасні територіальні утворення є елементами внутрішньотопічної структури.

За *картографічним критерієм* геотопи виділяють таких розмірів, які можна показати на крупномасштабній карті і які ще можна розглядати як територіальні операційні одиниці при вирішенні практичних завдань. Щодо мінімального розміру геотопу висловлено кілька пропозицій. Т. Бартковські (1971) вказує 100 м² як критичну площу ділянки, менше якої виділяти як геотопи немає рації. Ван-Леевен (1981) за такий розмір вважає 500 м², а Р. Форман та М. Годрон (1986) називають ще більші величини — шириною від 10 до 1000 м. Загалом встановлення якихось формальних, жорстко фіксованих обмежень на розміри геотопу навряд чи неправдане.

Внутрішньотопічна територіальна структура. Територіальна однорідність геотопу відносна, а тому його можна поділити на ще більш однорідні частини, тобто він має внутрішньотопічну територіальну структуру. Її дослідження має обмежене значення для ландшафтного картографування, проте при організації стаціонарних ландшафтно-екологічних досліджень, виборі постів моніторингових спостережень виявленням цієї структури нехтувати не можна, її аналіз важливий також для прогнозування динамічних тенденцій геосистем, дослідження змін ландшафтних меж.

Здебільшого основним геокомпонентом, що визначає абоїндикуює внутрішньотопічну структуру геотопу, є рослинність. К. Кіршоу, який присвятив цьому питанню цикл праць, стверджує, що існує кілька ієрархічних рівнів внутрішньотопічної диференціації. Перший рівень визначається дією на середовище окремих особин рослин, другий — територіальними особливостями їх розмноження, третій пов'язаний із взаємодією близькорозташованих рослин

Дійсно кожна особина рослини дещо змінює середовище свого існування. Проте ці зміни будуть відчутними, якщо рослина багаторічна і досить значних розмірів. Будь-яке дерево, а також деревинні злаки (ковила, типчак), багаторічні чагарники та напівчагарники (карагана, полин) протягом вегетаційного періоду, а тим більше за все своє життя змінюють деякий підлеглий їм ареал геотопу. Тут формується специфічний мікробіоценоз, створюється характерний режим вологості, здебільшого більш гумусний і менш щільний ґрунт, поселяються деякі характерні види трав'яних рослин тощо. Тобто навколо таких рослин утворюються територіальні ділянки, що відрізняються від прилеглих за комплексом ознак практично всіх геокомпонентів. Італійський еколог Г. Негрі у 1954 р. запропонував для них термін *екоїд*. Розмір екоїдів, утворених деревами, трохи перевищує проекцію їх крони, а деревинними злаками — менший за проекцію їх кореневої системи. Екоїди окремих рослин можуть перетинатися і, навпаки, у межах геотопу можуть бути ділянки, де екоїдів немає зовсім (рис. 14).

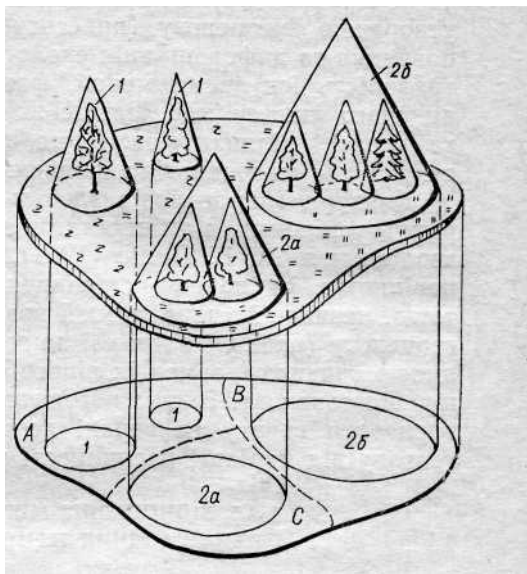


Рис. 14. Внутрішньотопічна територіальна структура:

1 — екоїд; 2 — поліекоїд (а — одновидовий, б — двовидовий); Л, В, С — мікробіоценози (парцели)

Другий ієрархічний рівень територіальної структури фітотопу, за К. Кіршоу, зобов'язаний особливостям розмноження рослин. Насамперед він має на увазі вегетативне розмноження, яке призводить навіть до виникнення ділянок одновидових заростей (наприклад, чорниці). Такі ділянки Т. А. Работнов (1972) називає клоновими. Вони зустрічаються далеко не в усіх геотопах.

Територіальні елементи геотопу третього рівня утворюються в разі тісних зв'язків між окремими особинами рослин. Ці зв'язки проявляються насамперед у конкуренції за місцеві ресурси (світло, вологу, поживні речовини), алелопатичних взаємодіях. Вони можливі лише за досить близького взаєморозташування особин, тобто при перекритті їх екоїдів. Такі структурні одиниці геотопу можна назвати *поліекоїдами* (рис. 14).

З ландшафтно-екологічної точки зору до трьох рівнів терито-

ріальної структури фітоценозу, виділених К. Кіршоу, слід додати четвертий — мікроценотичний. *Мікроценози* (синонім — мікроугруповання), за П. Д. Ярошенком (1958, 1961), В. І. Василевичем (1973, 1983) та іншими фітоценологами, являють собою гомогенні елементарні частини з яких складається фітоценоз. Для їх утворення зовсім не обов'язкові безпосередні контакти особин рослин, як це має місце в поліекоїдах. Механізм їх утворення аналогічний утворенню фітоценозу (пристосування видів один до одного, заповнення та диференціація екологічних ніш тощо), проте площа та тривалість існування менші, фактор випадковості у формуванні видового складу має більше значення. Якщо екоїди, поліекоїди та клонові ділянки можуть не вкривати всієї площі геотопу, то сукупність мікроценозів заповнює її всю.

Контури мікроценозів здебільшого пов'язані з певними внутрішньотопічними відмінностями в ґрунтах, мікрорельєфі, умовах зволоження. М. В. Диліс (1964), розглядаючи мікроценози з відповідними їм ґрунтами, мікрокліматом, тваринним населенням тощо, називає їх парцелями і вважає за елементарні частини біогеоценозу (одиниці близької до геотопу). М. В. Диліс вважає важливою ознакою парцел їх відособленість на всю вертикальну товщу біогеоценозу. З цим погодитися важко, бо, наприклад, нижні горизонти ґрунту та верхні верстви геологічних порід у межах Геотопу від варіації рослинності здебільшого не залежать.

§ 4.3. ВІДНОШЕННЯ МІЖ ГЕОТОПАМИ ТА ТИПИ ЛАНДШАФТНИХ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ СТРУКТУР

Коротка історична довідка. Приблизно до 70-х років у ландшафтознавстві панувала думка, що територіальна організація «ландшафту зводиться до однієї структури, а саме до тієї, яка зумовлена генетико-еволюційними відношеннями між геотопами (фаціями). Вважалося, що всі інші типи відношень є частковим виявом генетичних, зводяться до них і тому не потребують самостійного аналізу та картографування. Представники класичного ландшафтознавства були впевнені в тому, що кондиційна карга генетико-морфологічної структури ландшафту повністю характеризує всі його територіальні особливості. Були й інші точки зору. Ще в 1938 р. Ю. П. Бялович зазначав, що елементарні ландшафти (геотопи) можна об'єднувати в різні ландшафтні територіальні одиниці залежно від певного типу просторових зв'язків між ними. Серед цих зв'язків та ландшафтних одиниць, що породжуються ними, він виділяв потоки фізичні (зв'язані ними геотопи формують телепанхори), повітряні (формують геопанхори), міграційно-біотичні (біопанхори), технічно зумовлені (формують технопанхори). Ця ідея не знайшла підтримки, і знадобилося майже 40 років та стимулюючий вплив книги Чорлі-Кеннеді (1971), аби

ландшафтознавці звернулися до уявлення про множинність типів територіальних структур.

Об'єктивною причиною цього звернення було ускладнення завдань ландшафтно-екологічних досліджень природоохоронної тематики. Це зумовило пошук нових схем територіальної організації природи, які доповнюють класичну концепцію генетико-морфологічної структури ландшафту М. А. Солнцева. У 1966 р. Ф. М. Мільков висунув концепцію парагенетичних комплексів, які за принципами виділення відрізнялись від ПТК. Б. Б. Родоман у 1972 р. теоретично обґрунтував положення про можливість і необхідність кількох варіантів поділу території на райони (територіальні системи) за різними вихідними принципами їх виділення. У тому ж році з концепцією ландшафтної поліструктурності виступив К. Г. Раман, який ілюстрував її на прикладі території Латвії. Проте більш чітко цю концепцію обґрунтував Г. Хаазе (1976). Він вважав, що в будь-якому регіоні можна виділити три основні територіальні структури: векторну (на основі поєднання геотопів латеральними речовинно-енергетичними потоками), експозиційну (спільність геотопів за балансом тепла, вологи та продуктивності) та субстанційну (спільність геотопів за ландшафтним генезисом).

У працях названих та інших ландшафтознавців та ландшафтних екологів (А. Д. Арманд, В. О. Боков, В. С. Преображенський, О. Ю. Рётеюм, Р. Форман — М. Годрон та ін.) було названо багато різних підходів, за якими можна виділити різні ландшафтні територіальні структури. Спробою на єдиній теоретичній основі узгодити ці окремі положення, звести їх у несуперечливу систему стала стаття колективу київських та одеських географів (Швебс, Шищенко, Гродзинський та ін., 1986). У ній обґрунтовано концепцію типів ландшафтних територіальних структур, основою виділення яких є інтеграція геотопів різними типами просторових відношень. Викладений далі матеріал ґрунтується на цій концепції, яка з моменту її формування значно розширилась та конкретизувалась.

Поняття про ландшафтну територіальну структуру. Будь-яка геосистема, рангом вища за геотоп, має певну ландшафтну територіальну структуру. Елементами цієї структури є геосистечні нижчого рангу, ніж досліджувана. Ними можуть бути геотопи, я-ї за визначеним типом та характером просторових зв'язків між ними об'єднуються у ландшафтні територіальні одиниці вищих рангів. Сукупність цих одиниць становить таксономічний ряд геосистем, а їх взаємне розташування в межах певної геосистеми визначає її конфігураційні та топологічні особливості (площу, форму, складність структури тощо). Таким чином, ландшафтну структуру можна визначити як сукупність ландшафтних територіальних одиниць, конфігураційно та ієрархічно впорядкованих просторовими відношеннями певного типу.

Тип відношень між геотопами є основою виділення відповідного типу ландшафтно-територіальної структури (ЛТС), оскільки визначає: принцип інтеграції геотопів у більш складні ландшафтні територіальні одиниці; таксономічний ряд останніх (ієрархічну впорядкованість ЛТС); ареали, межі, взаєморозташування однорангових ландшафтних одиниць (конфігураційну впорядкованість ЛТС).

Щоб виділити ЛТС певної території, необхідно: задати тип просторових відношень між геотопами; виявити множини геотопів, закономірно зв'язаних цими відношеннями; для кожної з цих множин здійснити інтеграцію геотопів у ландшафтні територіальні одиниці таксономічного ряду ЛТС, що виділяється; встановити та показати на карті ареали, межі, взаєморозміщення ландшафтних територіальних одиниць одного рангу.

Згідно з принципом ландшафтно-поліструктурності, у певному регіоні можна виділити ЛТС різних типів і відповідно скласти ландшафтні карти, кожна з яких моделювала б певний аспект (структуру) територіальної організації ландшафту. Звести ці карти в одну—інтегральну принципово неможливо, бо не збігаються контури геосистеми різних ЛТС.

Основні типи ландшафтних територіальних структур. Оскільки геотопи пов'язані між собою різними просторовими відношеннями, вони можуть інтегруватися в різні ЛТС залежно від того, яке структуроформуюче відношення прийнято за основу цієї інтеграції. Не всі можливі взаємовідношення між геотопами достатньо чіткі й сильні, щоб їх об'єднати в специфічні територіальні структури. Так, геотопи можуть бути пов'язані один з одним хуртелицевим перенесенням снігу. Незважаючи на досить суттєву роль цього процесу в ландшафті, він мінливий за напрямком, існує лише в окремі періоди і закономірних та стійких у просторі зв'язків між геотопами сформувати не може, тобто ЕІН неструктуроформуючий. Здебільшого не має самостійного структуроформуючого значення і вітровий потік як мінливий за напрямком.

З багатьох просторових відношень між геотопами виділяються п'ять їх типів, які разом визначають основні риси ландшафтно-територіальної організації в цілому та можливість вирішення перерахованої більшості практичних завдань ландшафтно-екології. Цими відношеннями та відповідними їм типами ЛТС є: *генетико-морфологічні*— відношення спільності походження (генезису) та еволюції геотопів, які знаходять вираз у їх будові (морфології) і формують генетико-морфологічний тип ЛТС; *позиційно-динамічні*— зв'язок геотопів горизонтальними речовинно-енергетичними потоками та їх відношення до ліній зміни інтенсивності цих потоків; *парагенетичні*— відношення геотопів до ліній концентрації горизонтальних потоків; *басейнові ландшафтні*— спільність геотопів за гідрофункціонуванням та їх відношення до басейнів пп-

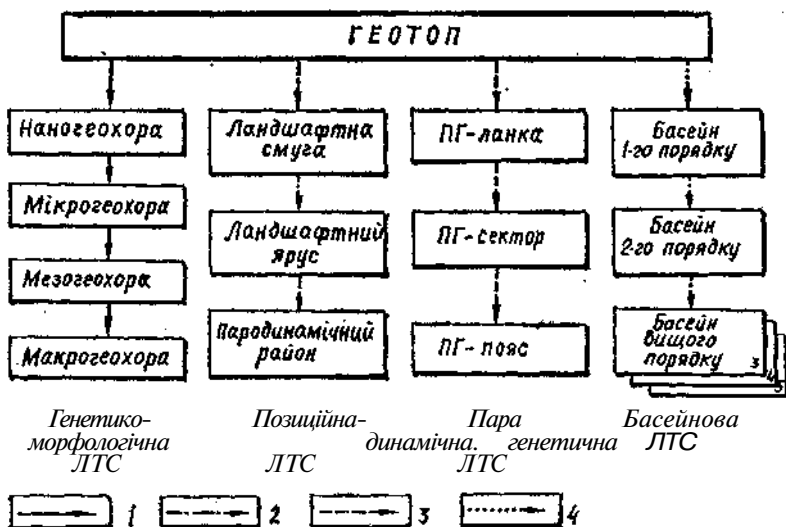


Рис. 15. Типи ландшафтних територіальних структур хоричного рівня
Територіальні відношення: 1 — генетико-морфологічні; 2 — позиційно-динамічні; 3 — парогенетичні; 4 — гідрофункціонування

верхневого стоку; *біоцентрично-сітьові* — біотичні міграції організмів та окремих популяцій між геотопами.

Кожний тип ЛТС має власний таксономічний ряд ландшафтних територіальних одиниць. Співвідношення між ними проілюстровано на рис. 15.

§ 4.4. ГЕНЕТИКО-МОРФОЛОГІЧНА ЛАНДШАФТНА ТЕРИТОРІАЛЬНА СТРУКТУРА

Коротка історична довідка. Виділення територіальних одиниць різних рангів, що відрізняються закономірним, генетико-еволюційно зумовленим поєднанням різних геокомпонентів, була висунута послідовниками В. В. Докучаєва — Г. Ф. Морозовим, Г. М. Висоцьким, Р. І. Аболіним, а у Німеччині — З. Пассарге (1908). У період між світовими війнами ці ідеї були розвинуті в Росії Л. Г. Раменським, Л. С. Бергом, І. В. Ларінім та іншими ландшафтознавцями, в Англії — Р. Бурном. Теоретичне завершення Цих ідей та їх реалізація припадають на післявоєнні роки. В СРСР М. А. Солнцев, А. Г. Ісаченко, К. І. Геренчук, Ф. М. Мільков та інші ландшафтознавці обґрунтували таксономічну систему ПТК: фація—урочище—місцевість—ландшафт (терміни запозичені М. А. Солнцевим у Л. Г. Раменського), визначили ознаки виді-

лення цих одиниць, склали ландшафтні карти. І хоч дефініції ПТК різних рангів, критерії їх картографування та типології були сформульовані не досить чітко і не раз піддавалися критиці (Д. Л. Арманд, М. А. Глазовська, В. І. Прокаєв та ін.), у рамках класичного ландшафтознавства вони лишилися практично незмінними й досі.

В. Б. Сочава та його учні розробили дещо іншу таксономічну систему геосистем (геохор): геомер-мікрогеохора (урочище) — мезогеохора (група урочищ, місцевість) — топогеохора (ландшафт) — макрогеохора (таксон, вищий від ландшафту у таксономічній схемі М. А. Солнцева).

На Заході концепція генетико-морфологічної структури ландшафту під назвою концепції земельних систем (Land Systems) широко застосовується при комплексному картографуванні природних ресурсів (особливо — земельних). З 1946 р. такі дослідження були розгорнуті в периферійних районах Австралії та Папуа-Новій Гвінеї. Було розроблено систему таксономічних одиниць: Land Site—Land Unit—Land System (ландшафтне місце—одиниця—система), визначені критерії їх виділення (К. Крістіан, Д. Стюард, 1953). Австралійський досвід став широко відомим в країнах Співдружності і згодом подібні дослідження було проведено в Африці, Канаді та інших країнах. При цьому таксономічна система була доповнена і стала чотирирівневою, так звана система CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization — Наукова та промислово-дослідницька організація Британської Співдружності Націй): Facet—Facet Combination—Land Unit—Land System (фація—комбінація фацій—ландшафтна одиниця—ландшафтна система).

У Німеччині в 60-ті роки розроблено струнку систему одиниць ландшафтної структури: екотоп (згодом — геотоп)—нанохора—мікрохора—мезохора—макрохора (Г. Хаазе, Г. Піхтер, Е. Нееф та інші). На відміну від системи CSIRO, в якій генетико-еволюційні відношення враховувалися посередньо, при виділенні геохор різних рангів ці ознаки були прийняті як основні.

Сучасна ландшафтна екологія оперує переважно німецькою таксономічною системою геохор та близькою до неї системою одиниць, розробленою Я. І. Зоннефельдом (1972): Ecotope (або Site)—Land Facet (або мікрохора)—Land System (або мезохора) — Main Landscape (або макрохора). До цих схем близька також ієрархія геохор В. Б. Сочави (1978).

Структуроформуючі відношення — генетико-морфологічна однорідність геосистем. Основою виділення одиниць генетико-морфологічної ЛТС є об'єднання територіально суміжних геотопів у більші геосистеми за принципом спільності їх походження (генезису), часу виникнення та закономірностей розвитку (еволюції). Близькі в генетико-еволюційному відношенні геосистеми мають і

однотипну геокомпонентну будову (близькі генетичні типи геологічних порід, ґрунтів, рельєфу тощо). Подібні вони також за зовнішнім (фізіономічним) виглядом, оскільки він значною мірою зумовлений генезисом рельєфу, який у генетично близьких геосистемах одного типу. Таким чином, морфологічні ознаки як внутрішньої будови (складу геокомпонентів), так і зовнішнього вигляду геосистем є важливим індикатором їх генетико-еволюційних особливостей і тому розглядаються як критерії групування морфологічно подібних геотопів в одиниці генетико-морфологічної ЛТС. На цій підставі Г. Хаазе (1976) називає цю структуру не генетико-морфологічною, а субстанційною.

Виділення цієї структури виходить з поняття *генетико-морфологічної однорідності геосистем*. Під ним розуміють представленість у геосистемі лише генетично близьких таксонів усіх її геокомпонентів (повна однорідність) або деяких з них (часткова однорідність, наприклад — геолого-геоморфологічна, ґрунтова, фітоценотична тощо).

Визначення генетичної однорідності пов'язане з деяким заданим рівнем, відносно якого встановлюється генетична близькість геокомпонентів. Так, ґрунтовий покрив певної геосистеми може складатися з різних видів ґрунтів, які належать до одного генетичного типу. Така геосистема однорідна на рівні типу, але різнорідна на рівні виду ґрунту. Аналогічна й морфологічна однорідність геосистем, зумовлена рельєфом — геосистема балки є однорідною на рівні форми, але різнорідною на рівні елементу рельєфу, оскільки балка як єдина форма рельєфу складається з його різних елементів (схилів та днища). Таким чином, генетико-морфологічна однорідність геосистем відносна. Абсолютно однорідною можна вважати хіба що геосистему рангу геотопу, а взагалі чим вищий таксономічний ранг геосистеми, тим нижчий є рівень її генетико-морфологічної однорідності, тобто тим на більш узагальненому рівні аналізу щезають відмінності її геокомпонентів.

При аналізі кожного з геокомпонентів «зверху», тобто просуваючись від найбільш загального аспекту його територіального розгляду (рослинний покрив взагалі, ґрунтовий покрив взагалі) до найбільш поглибленого, детального (для рослинного покриву — на рівні виділу асоціації, для ґрунтового — виділу однієї ґрунтової відміни), можна встановити деякі вузлові рівні цієї деталізації, на яких відбувається суттєвий приріст інформації щодо генезису, еволюції та морфології досліджуваного геокомпоненту. Деталізація аналізу між цими вузловими рівнями дає змогу виявити лише деякі деталі цих особливостей, але не виводить на новий рівень їх розуміння. Визначивши такі вузлові рівні для кожного з геокомпонентів, можна обґрунтувати таксономічний ряд одиниць генетико-морфологічної ЛТС та критерії їх виділення (критерії генетико-морфологічної однорідності).

Діагностичними геокомпонентами геосистем регіонального та нижчих рівнів розмірностей (тобто компонентами, за якими виділяються геосистеми) є геологічна будова, ґрунти, рослинність, ґрунтові води, а також рельєф як важливий фактор просторової диференціації ландшафтів. Діагностичного значення не мають тзари́нне населення (як дуже мобільний геокомпонент), мікроорганізми (як геокомпонент, що надто складно визначається), приземний шар атмосфери та клімат (оскільки виявляють свої основні риси в закономірностях територіального розподілу рослинності та ґрунтів, а мікрокліматичні особливості визначаються морфологією рельєфу).

Визначимо рівні генетико-морфологічної однорідності території за різними діагностичними геокомпонентами. **Геологічна будова:** *1-ий рівень однорідності ($L-/$)*—однорідною є територія, сформована на одному геологічному фундаменті (наприклад, на кристалічних породах, вапняках, фліші тощо); допускається різний склад порід, що покривають цей фундамент. *2-ий рівень ($L-2$)* — територія, однорідна за складом дочетвертинних порід, допускається варіація їх потужностей та різні породи верхніх верств геологічної будови. *3-й рівень ($L-3$)* — територія, верхні верстви геологічної будови якої близькі за літолого-генетичними характеристиками (наприклад, складена елювіальними, елювіально-делювіальними, делювіальними, лесовими суглинками, або піщаним алювієм різних геологічних фацій та віку), потужність їх може бути різною, склад дочетвертинних порід однаковим. *4-ий рівень ($L-4$)* — ділянка з одним типом поверхневих відкладів, допускається їх різна потужність. *5-ий рівень ($L-5$)*—ділянка, зайнята одним літопоном (у її межах склад та потужність усіх верств, включаючи верхню, однакові).

Рельєф: *1-ий рівень однорідності ($R-/$)* — територія займає комплекс мезоформ рельєфу одного генезису і віку (наприклад, структурно-денудаційні пліоценові рівнини з такими мезоформами, як гряди та міжгрядові улоговини), допускається розвиток морфотопів молодшого віку, здебільшого екзогенного генезису (карстових воронок, ярів, балок та ін.). *2-й рівень ($R-2$)* — територія однієї мезоформи рельєфу (гряди, улоговини, річкові долини з терасовим комплексом); допускаються морфотопи, накладені на мезоформу (ерозійні форми, конуси виносу тощо); *3-й рівень ($R-3$)* — територія, зайнята одним елементом рельєфу або його малою формою (неглибоко врізані лощини, промоїни, карстові воронки, западини тощо), допускається варіація стрімкості схилів поверхонь; *4-й рівень ($R-4$)* —елементарні поверхні (грані) рельєфу, де немає ліній перегинів схилу (територія одного морфотону).

Ґрунтовий покрив: *1-й рівень однорідності ($S-1$)*—територія, рівнинні поверхні якої зайняті ґрунтами одного зонального типу

грунтоутворюючого процесу (наприклад, дерново-підзолистого, опідзолено-лісового, дерново-степового тощо), допускається наявність педотопів з генетично далекими інтразональними ґрунтами; *2-й рівень (S—2)* — територія з ґрунтами, послідовність змін яких у часі зумовлена різними факторами, описується відповідними генетичними рядами, причому всі вони сходяться до одного виду ґрунту (наприклад, різні види чорноземів звичайних групуються в кілька рядів відповідно до певного фактора, що визначає видові відмінності цих ґрунтів від їх модального виду (чорнозему звичайного середньогумусного). Виділяються, наприклад, такі ряди: галосерії (слабко-, середньо-, сильнозасолені чорноземи звичайні; глибоко-, середньо-, високо-; поверхневозасолені чорноземи звичайні; слабо-, середньо-, сильносолонцюваті чорноземи звичайні), літосерії (слабко-, середньо-, сильнозміті чорноземи звичайні; потужні, середньопотужні, малопотужні, короткопрофільні чорноземи звичайні) та ін. Усі вони беруть початок від одного виду ґрунту (чорнозему звичайного середньогумусного) і характеризують його еволюцію під впливом певного фактора (засолення, змиву тощо). *3-й рівень (S—3)* — територія, переважна більшість ґрунтів якої формують один головний генетичний ряд, від якого можуть бути відгалуження інших рядів, зумовлених факторами, що супроводжують основний; здебільшого ґрунти належать до одного генетичного підтипу. *4-й рівень (S—4)* — ділянка, зайнята ґрунтами одного генетичного ряду, можливі контрастні межі між ними. *5-й рівень (S—5)* — ділянка, зайнята однією ґрунтовою відміною або кількома відмінами одного генетичного ряду за відсутності різких меж між ними (один педогон).

Рослинний покрив: *1-й рівень (F—1)* — територія з домінуванням одного класу рослинних формацій зонального типу; допускається широкий діапазон інтразональних асоціацій. *2-й рівень (F—2)* — територія з рослинними угрупованнями, послідовності змін яких у часі зумовлені різними факторами (такі послідовності називаються сукцесійними рядами), сходяться до однієї спільної клімаксової асоціації, тобто утворюють моноклімаксову сукцесійну систему. *3-й рівень (F—3)* — територія, більшість асоціацій якої належать до одного сукцесійного ряду, а деякі утворюють відгалуження від нього; можуть бути асоціації різних рослинних формацій. *4-й рівень (F—4)* — ділянка, асоціації якої належать до одного сукцесійного ряду, переважно однієї формації; можливі контрастні межі між фітотопами. *5-й рівень (F—5)* — ділянка виділу асоціації або клінального фітоценозу (один фітотоп).

Ґрунтові води: *1-й рівень (GW—/)* — територія, ґрунтові води якої знаходяться в одному водоносному горизонті; допускається широка просторова амплітуда глибин залягання ґрунтових вод, різні типи їх хімізму та ступені мінералізації. *2-й рівень (GW—2)* — територія з гідротопами одного типу водного режиму (про-

мивного, випітного тощо — див. § 3.2), допускається варіація хімізму, ступеня мінералізації ґрунтових вод, 3-й рівень (GW—3) — територія з одним типом хімізму, ступенем мінералізації та рівнем ґрунтових вод (один гідротоп).

Відповідно названям рівням територіальної однорідності геокомпонентів виділяються і геосистеми хоричної розмірності різних рангів (рис. 16).

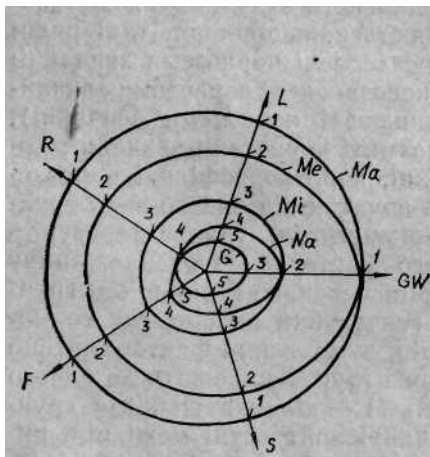


Рис. 16. Рівні генетико-морфологічної однорідності геохор різних рангів:

G — геотопу; Na — наногеохори; Mi — мікрогеохори; Me — мезогеохори; Ma — макрогеохори. Цифри — рівні однорідності території (див. у тексті)

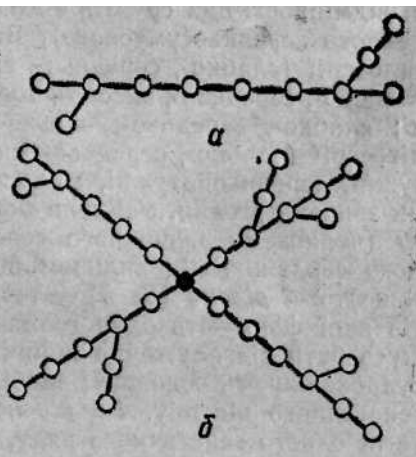


Рис. 17. Принципові сукцесійні схеми (а — для мікрогеохори, б — для мезогеохори)

Кола — види ґрунтів або рослинних угруповань; риски — можливі переходи між ними

Територіальні одиниці. Елементарною одиницею генетико-морфологічної ЛТС є геотоп. Послідовно об'єднавши суміжні геотопи у більші за розміром територіальні одиниці так, що вони стають генетико-морфологічно однорідними відносно певного рівня, можна виділити геосистеми чотирьох таксономічних рівнів: наногеохора — мікрогеохора — мезогеохора — макрогеохора. У назвах цих геосистем усі префікси (від нано- до макро-) взято з міжнародної системи одиниць SI, використання якої обов'язкове в усіх метричних класифікаціях.

Наногеохора виділяється як сукупність суміжних геотопів, розташованих на одній елементарній поверхні рельєфу (в одному морфотопі), геологічна будова якої відрізняється лише потужністю верхніх ґрунтоутворюючих верств порід, водний режим одного типу, ґрунти одного генетичного ряду, рослинні угруповання одного сукцесійного ряду, причому діапазон видів ґрунтів та рослин-

них асоціацій не виходить за межі генетичного підтипу (грунти) та формації (рослинність).

Якщо в межах одного морфотопу виділяються частини, що відрізняються літологією та генетичним типом ґрунтоутворюючих порід або типом водного режиму, ґрунтами та рослинними угрупованнями, що належать до різних рядів, то в ньому виділяється кілька наногеохор.

Розміри наногеохор невеликі: в ерозійно почленованих ландшафтах становлять 0,2—0,5 км², плоских рівнинах з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод 0,5—2,0, в горах та на низовинах із засоленими ґрунтами 0,1—0,3 км² і менше. Середнє число геотопів у одній наногеохорі — від 3 до 15. Межі між геотопами в каногеохорі здебільшого малокоонтрастні, фізіономічно виражені слабо, мають вигляд перехідних смуг (ландшафтних екотонів — див. § 4.9).

Для наногеохори властива значна внутрішня динамічна цілісність. Це пояснюється дією лише одного фактора, що зумовив її диференціацію на геотопи та визначає напрям сучасних динамічних змін як окремих геотопів, так і наногеохори в цілому. До наногеохори близьке, але трохи менше за об'ємом підурочище класичного ландшафтознавства. Вона є основною одиницею крупномасштабного ландшафтно-екологічного картографування (див. § 4.1).

Мікрогеохора — сукупність суміжних наногеохор, розташованих на одному елементі рельєфу або одній його малій формі, геологічна будова яких неоднакова лише за потужністю літолого-генетично близьких поверхневих відкладів, різниця в рівні ґрунтових вод не приводить до формування різних типів водного режиму, ґрунти формують основний генетичний ряд, від окремих ланок (видів ґрунту) якого можуть відгалужуватися короткі ряди, зумовлені фактором, що накладається на провідний фактор диференціації та динаміки педотопів, рослинні угруповання утворюють один головний суцесійний ряд з короткими відгалуженнями від нього.

На відміну від наногеохори, де різниці в ґрунтах та рослинності зумовлені лише одним фактором (рівнем зволоженості, ерозією тощо), в мікрогеохорі може діяти кілька факторів. Проте з-поміж них виділяється один головний (провідний), який зумовлює основні закономірності територіальної диференціації мікрогеохори. Більшість ґрунтів та рослинних угруповань є ланками ряду, визначеного цим фактором. На його фоні можуть проявлятися й інші, які супроводжують головний (наприклад, фактор засолення, що може діяти поряд з факторами гідроморфізації геосистем). Деякі геотопи, що зазнали впливу цього фактора, впорядковуються у відповідний ряд, кількість ланок у якому не біль-

і Рис. 18. Нано- та мікрогеохори Керченського півострова (фрагмент)

a — наногохори: Підвищеної структурно-денудаційної рівнини: *M-1* — опуклі вершинні; поверхні увалів з чорноземами карбонатними короткопрофільними щebenовато-важкосуглинковими на вапняках під ксерофітно-петрофітними варіантами лессінгано-ковилевих степів. Середньовисотної аккумулятивно-денудаційної рівнини: *M-2* — горизонтальні поверхні з чорноземами південними малогу́мусними важкосуглинковими та легкоглинистими на потужних лесових суглинках, розорані; *M-3* — слабкопохилі поверхні з чорноземами південними слабкогу́мусованими легкоглинистими на лесових суглинках, що залягають на вапняках, розорані; *M-4* — горизонтальні поверхні з чорноземами південними слабкогу́мусованими середньо- та легкосуглинковими на лесових суглинках, що залягають на піщано-супіщаних пліщених відкладах, розорані; *M-5* — слабкопохилі поверхні з чорноземами південними слабкосолонщоватими важкосуглинковими на лесових суглинках, що залягають на продуктах вивітрювання вапняків, розорані; *M-6* — слабкопохилі поверхні увігнутої форми з чорноземами південними солонщоватими глибокосолончакуватими середньосуглинковими на лесових суглинках, що залягають на вапняках, розорані; *M-7* — горизонтальні поверхні з чорноземами південними середньосолонщоватими легкоглинистими на лесових суглинках, що залягають на пліщених глинах, розорані; *M-8* — слабкопохилі поверхні увігнутої форми з чорноземами лучними слабо та середньосолонщоватими на лесових суглинках, що залягають на глинах, розорані. Зниженої аккумулятивної рівнини: *M-9* — слабкопохилі поверхні прямої форми з чорноземами лучними середньосолонщоватими в комплексі з темно-каштановими середньосолонщоватими ґрунтами важкосуглинковими на лесових суглинках, що залягають на глинах, розорані; *M-10* — слабкопохилі поверхні увігнутої форми В темно-каштановими середньосолонщоватими важкосуглинковими ґрунтами на лесових суглинках, розорані; *M-11* — слабкопохилі поверхні увігнутої форми з лучно-каштановими слабкосолонщоватими легкоглинистими ґрунтами в комплексі з солонцями на лесових суглинках, не суцільно розорані з фрагментами галофілних луків збідненого флористичного Складу. Морської тераси: *T-1* — з дерновими малорозвинутими слабкосолонщоватими важкосуглинковими ґрунтами на малопотужних суглинках, що залягають на пісках, під галофітними луками; *T-2* — із солончаками хлоридно-сульфатними на лиманно-морських глинах сто-піщаних відкладах під агрегаціями сукулентних галофітів; *T-3* — із солонцями лучними Глибокими на лиманно-морських глинисто-піщаних відкладах під галофітними луками; *T-4* — із солонцями лучними глибокими та середніми в комплексі із солончакми на лиманно-морських глинисто-піщаних відкладах під галофітними луками. Озерних улоговин та. западин: *K-1* — плоскі та дрібнобугристі поверхні озерних улоговин із солончаковим мулом, фрагментарними солончакми під агрегаціями сукулентних галофітів; *3-1* — западини з солонцями лучно-каштановими глибокими легкоглинистими на лесовосуглинкових відкладах, розорані; *3-2* — з дерновими піщаними ґрунтами на морських пісках під псамофітними агрегаціями. Водозбірних знижень верхів'їв лощин: *B-1* — з пологими увігнутими схилами, вироблені у лесових суглинках, з чорноземами південними слабкогу́мусованими легкосуглинковими змито-намитими, розорані. Структурних схилів: *C-1* — сильнопокаті (6–10°) опуклі з чорноземами карбонатними слабкогу́мусованими середньо- та сильньозмитими важко-суглинковими на вапняках під петрофітними ковилово-типчаковими угрупованнями. Делювальних схилів: *C-2* — пологі (2–3°) прямої форми з чорноземами південними слабкогу́мусованими легкоглинистими слабкозмитими на лесових суглинках, що залягають на вапняках, практично суцільно розорані; *C-3* — пологі увігнуті з чорноземами південними слабкогу́мусованими легкоглинистими слабо- та середньо (до 30 %) змитими легкоглинистими на лесових суглинках, що залягають на глинах, практично суцільно розорані; *C-4* — середньопокаті (3–7°) опукло-увігнуті з чорноземами південними слабкогу́мусованими до 10 % середньозмитими легкоглинистими на вапняках, розорані та з ковилово-типчаковими та ковилово-житняковими угрупованнями. Давньоабразійних схилів: *C-5* — стрімкі (більше 15°), переважно прямої форми з чорноземами карбонатними короткопрофільними та неповнорозвинутими сильньозмитими на глинах під петрофітними варіантами ковилово-типчакових угруповань. Ерозійної сітки: *E-1* — слабковиражені лощини із слабкозмито-намитими видами ґрунтів прилеглі рівнин, розорані; *E-2* — днища лощин та балок з чорноземами лучними різного ступеня солонщоватості важкосуглинковими та легкоглинистими на алювіально-делювальних суглинках під лучно-галофітними та ксерофітно-лісовими і угрупованнями: *E-3* — днища балок з лучними різного ступеня засоленості ґрунтами на алювіально-делювальних суглинках під галофітними луками; *E-4* — промісні.

b — мікрогеохори: I — структурно-денудаційних вапнякових пасом з чорноземами карбонатними короткопрофільними та неповнорозвинутими, по схилах — сильньозмитими під ксерофітними та петрофітними варіантами ковилово-типчакових степів; II — похилі структурно-денудаційні рівнини з чорноземами південними малогу́мусованими та слабкогу́мусованими на лесових суглинках, що залягають на вапняках, розорані; III — похилі денудаційно-аккумулятивні рівнини з чорноземами південними слабо- та середньосолонщоватими на лесових суглинках, що залягають на глинах, розорані; IV — похилі денудаційно-аккумулятивні рівнини з чорноземами південними слабкогу́мусованими на піщано-суглинкових відкладах, розорані; V — похилі денудаційно-аккумулятивні рівнини з лучно-каштановими та лучно-чорноземними ґрунтами на суглинках, що залягають на глинах, розорані; VI — плоскі аккумулятивні западинні рівнини з темно-каштановими слабо- та середньосолонщоватими ґрунтами на потужних лесових суглинках, розорані; VII — морські тераси з солонцями лучними та солончакми на лиманно-морських глинисто-мудуватих відкладах під галофітними луками; VIII — морські тераси з дерново-піщаними ґрунтами та солонцями глинисто-піщаними на морських глинисто-піщаних відкладах під псамофітними та галофітними угрупованнями, місцями заліснені.

ше двох-трьох. Приклад такої ситуації, взагалі не типової для мікрогеохор, наведено на рис. 17, а.

Якщо один елемент чи мала форма рельєфу складені генетично далекими поверхневими відкладами або в їх межах виділяються ділянки з різним типом водного режиму, різні за генетичними рядами ґрунтів та сукцесійними рослинних угруповань, виділяється не одна, а кілька мікрогеохор.

Розміри мікрогеохор залежать від почленованості рельєфу та глибини рівня залягання мінералізованих ґрунтових вод, з яким пов'язана контрастність ґрунтово-рослинного покриву. На рівнинному рельєфі з однорідним лесовим покривом при глибокому рівні ґрунтових вод (Північне Причорномор'я) площа мікрогеохор може досягати 100 км² і навіть більше. Середні її розміри становлять 3—8 км² на ерозійному рельєфі та 10—25 км² на рівнинному.

Мікрогеохори фізіономічно виражені здебільшого чітко. У більшості з них досить однорідна в генетичному відношенні територіальна структура. Проте в деяких мікрогеохорах геотопи крайніх ланок головного ряду можуть розрізнятися навіть на підтиповому (для ґрунтів) та формаційному (для рослинних асоціацій) класифікаційному рівнях. Сусідство таких геотопів може зумовити контрастність територіальної структури мікрогеохори. Мікрогеохори є зручними одиницями середньомасштабного ландшафтно-екологічного картографування. Приклад карти мікрогеохор наведено на рис. 18.

Мезогеохора—це територія з одним геологічним фундаментом та складом вкриваючих його дочетвертинних порід, різними генетичними типами четвертинних відкладів, розташована на одній мезоформі рельєфу спільного походження (річкова долина з терасовим комплексом, дельтовий комплекс, гряда, міжгрядова улоговина тощо), з ґрунтовими водами одного водоносного горизонту, ґрунтами та рослинними угрупованнями, ряди яких сходяться до одного центру (відповідно — до модального виду ґрунту та кліматичної асоціації).

На відміну від мікрогеохор, ґрунтово-рослинний покрив який сформувався під впливом одного провідного фактора, в мезогеохорі таких факторів кілька, причому кожний з них визначає не другорядні, а суттєві закономірності просторового розподілу груп тів та рослинності і формує багатоланкові ряди. Особливістю цих рядів є те, що всі вони пов'язані між собою і сходяться до одного центра (див. рис. 17,б). Це зумовлює динамічну цілісність мезогеохори, хоч у її межах можуть бути ґрунти різних генетичних типів та асоціації різних підкласів формацій. ґрунтово-рослинний покрив у мезогеохорі має не класифікаційну, а динамічну (сукцесійну) єдність. Вона зумовлена одним мезокліматом, який формується в мезогеохорі завдяки її відповідності одній мезоформі рельє-

ефу. Остання разом з кліматом визначає й загальні закономірності гідрогеологічного режиму та режиму поверхневого стоку, гому в мезогеохорі хоч і можуть бути геотопи різного типу водного режиму, переважає один з них або кілька близьких.

Мезогеохори займають досить значні площі (0,5—2,0 тис. км²) І є зручними одиницями регіонального управління та проектування, оскільки співрозмірні з адміністративно-управлінськими територіальними одиницями нижчих рангів (територіями агровиробничих підприємств, муніципалітетами, районами тощо). Оптимальне з ландшафтно-екологічної точки зору обґрунтування адміністративного поділу та розподілу земель між власниками має виходити з відповідності цих одиниць природним контурам мезогеохор. Проектування природно-технічних систем на стадіях регіональної схеми та еколого-економічного обґрунтування проектів здійснюється переважно на основі виділення та аналізу саме мезогеохор як косить великих за розмірами і водночас однорідних у природному відношенні одиниць. Порівняно з геохорами нижчих рангів, у них значно більше проявляються індивідуальні риси території. Зважаючи на це, а також на чітку фізіономічну вираженість та динамічну єдність мезогеохор, їх контури часто приймаються за одиниці ландшафтно-екологічного районування (див. § 6.3).

Макрогеохора у таксономічній системі одиниць генетико-морфологічної ЛТС — найбільша з геосистем хоричної розмірності та найменша з регіональних. Фактори, що визначають її генетико-морфологічну однорідність, регіонального, а не хоричного порядку, тому її слід розглядати як однорідну в регіональному відношенні та закономірно різноманітну в хоричному. Закономірність у різноманітності геокомпонентів, що складають макрогеохору, полягає в обмеженості типів геотопів, які можуть у ній формуватися. Це обмеження є результатом фільтрації регіональними факторами можливих сполучень окремих геокомпонентів у вертикальній структурі геосистеми (див. § 3.1 та рис. 5).

Макрогеохора займає територію, що складається з комплексу мезоформ рельєфу близького генезису та віку, утворених на одному геологічному фундаменті (одному субстраті формування рельєфу). Однорідність її ґрунтово-рослинного покриву визначається зональними факторами, тому на рівнинах представлені ґрунти одного типу ґрунтоутворюючого процесу та асоціації одного Класу рослинних формацій.

Генетичні ряди ґрунтів та сукцесійні рослинних угруповань не створюють у макрогеохорі єдиної системи, а сходяться до кількох Концентрів, кожний з яких є центром певної мезогеохори. В одній макрогеохорі не може бути двох мезогеохор, однакових за геолого-геоморфологічними критеріями на рівнях $L-2$ та $R-2$ відповідно, але різних за видом ґрунту або рослинною асоціацією, які відіграють роль центрів різних сукцесійних схем. На території,

Таблиця 8. Середні співвідношення числа контурів геохор менших рангів у складі вищих (для рівнинних регіонів)

Ранги геосистем	Наногеохора	Мікрогеохора	Мезогеохора	Макрогеохора	Середня площа, км²
Геотоп	3—10	10—40	>100	>1000	0,1—0,5
Наногеохора		8—15	200—300	> 1000	0,3—1
Мікрогеохора			40—100	200—500	5—10
Мезогеохора				4—10	500—2000
Макрогеохора					6000—10000

Таблиця 9. Співвідношення між об'ємами таксономічних одиниць генетико-морфологічної ЛТС

Макро-геохора				Макро-геохора	Гео-регіон	Макро-хора (Main Landscape)
	Ландшафт	Land System	Геосистема	Топо-геохора	Макро-геохора	
Мезо-геохора	Місце-вість	Land Unit	Гео-фація	Мезо-геохора	Мезо-хора	Мезо-хора (Land System)
Мікро-геохора	Урочи-ще			Facet Combination	Мікро-геохора	Мікро-хора
Нано-геохора	Підуро-чище	Елемен-тарна геохора			Нано-хора	
Геотоп	Фація	Facet		Геотоп	Елемен-тарний геомер	Екотоп, геотоп
I	II	III	IV	V	VI	VII

Примітка. Системи таксономічних одиниць: I — прийнята у даному підручнику та при ландшафтно-екологічних дослідженнях Київського університету; II — радянського ландшафтознавства (М. А. Солнцев, А. Г. Ісаченко, К. І. Геренчук та ін.); III — система CSIRO (1953); IV — J. Bertrand, 1968; V — іркутська школа вчення про геосистеми (В. Б. Сочава, А. А. Краукліс, В. С. Міхеев та ін.); VI — геоecологія НДР (Г. Ріхтер, Г. Хаазе та ін.); VII — J. I. S. Zonneveld (1972).

навіть дуже однорідній щодо геолого-геоморфологічної будови, можна виділити кілька макрогеохор— за числом зональних клімакових асоціацій та модальних видів ґрунтів. Така ситуація характерна для Причорноморської низовини, більша частина якої однакова в геологічному (на рівні $L-3$) та геоморфологічному (на рівні $R-2$) відношеннях, але за регіональними закономірностями суцесії рослинних угруповань та ґрунтів поділяється на 9 макрогеохор.

Розміри макрогеохор коливаються від 1—3 тис. км² (гірські регіони) до 6—10 км² (рівнини) і їх можна зображати на дрібномасштабних картах.

Співвідношення між геохорами різних рангів, критерії їх виділення за рівнями генетико-морфологічної однорідності окремих геокомпонентів графічно зображено на рис. 16, а в табл. 8 наведено середні дані про особливості територіальних структур геохор.

У § 4.4 йшлося про те, що ландшафтознавці та ландшафтні екологи різних наукових шкіл розробили кілька варіантів таксономічних схем одиниць генетико-морфологічної ЛТС. Як кількість таксонів, так і критерії їх виділення, а відтак і їх розміри та зміст, неоднакові. Проте ці відмінності не такі вже й суттєві, що, можливо, пояснюється деякою об'єктивною закономірністю територіальної диференціації ландшафту. У табл. 9 графічно зображено Співвідношення між об'ємами геосистем, які виділено за таксономічними системами та критеріями, прийнятими різними науковими школами ландшафтознавства та ландшафтної екології.

§ 4.5. ПОЗИЦІЙНО-ДИНАМІЧНА ЛАНДШАФТНА ТЕРИТОРІАЛЬНА СТРУКТУРА

Коротка історична довідка. Залежність властивостей окремих компонентів ландшафту від топографічного положення природознавцям була відома давно. Ще в 1840 р. Е. Еверсман говорив про залежність ґрунтового-рослинного покриву Заволжя від висоти місцевості, а Ф. Рупрехт (1866) виявив її на чорноземах. Докладніше висотну диференціацію ґрунтового покриву рівнин дослідили В. В. Докучаєв (1891) та А. М. Краснов (1893) на прикладі Полтавської та Харківської губерній. У повоєнні роки було встановлено ярусну диференціацію рівнинних ландшафтів (А. Г. Ісаченко, Ф. М. Мільков, Г. Є. Гришанков та ін.).

На топічному та хоричному рівнях ці закономірності встановили Г. М. Висоцький (1906; він виявив «схилуву мікрозональність» ґрунтів), а також Я. Н. Афанасьєв (1922) та Л. Г. Раменський (1924; вони описали мікропоясність рослинних угруповань). Проте ці дослідження залишалися маловідомими і до того ж лише посередньо враховували залежність поширення ґрунтів та фі-

тоценозів від процесів на схилах. Натомість широкого визнання набули дослідження послідовності зміни ґрунтів, виконані Г. Мілном (1935) у Східній Африці. Він увів термін «катена», під яким розумів просторову зміну ґрунтів, зумовлену позицією у рельєфі та умовами стоку. Згодом цей термін набув ширшого, ландшафтно-екологічного змісту. Найбільш цікавим виявився розвиток концепції катени А. Конейчером та Дж. Делрімплом (1977), які розглядали її як тривимірну просторову систему від вододілу до тальвегу. Кожна катена складається з «одиниць поверхні», критеріями виділення яких є однотипність реакції ґрунтів на схиліві процеси.

Досліджуючи просторові закономірності міграції речовин у ландшафті, Б. Б. Полинов у 1953 р. виділив елювіальні, супераквальні та субаквальні ландшафти, які відрізняються умовами горизонтальних потоків речовин. Цю схему доопрацювала М. А. Глазовська (1968), якій також належить ідея виділення ландшафтно-геохімічних систем — територій з односпрямованими горизонтальними потоками.

У рамках ландшафтознавства територіальну диференціацію схилів за позиційними та процесними особливостями описали Г. Хаазе (1961) та Ф. М. Мільков (1974). Перший дослідник поширив концепцію катени на екотопи, другий запропонував поділ схилу на чотири ландшафтні мікрозони: привододільну, прибровочну (верхньосхилову), середньосхилову та нижньосхилову. Ф. М. Мільков вважав ці мікрозони універсальними, тобто вираженими на будь-якому схилі незалежно від його довжини та форми. Натомість Г. І. Швебс (1985) запропонував виділяти ландшафтні смуги — територіальні одиниці, специфічні за умовами динамічних процесів і положенням у рельєфі. Ландшафтні смуги виділяються не тільки на схилах, а й на всіх інших елементах рельєфу, причому на схилі їх може бути більше чотирьох — це залежить від довжини схилу, його форми, літологічної будови та складності ґрунтового покриву. Згодом було встановлено, що в основі ландшафтно-ярусності та ландшафтно-смугастості лежать просторові ландшафтні відношення одного типу, що й дало підстави обґрунтувати таксономічний ряд та принципи виділення одиниці позиційно-динамічної ЛТС (Швебс, Шищенко, Гродзинський та ін., 1986).

Структуроформуючі відношення. Групування геотопів у територіальні одиниці позиційно-динамічної ЛТС ґрунтується на їх відношенні до ландшафтних рубежів, вздовж яких змінюються інтенсивність та напрямок горизонтальних речовинно-енергетичних площинних потоків. Носіями цих потоків можуть бути мобільні геокомпоненти — вода, повітря та живі організми. Разом з ними відбувається міграція й інших речовин, зокрема техногенним забруднень.

Біогенні горизонтальні потоки мають риси територіальної впорядкованості, аналіз яких приводить до виділення біоцентрично-сіткової ЛТС. Вітропотік мінливий за напрямком і лише в деяких регіонах або місцевих умовах переважають вітри певного румбу. Вітропотік може здійснювати величезну роботу в ландшафті, проте через мінливість його напрямку стійкі зв'язки між геотопами здебільшого не формуються, тобто він не може бути структуроформуючим. Горизонтальні ж потоки води в ландшафті стійкі за напрямком і здатні односпрямованими зв'язками інтегрувати геотопи в територіальні структури.

З потоком води по земній поверхні переміщуються частки ґрунту (площинна ерозія), хімічні елементи та сполуки (в тому числі добрива, отрутохімікати), мікроорганізми, змивається насіння культурних рослин. Ці процеси охоплюють великі площі, а їх екологічні наслідки вельми суттєві. Так, у сучасних умовах господарювання в лісостепових та північно-степових ландшафтах України щорічно змивається 15–30 т/га ґрунту. З цією масою втрачається 0,5–1,0 т/га гумусу, або 3–5 $\cdot 10^6$ кал/га корисної енергії. Із зливом 1 мм чорнозему типового втрачається більш як 60 кг/га азоту, 40 фосфору, 300 кг/га калію, що становить від 20 до 40 % їх валової кількості. Загалом з поверхневим стоком втрачається до 30 % добрив, які вносяться на схилі землі, 10–20 пестицидів, 8–15 % насіння культурних рослин. Крім того, що втрачається врожай (на середньозмитих ґрунтах—до 60%) та погіршується його якість, знижуються родючість ґрунтів та продуктивність геосистеми в цілому. Акумуляція мігруючих речовин у водоймах призводить до їх замулення, нітрифікації, дефіциту кисню, концентрації забруднень більше від токсичних меж, зменшення рибопродуктивності тощо.

Територіальні одиниці позиційно-динамічної ЛТС виділяють так, щоб інтенсивність сучасних та потенційно можливих процесів, зумовлених горизонтальними речовинно-енергетичними потоками на них, була майже однаковою. Тому межі між ними проводять вздовж ліній стрибкоподібної зміни градієнтів горизонтальних потоків. Такі лінії можна назвати *каркасними лініями динаміки ландшафту*. Ними є всі каркасні лінії рельєфу — вододільна, тальвегу, подошви, бровки схилу, лінії його перегинів. Вздовж цих ліній стрибкоподібно змінюються значення топографічного градієнта, а між ними ці значення лишаються незмінними. Оскільки інтенсивність поверхневого стоку суттєво залежить від стрімкості схилу, то в геотопах, розташованих між двома каркасними лініями рельєфу, вона буде в цілому однаковою.

Роль каркасних ліній динаміки ландшафту відіграють також межі між геотопами, що відрізняються фільтраційними властивостями ґрунтів та порід зони аерації. Вздовж цих меж різко змінюється інтенсивність фільтрації води та умови міграції хімічних

елементів (у ландшафтно-геохімічному відношенні ці лінії відповідають латеральним механічним бар'єрам). Фільтраційні каркасні лінії часто збігаються з каркасними лініями рельєфу.

Межі між ґрунтами з різною протиерозійною стійкістю також приймаються за каркасні лінії динаміки ландшафту. Протиерозійна стійкість ґрунту—складна функція, яка залежить від генетичного виду ґрунту, його механічного складу, вмісту гумусу, CaCO_3 та інших властивостей. З геотопів, подібних за рельєфним фактором стоку, але різних за протиерозійною стійкістю ґрунтів, змивається неоднакова кількість ґрунту. Серед типів ґрунтів, поширених на Україні, найбільше піддаються змиву опідзолені ґрунти Полісся, а більш стійкими виявляються чорноземи типові та звичайні.

На горизонтальні потоки значно впливає сучасний рослинний покрив. Різні типи природних та агроценозів неоднаково гальмують поверхневий стік. Так, змив ґрунту під багаторічними травами майже в 100 раз менший, ніж під просапними культурами; під лісовими фітоценозами з добре розвинутою повстю змиву навіть із крутих схилів може не бути зовсім. Тому межі між фітоценозами, що мають різну ґрунтозахисну здатність, відіграють суттєву роль у просторовій диференціації площинного стоку і приймаються за важливі каркасні лінії динаміки ландшафту.

У сучасному ландшафті роль таких ліній відіграють також і деякі антропогенні лінійні елементи, вздовж яких змінюються параметри стоку (дороги на насипу, канали, лісосмуги тощо).

Таким чином, позиція геотопів щодо каркасних ліній динаміки ландшафту визначає їх динамічні особливості, зумовлені горизонтальними потоками. Власне це й дало підстави назвати тип ЛТС, що розглядається, позиційно-динамічним.

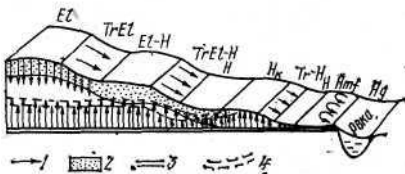
Елементи структури та їх типи. Після картографування позиційно-динамічної ЛТС стало видно, що її територіальні одиниці, оторочуючи каркасні лінії динаміки ландшафту, здебільшого мають форму смуг. Тому Г. І. Швебс і назвав їх ландшафтними смугами, хоч у деяких випадках вони набувають ізометричної, кільцевої та інших типів форми (як, наприклад, на плоских слабкодренованих рівнинних, болотяних масивах, подах).

Ландшафтна смуга — це група геотопів, які мають спільне положення відносно меж зміни інтенсивності горизонтальних речовинно-енергетичних потоків (розташовані між двома суміжними каркасними лініями динаміки ландшафту). У межах однієї ландшафтно-смути горизонтальні потоки односпрямовані і в усіх геотопах мають однаковий градієнт. Внаслідок цього геотопи однієї смуги ідентичні за набором, інтенсивністю та іншими параметрами сучасних ландшафтних процесів, пов'язаних з площинним стоком, кріпом, латеральною геохімічною міграцією, а деякою мірою — і з ґрунтовим стоком.

Морфологія рельєфу значною мірою визначає особливості поверхневого стоку і тому за нею ландшафтні смуги доцільно поділяти на рівнинні, схилі, терасові, заплавні та інші морфологічні типи. Їх можна поділити й більш детально, особливо схилі. На схилі за його частиною доцільно виділяти смуги верхньоприбровочні, середньо- та нижньосхилі; за стрімкістю схилу — по-

Рис. 19. Типи водно-геохімічного режиму геосистем (за Б. Б. Полиновим, М. А. Глазовською з доповненнями):

1 — напрямок руху води; 2 — поверхня дзеркала ґрунтових вод; 3 — зона коливання глибини капілярної кайми. *Типи режиму:* *ЕІ* — елювіальний; *TrЕІ* — транселювіальний; *ЕІ-Н* — елювіально-гідроморфний; *TrЕІ-Н* — транселювіально-гідроморфний; *Н* — гідроморфний; *HR* — гідроморфний критичний; *TrН* — пратсгидроморфний; *Amf* — амфібіальний; *Aq* — аквальний



логі, слабкопохилі, похилі, відносно стрімкі та стрімкі; за формою схилу — прямі, слабоувігнуті, слабоопуклі.

Дуже ємна типологія ландшафтних смуг за ландшафтно-геохімічними особливостями міграції речовин. Залежно від переважаючого напрямку потоків (вертикального низхідного, вертикального висхідного та горизонтального) і процесів виносу або нагромадження речовин у геохімії ландшафту розроблено схему виділення різних типів елементарних ландшафтів (Б. Б. Полинов, 1953; М. А. Глазовська, 1968). Взявши її за основу, ландшафтні смуги можна диференціювати за критеріями, суть яких ілюструє рис. 19.

Оскільки в ландшафтній смузі мають бути однаковими градієнти горизонтальних динамічних потоків, то межі між ними проводяться по каркасних лініях рельєфу. Завдяки цьому схил у межах смуги може бути складної форми (наприклад, увігнуто-опуклої) і здебільшого представлений прямою ділянкою. Якщо між двома суміжними каркасними лініями рельєфу пролягає межа між породами з різними фільтраційними властивостями, то й вона приймається за межу між ландшафтними смугами (в ландшафтно-геохімічному відношенні така межа є латеральним геохімічним бар'єром). Важливою ознакою ландшафтно-геохімічної смуги є також однорідність її ґрунтів у протиерозійному відношенні та характером мікрорельєфу. Виділені за вказаними критеріями ландшафтні смуги наведені на рис. 20.

У ландшафтних смугах, розташованих у певному діапазоні висот (мають спільність за своєю висотною позицією), подібні морфологія рельєфу, набір сучасних екзогенних факторів рельєфоутворення та осадконагромадження, ґрунтово-фітоценотичні процеси. Це зумовлює ярусну диференціацію не тільки гір, а й рівнин. Щоб проаналізувати цю закономірність, виділяють *ландшафтні*

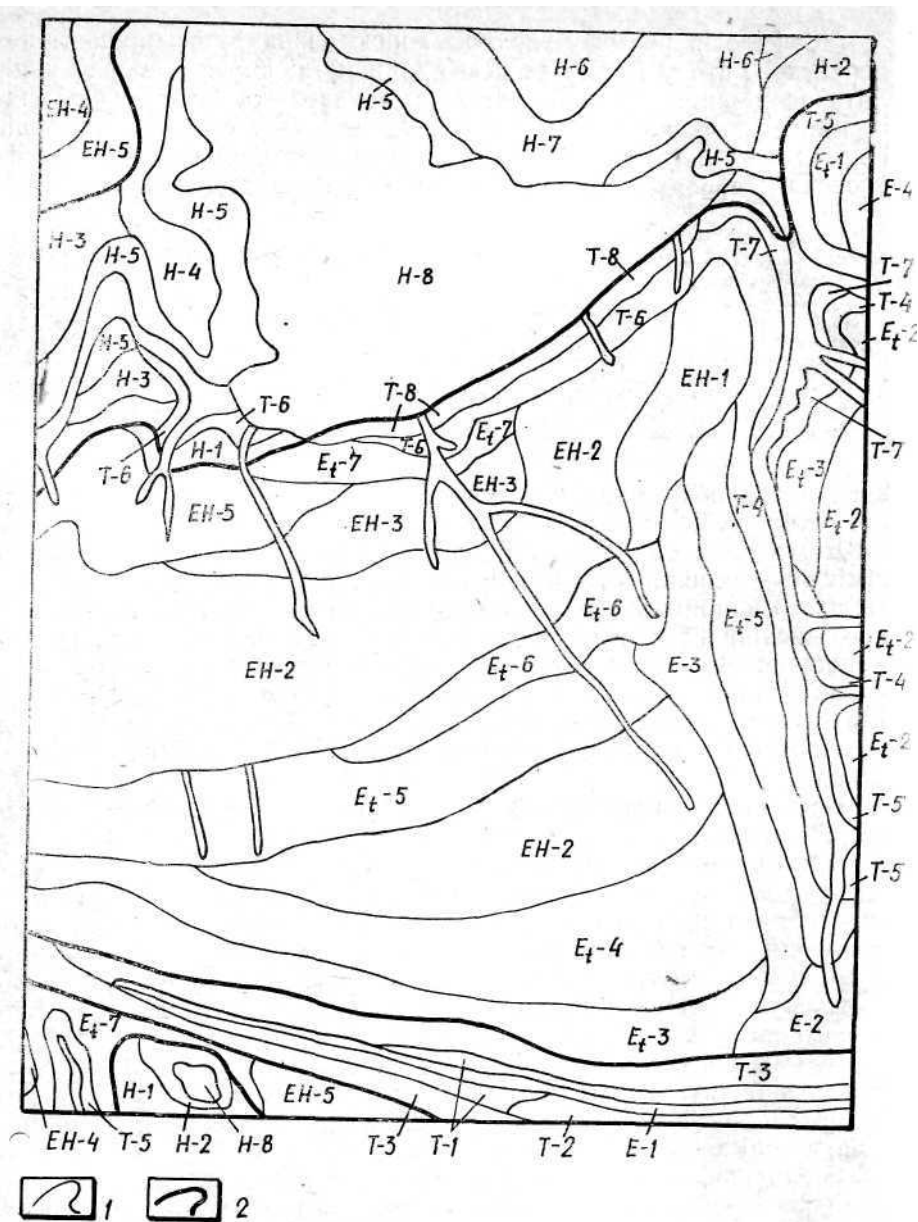


Рис. 20. Позиційно-динамічна ЛТС Керченського півострова (фрагмент):
Ландшафтні смуги: *Елювіальні:* *Е-1* — автономні вузькі опуклі вершини вапнякових пасом з інтенсивними вертикальними низхідними потоками, значної небезпеки дефляції слабо-здернованих степовою рослинністю чорноземів карбонатних короткопрофільних; *Е-2* — під-

виділені смуги Півніжжя вапнякових пасом середньої залежності від смуг Т-3, слабого впливу на смуги Е₇₋₅ із слабого локальною небезпекою змиву розораних чорноземів південних малоуглених; Е₃ — автономні привододільні плосковершинні потенційної небезпеки дефляції чорноземів південних малоуглених; Е₄ — плоскі горизонтальні слабо залежні від внутрішньогрунтового стоку з ландшафтних смуг ЕН-3, потенційної небезпеки дефляції розораних чорноземів південних середньосуглинкових. *Елювіальні слабого транзиту: Е₁ — слабопохилі прискілові практично невражених горизонтальних зв'язків з інтенсивними вертикальними низхідними потоками, потенційної небезпеки змиву та дефляції розораних чорноземів південних легкосуглинкових; Е₂ — слабопохилі привододільні слабої залежності від поверхневого стоку з Е-3, малої небезпеки змиву розораних чорноземів південних слабогумусованих легкоглинистих; Е₃ — слабопохилі верхньої частини похилої рівнини сильно залежні від Т-3, середнього впливу на Т-7 та слабого на Е₄, з незначною небезпекою змиву розораних чорноземів південних слабкосолонцюватих важкосуглинкових; Е₄ — слабопохилі верхньої частини похилої рівнини слабо залежні від Е₃, слабого впливу на ЕН-2, з незначною небезпекою змиву розораних чорноземів південних малоуглених легкоглинистих; Е₅ — слабопохилі середньої частини похилої рівнини, залежні від підгрунтового стоку з ЕН-2, слабого впливу на Е₆, з підвищеною небезпекою засолення нижніх горизонтів чорноземів південних слабкосолонцюватих важкосуглинкових; Е₆ — слабопохилі середньої частини похилої рівнини слабої залежності від підгрунтового стоку з Е₅, середнього впливу на ЕН-2, з середньою небезпекою засолення чорноземів лучних середньосолонцюватих та потенційною небезпекою утворення мочарів; Е₇ — слабопохилі слабо залежні від ЕН-3, слабого впливу на Т-6, з підвищеною небезпекою змиву розораних чорноземів південних середньосолонцюватих важкосуглинкових. *Елювіально-ерозійні: ЕН-1 — слабопохилі практично незалежні із слабким впливом на ТН-4 з незначною небезпекою засолення чорноземів південних злучлих важкосуглинкових; ЕН-2 — слабокувгнуті середньої частини похилої рівнини, слабо залежні від Е₄, Е₅ та середньо залежні від Е₆, слабого впливу на ЕН-3 та ЕН-5, з небезпекою засолення чорноземів лучних середньосолонцюватих важкосуглинкових; ЕН-3 — слабокувгнуті слабопохилі нижньої частини похилої рівнини слабої вертикальної міграції, слабо залежні від ЕН-2, слабого впливу на Е₇, незначної небезпеки засолення чорноземів південних солонцюватих легкоглинистих; ЕН-4 — горизонтальні плоскі автономні із середньою небезпекою дефляції темно-каштанових солонцюватих легкоглинистих ґрунтів; ЕН-5 — слабкопохилі практично автономні дуже слабого впливу на Н-3 та Н-4, середньої небезпеки вторинного засолення та дефляції темно-каштанових солонцюватих важкосуглинкових ґрунтів. *Гідроморфні: Н-1 — слабопохилі нижніх частин схилів середньої залежності від ЕН-5, з небезпекою росту площі солонців за рахунок лучно-каштанових солонцюватих ґрунтів; Н-2 — плоскі прилизового шву тераси з потенційною у разі рекреаційної дигресії лісу небезпекою розвіювання дернових малорозвинутих важкосуглинкових ґрунтів; Н-3 — плоскі терасові слабої залежності від ЕН-5 слабого впливу за рахунок підгрунтового стоку на Н-5, значної небезпеки росту площі солончаків серед лучних солонців; Н-4 — плоскі терасові слабкозв'язані з Н-5 дуже високої небезпеки росту площі солончаків за рахунок солонців; Н-5 — плоскі прибережні зв'язані з Н-8 та Н-4, значної небезпеки розвіювання солей з поверхні солончаків; Н-6 — слабокувгнуті терасові практично автономні, потенційної небезпеки розвіювання солей з поверхні солончаків; Н-1 — дрібнозападінні терасові із слабкими дощотровими горизонтальними потоками із середньою небезпекою росту площі солончаків за рахунок солонців; Н-8 — слабокувгнуті озерних улоговин дуже небезпечні за розвіюванням солей з поверхні солончаків. *Транзитні: Т-1 — стрімкі (>15°) верхньої частини схилів вапнякових пасм сильноного впливу на Т-3 із значною небезпекою лінійної ерозії та повного змиву слабкозадернованих чорноземів карбонатних сильнозмитих; Т-2 — сильнопокаті (8—15°) середньої частини схилів вапнякових пасом сильного впливу на Т-3, із середньою небезпекою лінійної ерозії та змиву чорноземів карбонатних важкосуглинкових; Т-3 — сильнопокаті (6—10°) нижньої частини схилів вапнякових пасом сильної залежності від Т-1 та Т-2, середнього впливу на Е₃, із середньою небезпекою лінійної ерозії та змиву слабкозадернованих та частково розораних чорноземів південних короткопрофільних важкосуглинкових; Т-4 — середньопокаті (5—7°) схилів лощин 1—2 порядків сильного впливу на Ат-1, з потенційною небезпекою лінійної ерозії, значною — змиву чорноземів південних слабогумусованих середньозмитих важкосуглинкових; Т-5 — пологі (2—3°) верхні частини схилів лощин та балок, сильного впливу на Т-7, із середньою небезпекою змиву чорноземів південних слабкозмитих важкосуглинкових; Т-6 — верхні пологі частини абразійних схилів, сильного впливу на Т-8, слабої залежності від Е₇, з незначною небезпекою змиву темно-каштанових важкосуглинкових ґрунтів; Т-7 — середньопокаті нижні частини схилів балок сильного впливу на Ат-1, сильної залежності від Т-5, із значною небезпекою лінійної ерозії та змиву чорноземів південних середньозмитих важкосуглинкових; Т-8 — стрімкі (>15°) середні та нижні частини абразійних схилів, сильного впливу на Н-8 сильної залежності від Т-6, з потенційною небезпекою графієчних процесів, значною — лінійної ерозії, повного змиву чорноземів карбонатних неповнорозвинутих сильнозмитих. *Транзитно-гідроморфні А₁—*****

днищ лощин, та балок, сильно залежні від Т-4, 5, 6, 7, з небезпекою лінійного розмиву лучних ґрунтів/

1 — межі ландшафтних смуг, 2 — межі ландшафтних ярів

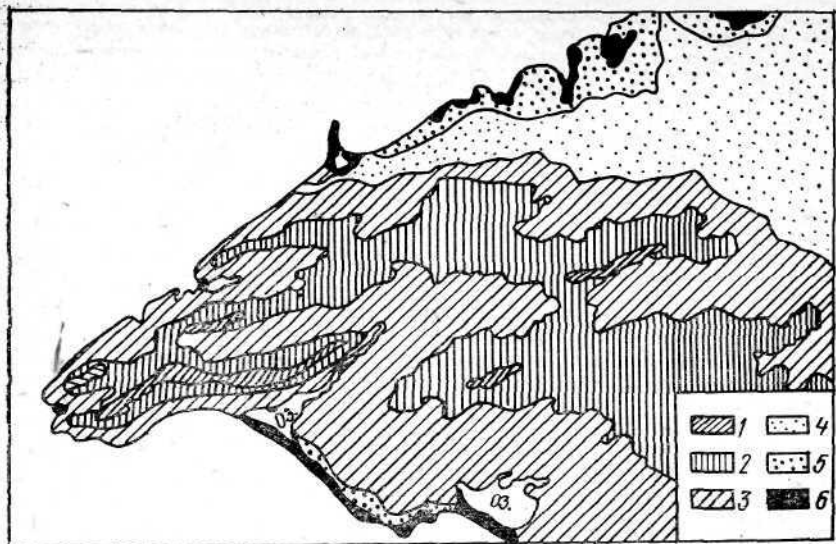


Рис. 21. Схема ландшафтних ярусів західної частини Рівнинного Криму (характеристику ярусів див. у табл. 10).

яруси — одиниці позиційно-динамічної ЛТС, які складаються з групи територіально суміжних, пов'язаних односпрямованими горизонтальними потоками ландшафтних смуг, що мають спільну лозицію щодо гіпсометричних меж зміни провідних факторів ландшафтної динаміки. Ландшафтні яруси відрізняються не тільки висотним положенням, а насамперед набором ландшафтно-екологічних процесів. Причому інтенсивність їх у ландшафтному ярусі змінюється за його ландшафтними смугами.

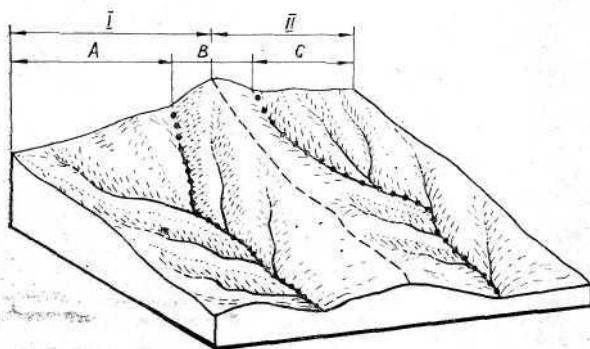


Рис. 22. Принципи виділення парадинамічних районів (A, B, C) та басейнів (I, II)

*Таблиця 10. Характеристика ландшафтних ярусів
західної частини Рівнинного Криму*

<i>Назва ярусу</i>	Діапа- зон ви- сот, м н. р. м.	Генезис рельєфу	Нахил по- верхні, %	Грунтові води		Переважаючі	
				глиби- на рів- ня, м	мінера- лізація	грунти	рослинність
1. Елювіаль- ний вододіль- но-останцевий дефляційно- та ерозійно небезпечний	90—176	Струк- турно- денуда- ційний	0,015— 0,020	60 і біль- ше	Мень- ше 1 г/л	Чорно- земи карбо- натні корот- копро- фільні	Петрофіт- на чагарни- ково-сте- пова
2. Елювіаль- ний вододіль- но-рівнинний відносно ста- більний	60—90	»	0,006— 0,007	20—60	«	Чорно- земи південні	Типово типчаково- ковилова степова
3. Трансело- вільний схи- ловий ерозій- но небезпеч- ний	40—60	Ерозій- но дену- даційний	0,008— 0,010	5-Ю	1, ло- каль- но 1—3 г/л	Чорно- земи карбо- натні змиті	Ковилово- типчакова і ковилово- житнякова
4. Гідроморф- но-елювіаль- ний плоскорів- нинний небез- печний за осо- лонцюванням грунтів	10—40	Акуму- лятив- ний	0,001 0,002	5-2,5	5—10 г/л	Темно- кашта- нові со- лонцю- ваті	Опустине- но-степова ковилово- полинова
5. Гідроморф- ний плоско- рівнинний, небезпечний за засоленням грунтів	3—10	»	0,000	2-3	20—40 г/л	Солонці кашта- ново- лучні	Галофіль- но-лучно- степова
6. Літораль- ний низовин- ний, небезпеч- ний за роз- віюванням пісків та солей	1-3	»	0,000	0—2	До 150 г/л	Солон- чаки, дернові піщані	Псамофіль- на та гало- фільно- лучна

Гіпсометричні межі зміни факторів ландшафтної динаміки, які й визначають виділення та конфігурацію ландшафтних ярусів, у багатьох випадках зумовлені ярусною будовою рельєфу (геоморфологічними рівнями), стадійністю рельєфоутворення та осадко-нагромадження і пов'язаними з ними ґрунтовими та фітоценотичними процесами. Межі між окремими ярусами рельєфу (поверх-

нями вирівнювання або рівновисотними комплексами форм рельєфу) часто збігаються з тектонічними межами (лініями розломів, насувів тощо), а також кліматичними та біогеографічними. У сукупності це зумовлює чітку ярусну диференціацію практично всіх геокомпонентів та сучасних фізико-географічних процесів (рис. 21, табл. 10).

Ландшафтні яруси пов'язані між собою горизонтальними потоками. За односпрямованістю цих потоків їх об'єднують у вищу одиницю позиційно-динамічної ЛТС — *парадинамічний район*. Це сукупність ландшафтних ярусів, пов'язаних горизонтальними потоками, які починаються від спільного «центрального місця» — ярусу, що займає панівне висотне положення. Від цього ярусу радіально розходяться потоки, які об'єднують у єдину динамічну систему схилів, терасові, заплавні та інші ландшафтні яруси. Виділення парадинамічного району нагадує процедуру виділення басейну річки, але з тією різницею, що за центральну вісь інтеграції тут прийнято не водозливну лінію (русло), а вододільну (рис. 22).

Ландшафтні яруси в одному парадинамічному районі, що мають одну макроекспозицію, можна об'єднати в *парадинамічний підрайон*. Ці одиниці здебільшого збігаються з частинами (правою та лівою) басейнів річок, розділених спільним вододілом.

§ 4.6. ПАРАГЕНЕТИЧНА ЛАНДШАФТНА ТЕРИТОРІАЛЬНА СТРУКТУРА

Коротка історична довідка. Термін «парагенезис» (від грецьк. «пара» — близький, подібний та «генезис» — походження) виник у геології ще в XIX ст. Під ним здебільшого розуміють суміжність відкладів різного генезису, зумовлену їх одночасним або послідовним утворенням. У ландшафтознавстві поняття парагенетичного комплексу ввів Ф. М. Мільков у 1966 р. і визначив його як систему суміжних, активно взаємодіючих регіональних або типологічних (хоричних — за нашою термінологією) одиниць спільного походження. Парагенетичний комплекс він вважав за різновид ширшого поняття — парадинамічного комплексу, на який не накладаються умови спільного походження ПТК, що до нього входять. За Ф. М. Мільковим, два або більше суміжних ПТК будь-якого рангу, між якими існують горизонтальні динамічні зв'язки будь-якого типу, можна розглядати як парадинамічний комплекс або як парагенетичний, якщо ці ПТК спільні за генезисом. Такими комплексами Ф. М. Мільков та його учні вважають окремі схили, яружно-балкові системи, карстові улоговини, осикові «кущі», річкові басейни і навіть регіони з кількох фізико-географічних провінцій. Отже, цьому поняттю надається дуже широкий зміст.

рЗлизькі до нього також «конекційні райони» Б. Б. Родомана, «гео-системи» К. М. Дьяконова та М. О. Гвоздецького, «геосиноли» О. Ю. Ретеюма.

Широке трактування парадинамічного комплексу є й його певною вадою. Дійсно, будь-який геотоп не існує ізольовано від сусідніх. Проте зв'язки між ними надзвичайно різноманітні за своєю фізичною суттю, тому характер інтеграції (парагенезису) геотопів також буде неоднаковим. Виділяючи парагенетичні комплекси на основі зв'язності геотопів горизонтальними зв'язками усіх можливих типів, ми лишаємося змоги виявити територіальну структуру, породжену всією сукупністю цих зв'язків, бо один і той самий геотоп різними потоками зв'язаний з різними геотопами і разом з тим входить до кількох парадинамічних комплексів. Тому, зокрема, неможливо обґрунтувати таксономічний ряд парагенетичних комплексів у трактуванні Мількова, що визнає і він сам (Мільков, 1981). До того ж не всі горизонтальні зв'язки та контактуючі геотопи спільного походження здатні зумовити своєрідність та чітку вираженість ландшафтного парагенезису або парадинамізму. А такі, безумовно існуючі, але різні за структурою зв'язків комплекси, як схилові, басейнові, міграційно-біотичні, доцільно розглядати як територіальні одиниці різних типів ЛТС, а не однієї парадинамічної.

Зважаючи на ці обставини, більш конструктивно видається модифікація концепції парагенетичних комплексів, розроблена в 1982—1986 рр. Г. І. Швєбсом та його співробітниками. Основи цієї концепції викладено в цьому розділі.

Структуроформуючі відношення. Парагенетична ЛТС формується вздовж ліній концентрації речовинно-енергетичних потоків (наприклад, вздовж річкового русла), ліній розділу контрастних середовищ (берегова лінія) та деяких інших «центральных місць», які визначають напрямок ландшафтогенезу. Такі структури недалеко від «ядра збурення» мають більш чітку парагенетичну диференціацію, яка з віддаленістю від нього послаблюється.

Особливе значення у виділенні парагенетичної ЛТС має концентрований водний потік. Його динамічність та енергія, особливі властивості води як природного тіла зумовлюють утворення ландшафтних структур з добре виявленими парагенетичними відношеннями між геотопами. Ці відношення найчіткіше проявляються вздовж ліній потоку і послаблюються з віддаленістю від них. У зв'язку з цим аналіз парагенетичної ЛТС дає найбільший ефект при дослідженні долин річок, лиманно-гирлових комплексів, яружно-балкових систем. Ці природні об'єкти підпорядковані ландшафтним смугам парадинамічного району, що дрениється руслом річки, і суттєво залежать від процесів, які відбуваються в цих геосистемах. Тому в територіальні одиниці парагенетичної ЛТС об'єднують і одиниці позиційно-динамічної ЛТС — ландшафт-

ні смуги. Підставою для об'єднання є відношення ландшафтних смуг **не до ліній розділу напрямку потоків** (як при виділенні парадинамічних районів), а до ліній їх концентрації — річкового русла, тальвегу балки тощо.

Таким чином, долинно-річкові, яружно-балкові та подібні їм структури являють собою ніби деталі позиційно-динамічних ландшафтних структур, приурочених до гідрографічної або ерозійної мереж. Проте в них є і певні особливості, зокрема, тут поряд з поздовжніми рівноцінне, а іноді й основне значення мають поперечні межі, які розділяють однотипні частини ландшафтних смуг та ярусів.

Територіальні одиниці. Територіальними одиницями парагенетичної ЛТС є парагенетичні ландшафтні комплекси (ПГЛК), Комплексом нижчого рангу є *парагенетична ланка* (ПГ-ланка),... Вона являє собою сукупність взаємопов'язаних геотопів, об'єднаних за генетичною єдністю та односпрямованістю розвитку в межах заплавно-руслової частини долини (для долинно-річкових ПГЛК) або днищ ерозійних форм (для яружно-балкових ПГЛК). ПГ-ланки ніби нанизані на потік, як на стрижень. При виділенні ПГ-ланок домінантними ознаками одеські, ландшафтознавці вважають характеристики заплави та русла — морфометричні показники, особливості затоплення, інтенсивність відкладання наносів, тип руслового процесу, сучасну рослинність тощо.

Закономірне поєднання послідовно спряжених ПГ-ланок та ландшафтних смуг, які спираються на русло, формує *ПГ-сектор*. Важливими ознаками його виділення є характеристики схилових та терасових ландшафтних смуг. ПГ-сектор являє собою ділянку долини, однотипну за структурою та динамікою насамперед терас та схилів.

ПГ-пояс розглядається як територіально цілісний фрагмент долини з однотипним протіканням сучасних фізико-географічних процесів в умовах однієї морфоструктури. Основними ознаками виділення ПГ-поясу є тип долини, особливості морфоструктури, тип рельєфу, **стадія розвитку долини, знак та інтенсивність неотектонічних рухів**, зональний тип рослинно-грунтового покриву.

Згідно з типом «центрального місця», відносно якого виділяється парагенетична ЛТС, розрізняються долинно-річкові, яружно-балкові, прибережно-аквальні, лиманно-гирлові ПГЛК. Детальнішої їх класифікації поки немає.

§ 4.7. БАСЕЙНОВА ЛАНДШАФТНА ТЕРИТОРІАЛЬНА СТРУКТУРА

Коротка історична довідка. Підходи до аналізу річкового басейну з комплексних географічних позицій започаткували **В. В. Докучаєв та О. І. Восіков**, які вбачали в ньому **цілісні природні те-**

Ірриторіальні одиниці і навіть пропонували адміністративні межі іпроводити по басейнах річок. Як екологічно своєрідні та цілісні системи річкові басейни розглядали В. В. Альохін (1921) та М. А. Мензбір (1926). Проте в рамках класичного ландшафтознавства та' екології річкові басейни як територіальні об'єкти цих наук не розглядалися.

Відкриття ряду важливих топологічних закономірностей річкових систем (праці 30—60-х років Р. Хортон, С. Шумма, А. Шайдеггера, Р. Шріва, А. Стралера, М. О. Ржаніцина та ін.), а також дослідження річкових систем на широкій географічній основі (В. Г. Глушков, П. С. Кузін, Р. А. Нежиховський та ін.) дали можливість ландшафтознавцям та екологам з нових позицій розглянути басейн та його структуру. У працях Р. Чорлі—Б. Кеннеді (1971), Я. Демека (1974), Л. М. Коритного (1974), К. М. Дьяконова (1975), О. Ю. Ретеюма (1975), Ф. М. Мількова (1981) стверджувалося, що -річковий басейн — не тільки гідрологічна, а й географічна система (геосистема) і об'єкт ландшафтних досліджень. Ю. Одум (1975) пропонував вважати річковий басейн за «мінімальну територіальну одиницю» екосистеми.

Останні два десятиріччя ландшафтно-екологічні дослідження річкових басейнів ведуться інтенсивно. Цьому сприяють чітко визначена функціональна єдність басейну, його територіальна визначеність, сприятливі умови для організації експериментальних досліджень геосистем та інтерпретації їх результатів.

Структуроформуючі відношення. Концентрований поверхневий стік води з розчиненими та завислими в ній речовинами є структуроформуючим для басейнової ЛТС. Концентрація площинного току в лінійний можлива за певної мінімальної площі, з якої поверхневі води збираються до лінійної ерозійної форми. Це призводить до формування басейнів — територій, поверхневі води з яких стікають лише до одного водотоку. Останній можна розглядати як індикатор багатьох динамічних процесів, що мають місце в межах усього басейну. За словами М. О. Ржаніцина (1960), річкову Сітку можна розглядати як кінцеву ланку процесу взаємодії кліматичних, гідрологічних та геоморфологічних факторів, як своєрідний інтегральний показник цього процесу.

Структуроформуючими басейнову ЛТС є не всі водотоки, а лише ті, що мають фіксоване в просторі положення, яке, в свою чергу, визначається глибиною врізу ерозійної форми. З цієї точки зору, ерозійні борозни, в які безпосередньо концентрується площинний стік і які існують короткий час (до чергової обробки ґрунту), структуроформуючими вважати не можна. За цей період вони не встигають сформувати ЛТС хоричного рівня, і лише при їх переході до наступної фази розвитку ерозійної форми — промोїни формуються невеликі елементарні водозбори. Таким чином, водо-

токами, що визначають басейнову ЛТС, є річки, сухоріччя, балки, лощини та яри.

Важливими елементами гідрографічної сітки є точки злиття двох водотоків, Тут відбувається стрибкоподібна зміна руху потоку й розвитку руслового процесу, хімічного складу води тощо. На

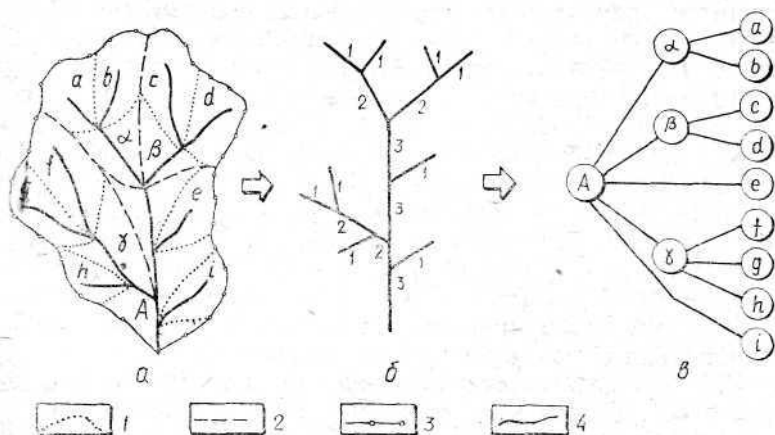


Рис. 23. Гідрографічна сітка та басейни (а), її граф (б) з визначенням порядку водотоку за Хортоном—Стралером (цифри) та граф басейнової ЛТС (в).

Літерами позначені басейнові ЛТС різних порядків: /, 2, 3 — границі басейнів: 1 — 1-го порядку; 2 — 2-го порядку; 3 — 3-го порядку

цьому ґрунтується виділення порядків водотоків і підпорядкованих ним басейнів. Принципи визначення 'порядків, за Р. Хортоном — А. Стралером, показано на рис. 24. З порядком басейну пов'язано багато його важливих особливостей. Для деяких з них знайдено й формальні залежності. Вибірку цих залежностей, найбільш суттєвих з погляду ландшафтно-екологічного, наведено в табл. 11.

Територіальні одиниці та їх типи. Територіальними одиницями басейнової ЛТС є басейни, порядок яких визначає чітку ієрархічну організацію структури в цілому. Ієрархічність проявляється не тільки в територіальному підпорядкуванні (включенні) басейну меншого порядку до більшого, а і в залежності особливостей руслових та схилових процесів у басейні порядку k від змін базису ерозії у басейні $k+1$. Тобто є підстави зважати на наявність елементів управління басейнів вищих порядків басейнами нижчих порядків. Втім це управління не наскрізне — вплив змін базису еро-

зії в річці високого порядку суттєвий лише для її нижніх приток. У басейнах 1—3-го порядків її верхніх ланок цей імпульс затухає і суттєвої трансформації стоку та інтенсивності схилових процесів кут немає. М. С. Карасьов та Г. І. Худяков, дослідивши річкові системи Далекого Сходу Росії, встановили, що базис денудації впливає лише на нижню частину басейну, а вища є автономною відносно нього. Межа між цими частинами басейну проходить по його найширшому поперечнику.

Таблиця 11. Залежності між деякими характеристиками басейнових ЛТС різних порядків (за М. О. Ржаніциним, 1960 — залежності 1—3; Р. А. Нежиховським, 1971 — залежність 4)

Параметр басейну K -го порядку	Формула визначення параметру	Значення коефіцієнта K (збільшення значення параметру при переході від басейну i -го до $i+1$ порядку)
1. Площа басейну k -го порядку, S_k	$S_k = K_s^{k-1} \cdot S_1 = K_s \cdot S_{k-1}$	$K_s = 3,0$
2. Довжина водотоку k -го порядку, L_k	$L_k = K_L^{k-1} \cdot L_1 = K_L \cdot L_{k-1}$	$K_L = 1,83$ для степових та лучних басейнів $K_L = 1,41$ для лісових $K_L = 1,26$ для заболочених басейнів
3. Витрата води, Q_k	$Q_k = K_Q^{k-1} \cdot Q_1 = K_Q \cdot Q_{k-1}$	$K_Q = 2,78$
4. Площа басейну, S_k	$S_k = 0,58 L_k^{1,78}$	—
У наведених формулах S_1 , L_1 , Q_1 — відповідно: площа, довжина водотоку, витрата басейну 1-го порядку		

Порядок басейну — його формальна, але надзвичайно важлива характеристика, що визначає деякі загальні властивості басейнової ЛТС. Так, у басейнах невисоких порядків (1—3-го) на величину стоку впливають морфометричні показники басейну, його залісеність, ґрунтовий покрив, сума опадів тощо. Чим більший порядок басейну, тим ця залежність стає меншою, що є наслідком нівелювання топічних ландшафтних особливостей у басейнах високих порядків. Аналогічний зв'язок гідрохімічних показників річок з ландшафтно-геохімічними характеристиками їх басейнів — лише за даними гідрохімічних створів на річках 1—3-го порядків можна судити про екологічний стан підпорядкованих ним басейнів. Басейни 3 та 4-го порядків якісно відрізняються між собою. Визначальними факторами формування басейнів 1—3-го порядків є місцеві (хоричні) особливості ландшафту, а стік та структура басейнів 4-го і вищих порядків залежать від тектонічних та макрокліматичних факторів регіонального порядку.

Крім поділу басейну на його частини за критерієм порядку, в будь-якому басейні можна виділити три підсистеми — долину,

схилову та вододільну. Першу складають днища (для нерусливих водотоків), русло, заплава та тераси (для руслових); другу — прирічкові схили; у третій виділяють центральну зону (за Р. Хортон — «пояс відсутності ерозії») та бокову зону межиріч.

Заплавні геосистеми відзначаються багатьма специфічними рисами. Ф. М. Мільков (1981), наприклад, вказує на висотну диференціацію (низька, середня, висока заплави); поперечну зональність (прируслова, центральна, притерасова частини); часову контрастність (різкі зміни водного, ландшафтно-геохімічного та інших режимів); значну біологічну продуктивність; активність формо- та видоутворення рослин і тварин.

Надзаплавні тераси в басейновій ЛТС відіграють роль своєрідного гальма (бар'єру) у масоенергообміні між вододільною та долинною підсистемами. Інтенсивні горизонтальні потоки на схилах терас при виході на площадку тераси різко гальмуються і вздовж тилового шва тераси активно акумулюється матеріал, виклинюються ґрунтові води тощо. До русла цей матеріал не доходить. У свою чергу, і потоки, спрямовані з долини до вододілу (міграції багатьох видів рослин та тварин, вітропотоки), можуть не виходити з тераси, блокуючись її схилом. Через нестабільність тераси може порушуватися стійкість басейнової ЛТС в цілому.

Схилова підсистема відіграє в басейновій ЛТС не меншу роль, ніж її ядро — водотік. Від набору та інтенсивності схилових процесів залежать багато параметрів стоку (об'єм, мутність, хімічний склад річкових вод, їх забрудненість тощо). Важливе біоекологічне значення схилів річкових долин. Внаслідок контрастності едафічних умов геотопів схилів та їх меншою розораністю вони виступають рефугіумами (притулком) для багатьох видів тварин і рослин. Тут збереглося багато реліктових видів, як, наприклад, у Канівському заповіднику на схилах Дніпра, Жигулівському на схилах Волги, «Галчій горі» на схилах Дону. По схилах річок південні елементи флори просуваються далеко на північ, як, наприклад, «окська флора» — степи з ковилою, що поселилася на схилах Оки недалеко від Москви. Експозиційний фактор зумовлює й просування лісів по схилах річок у межі степової зони.

Серед *вододільно-рівнинних підсистем* за специфікою їх зв'язку з річковою долиною виділяються такі типи (Ф. М. Мільков, 1986): слабо диференційовані вододіли приморських рівнин з практично невираженими зв'язками з річковою долиною; плоскі міжріччя низовин з послабленими зв'язками з річковою долиною; хвилясті асиметричні підвищені рівнини з чіткими зв'язками з долиною; горбисті рівнини з накладеними льодовиково-акумулятивними формами. Виділені Ф. М. Мільковим типи можуть бути доповнені, особливо якщо взяти до уваги гірські басейнові ЛТС.

Типологія басейнів з ландшафтно-екологічних позицій практично не розглядалась. Лише Ф. М. Мількову належить певний дос-

рід типології, але не річкових долин в цілому, а їх окремих частин (долинно-річкової та вододільно-рівнинної). Насамперед басейни розрізняються за порядком, значення якого було розглянуто раніше.

За типом водотоку, який утворює басейн, доцільно розрізняти річкові, сухорічні, балкові, яружні, лощинні басейни. Докладніший поділ може бути при врахуванні форми долин, серед яких виділяються молоді У-подібні, коритоподібні, зрілі терасові тощо.

За часткою площі вододільно-рівнинної підсистеми в басейні можна виділити вузькоплакорні та широкоплакорні басейнові ЛТС, хоч можливий і більш детальний їх поділ. Чим більша в басейновій ЛТС плакорна поверхня, тим менший у ньому поверхневий і більший ґрунтовий стік. У вузькоплакорних басейнових ЛТС інтенсивність ерозії і горизонтальної геохімічної міграції елементів більші.

На величину стоку, мутність води, її хімічний склад, крім морфографічних особливостей басейнової ЛТС, впливає рослинність, особливо залісеність. Залісеність басейну зменшує поверхневий стік, поліпшує якість води в річках. Проте цей вплив опосередковується багатьма іншими властивостями басейнової ЛТС, які в басейнах високих порядків можуть бути дуже контрастними. Чітка залежність стоку від залісеності характерна для басейнів 1–3-го порядків (коефіцієнт кореляції тут становить 0,6–0,8). Із збільшенням порядку басейну ця залежність стає все меншою і, за дослідженнями М. О. Ржаніцина (1960), в басейнах 6–7-го і вищих порядків зникає. За часткою лісовкритої поверхні виділяють ви-, сокозалісені (75–100% площі вкрито лісом), відносно залісені (50–75), середньозалісені (25–50), малозалісені (5–25), практично безлісні (менше 5%) басейни.

Важливою особливістю басейнової ЛТС є ступінь зв'язку її водотоку з вододільно-рівнинною та схиловою підсистемами. Цей зв'язок визначає залежність хімічного складу річкової води, ступінь її забрудненості, мутності, величини стоку від ландшафтної структури та екологічного стану басейну. Зв'язок також визначає індикаторне значення гідрохімічних показників річкових вод. Так, при сильному зв'язку вододілів та схилів з водотоком, коли поверхневі води з розчиненими в них речовинами, стікаючи по схилу, досягають русла, показники концентрації різних речовин у річкової воді можуть слугувати індикатором екологічного стану всього басейну. Якщо такого зв'язку немає, показники якості вод будуть швидше характеризувати екологічний стан верхніх ланок басейну, або взагалі давати хибне уявлення щодо екологічної ситуації в ньому. Так, малий вміст у річковій воді пестицидів може бути результатом того, що забруднюючі речовини, мігруючи вздовж схилу, не досягають русла і акумулюються на терасах, увігнутих частинах схилів, де можуть набагато перевищувати токсичні межі.

Таблиця 12. Типи басейнових ЛТС за ступенем зв'язку водотоку із схиловою та рівнинною підсистемами

Тип басейнової ЛТС	Критерії виділення
Басейн практично незалежного водотоку	Широкі тераси по обидва береги річки, ґрунтового живлення річка у межах басейну не має
Басейн слабкої залежності водотоку	Широкі тераси, що прорізаються окремими балками, вода з яких може досягати русла, частка ґрунтового живлення незначна
Басейн середньої залежності водотоку	Широка заплава, можуть бути вузькі заболочені тераси, стрімкі та пологі схили. Балки з широким днищем, залісеними або залуженими пологими схилами. Лощини із залуженими схилами.
Басейн сильної залежності водотоку	Вузька заплава, прямі або увігнуті схили, вузькі вододільні рівнини; U- та коритоподібні балки, яри, лощини з розораними пологими (до 5°) схилами
Басейн повної залежності водотоку	Заплава вузька або її немає, схили прямої або опуклої форми, розорані, вододільні рівнини вузькі і не мають замкнених акумулюючих форм рельєфу, водоохоронних смуг немає; V- подібні балки, яри з вузькою розораною приводільною смутою
Басейн односторонньої залежності	Річкова долина асиметрична, один з її берегів не має тераси

Ступінь зв'язку водотоку з басейном визначається наявністю та шириною терас, стрімкістю, формою та довжиною схилів, типом зв'язку річкових вод з ґрунтовими, характером сучасної рослинності, особливо наявністю прирічкових водоохоронних смуг. Оскільки зв'язок водотоку з басейном визначається багатьма ландшафтно-екологічними факторами, його можна розглядати як комплексну характеристику басейнової ЛТС (табл. 12).

§ 4.8. БІОЦЕНТРИЧКО-СІТЬОВЛ ЛАНДШАФТНА СТРУКТУРА

Коротка історична довідка. Основи концепції біоцентрично-сітрової ЛТС сформулювали наприкінці 70-х років чеські ландшафтні екологи А. Бучек, Я. Лаціна, І. Льов (концепція TSES — «територіальних систем екологічної стабільності ландшафту») та американські Р. Форман, М. Годрон. Спільним імпульсом для розвитку цих дуже близьких концепцій була думка застосувати основні результати теорії острівної біогеографії (Макартур, Вільсон,

1967) до умов антронізованого ландшафту. Вона ґрунтується на аналогії між островами в морі та «островами» природної рослинності, що збереглася в «морі» агроіндустріально зміненого ландшафту. Проте формальне перенесення до умов наземних ландшафтів деяких закономірностей, виявлених острівною біогеографією (залежність між площею острова та числом видів, віддаленістю островів та міграцією між ними тощо), призвело до суперечливих висновків. Причиною цього було недостатнє врахування реальної різноманітності геотопів, географічних закономірностей біотичних міграцій, екологічних, потреб окремих популяцій тощо. Тому основні перспективи розвитку концепції пов'язані із змістовним аналізом міграцій видів і тих ландшафтно-екологічних факторів, які визначають їх шляхи, темпи і взагалі можливість.

Структуроформуючі відношення. Відношення, які формують даний тип ЛТС, пов'язані з вираженими на хоричному рівні територіальними особливостями поведінки, міграції та взаємовідношень популяцій. Просторові зв'язки між біотичними елементами геосистеми, зумовлені такими процесами, як алопатія, конкуренція за місцеві ресурси, мають малий радіус дії (до кількох метрів) | зумовлюють формування субтопічної структури геотопу (зокрема, поліекоїдів). На хоричному рівні просторові біотичні відношення реалізуються в таких процесах, як перехресне опилення рослин, рознесення спор, насіння, міграції рослин, тварин. Ці відношення, які пов'язують між собою не окремі живі організми, а їх ценопопуляції та геотопи в цілому, і визначають біоцентричністьов структуру ландшафту.

Важливими елементами цієї структури є біоцентри —ареали, зайняті геотопами з природною рослинністю, які в антропізованому ландшафті мають відігравати функцію збереження генофонду. Ефективно ця функція може виконуватись у тому разі, якщо площа біоцентру забезпечуватиме умови самовідтворення популяцій, виключатиме можливість їх деградації і вимирання видів внаслідок їх замкненого існування. Як видно з натурних спостережень та результатів численних реалізацій моделей вимирання, площа окремого біоцентру, необхідна для розміщення мінімальної життєздатної популяції ссавців, становить від $10-10^2 \text{ км}^2$ (землерийка, миша) до 10^4-10^5 км^2 (олень, ведмідь). Для популяцій деревних рослин ці значення менші, проте становлять кілька десятків та сотень квадратних кілометрів. Переважна більшість ділянок з природними біотопами займає значно менші площі, тому багато їх видів знаходяться під загрозою вимирання.

Якщо окремі біоцентри сполучити коридорами, вздовж яких можливий обмін видами та особинами, то є надія значно знизити ймовірність вимирання популяцій, підвищити їх генетичну мінливість та здатність до адаптації, зменшити залежність від катастрофічних змін едафотопів окремих біоцентрів. Для цього необхідно

враховувати територіальні закономірності основних етапів розвитку рослин: генеративного розмноження, особливо запилення та запліднення; дисемінації (розповсюдження насіння); ецезису (приживання рослин на новому місці).

Територіальні особливості запилення та запліднення. Для забезпечення виживання виду необхідне перехресне запилення. Особливого значення воно набуває для біоцентрів із незначною чисельністю популяцій, для яких бажаний міжбіоцентричний обмін пилом. Тому важливо визначити відстань, на яку може переноситись пилок. За способом цього переносу виділяють анемофільні види (пилок їх переноситься вітром) та зоофільні (комахами). У помірному поясі комахи переносять пилок на відстань 1,5—2,0 км/а оптимальний радіус — 800 м, причому найкращими запилювачами вважаються бджоли та джмелі. У лісах помірного поясу серед рослин переважає анемофілія. І. Ф. Удра (1988), узагальнивши дані про перенесення пилку вітром, дійшов висновку, що дальність переносу для дерев не перевищує 300—500 м, а для злаків 200—300 м. А взагалі дальність переносу основної маси пилку дерев дорівнює 3—5-кратній висоті дерева.

Іноді пилок переноситься повітряними течіями й далі. Це пов'язано з конвективними та турбулентними переміщеннями потоку повітря, які заносять пилок до інверсійного шару атмосфери і далі переміщують його горизонтально на відстань понад 1000 км. Більша частина пилку при цьому гине або ж стає нежиттєздатною внаслідок тривалого знаходження в повітряній масі з високою вологістю або сухістю, під впливом світла, ультрафіолетового опромінення, переохолодження тощо. Тому ряд дослідників вважає, що для розселення рослин дальність перенесення їх пилку значення не має. Більше того, дані палеоекологічних реконструкцій, які ґрунтуються виключно на спорово-пилковому аналізі геологічних порід, малоюмовірні.

Дальність перенесення окремих пилкових зернин ще не свідчить про можливість запліднення віддалених рослин. Справа в тому, що вдале запліднення можливе лише при певній концентрації пилку в повітрі (наприклад, для запліднення сосни звичайної з імовірністю 0,75 необхідно 190 пилкових зернин на 1 мм²). Концентрація його залежить від чисельності популяції в біоцентрі і зменшується з відстанню від джерела пилення по експоненті. Внаслідок цього поодинокі пилкові зернини, занесені на значні відстані, не здатні забезпечити міграцію.

Територіальні особливості дисемінації. Рослини переміщуються по території за допомогою спор, насіння, плодів, вегетативних органів. Міграції вегетативним розмноженням відбуваються вкрай повільно — до кількох сантиметрів за рік (наприклад, чорниця — з швидкістю 3—5 см/рік). Насінні ж рослини здатні розносити насіння та плоди на значно більші відстані.

Основні способи розповсюдження насіння: барохорний (опадання насіння під силою тяжіння), анемохорний (перенесення вітром), зоохорний (тваринами), гідрохорний (поверхневими водами) та антропохорний (завдяки діяльності людини). Більшість рослин при розселенні використовує кілька цих способів.

При барохорному розселенні насіння та плоди рослин розносяться на незначні відстані — переважно в межах проекції крони або недалеко від неї (у межах екоїда). Анемохорне перенесення набагато ефективніше. У рослин помірного поясу виробилися спеціальні морфологічні ознаки до анемохорії — малий розмір і легкість насінини (осика, береза), крилоподібні плівки (клен, ясен), парусні пристрої (граб, липа), за допомогою яких насіння може розноситись вітром на кілька кілометрів (осики — 2 км, берези — 1,5, листяних порід — до 1 км, хвойних 500—600 м). Водночас, важкі насінини граба, липи, клена, ясена, а також жолуді дуба, горішки бука розносяться вітром не більш як на кілька десятків метрів.

Щодо дальності перенесення насіння та плодів зоохорним способом існують суперечливі дані. Більшість дослідників схиляється до відносно недалекого (200—300 м) рознесення насіння птахами. Це, зокрема, підтверджують дані про швидкість перетравлення їжі птахами (8—10 хв). Лише налякані птахи та, можливо, кедрівки здатні переносити насіння на відстані до кількох кілометрів. Крім птахів, певну роль у зоохорному перенесенні відіграють ссавці, особливо кабани, роль яких у розселенні дуба досить суттєва. Проте і ссавцями розповсюдження насіння і плодів обмежене по відстані.

Характерною особливістю зоохорного переносу є його каналізованість — ссавці і багато видів птахів здебільшого не залишають геотопів з природною і близькою до неї рослинністю (лісосуши, сади) і переносять насіння переважно в їх межах.

Гідрохорний спосіб міграції можливий лише для рослин, насінини яких мають спеціальні морфологічні пристосування до плавання — повітряні порожнини, виділення водовідштовхуючих речовин, щільну структуру тощо. Такі особливості є здебільшого в прибережно-водних, болотяних та деяких видів лучних рослин. Їх насіння переноситься водним потоком на відстані до кількох кілометрів. Насіння більшості рослин лісових, степових місцезростань хоч і може далеко переноситись водою, та воно при цьому гине або ж не може прорости в незвичних екологічних умовах заплави. Разом з тим води поверхневого схилового стоку добре й на далекі відстані переносять насіння з щільним покриттям плоду, зокрема жолуді дуба, горішки бука. Можливо, цим можна пояснити більшу розповсюдженість дубових лісів на сильно почленованих територіях, ніж на плоских рівнинах, де основний спосіб міграції дубів — барохорний (відстань — до 30 м).

Антропохорне розселення рослин — найефективний засіб їх розповсюдження на значні відстані. До того ж антропохорно вдається організувати розселення рослин у бажаному напрямку, на бажані відстані і, зокрема, штучно з'єднувати ізольовані біоцентри біокоридорами.

Екологічні закономірності ецезису. Про міграцію певного виду можна твердити лише після того, як пройде його ецезис, тобто простуть насінини кількох особин виду, нормально розвинулися сходи, пройде вергінільна стадія росту аж до початку плодоношення та появи нового потомства. Успіх ецезису залежить від придатності для виду екологічних умов геотопу, в який занесено насіння, та його здатності витримати конкуренцію з боку видів-аборигенів.

Для ецезису будь-якого виду непридатні орні землі, міська та промислова забудови. Тому міграція між біоцентрами, ізольованими на більш ніж 500—1000 м, можлива лише вздовж біокоридорів — природних (залужених або залісених долин, балок тощо) чи антропогенних (лісосмуг, алеї у місті). У кожному біокоридорі свої едафічні умови, які визначають екологічні групи рослин, що можуть розселяватися вздовж нього. Так, досить розповсюджені біокоридори заплав річок, широких гідроморфних днищ балок. Проте вони придатні для міграції лише рослин водно-болотяних та лучних. Вздовж біокоридорів морських узбережжів здатне мігрувати також обмежене число гало- та псамофільних видів. Знаючи екологічні потреби різних рослин та склад геотопів біокоридору, можна визначити ті види, розповсюдження яких вздовж нього може бути вдалим.

Здатність до конкуренції новоприбулого виду з видами-аборигенами залежить від багатьох факторів. З них особливе значення має перехресне запилення виду-мігранта. Поодинокі особини авангардного розселення, зокрема занесені вітром на далекі від материнського біоцентру відстані, не мають такої можливості і тому нежиттєздатні. Натомість, дерева, що ростуть на відстані до 100—200 м від біоцентру, можуть добре пройти ецезис.

Елементи структури та їх типи. Біоцентрично-сітьову ЛТС складають біоцентри, біокоридори та інтерактивні елементи.

Біоцентр — це група суміжних геотопів з природною рослинністю, які виконують функції збереження генофонду ландшафту, оптимізуючого впливу на прилеглі геотопи з культурною рослинністю (рілля) або позбавлені її (міська забудова), естетичної привабливості території. В умовах агроландшафту біоцентрами є окремі гаї, ліси, ділянки степів, луків, боліт, а в міському ландшафті — парки, лісопарки, сквери, райони приватної забудови з присадибними садовими та парковими ділянками. Усі ці ареали відрізняються від навколишніх антропічних угідь значно більшою видовою насиченістю, хоч вона й може бути далекою від природної норми.

Важливою характеристикою біоцентру є його едафічні умови;

тобто набір та характер дії абіотичних факторів геотопу, що визначають можливість існування в ньому певних видів рослин. Основні едафічні фактори (зволоженість, тепло, мінеральне живлення, затіненість тощо) розглянуто у главі 3, де також наведено екологічні типи геотопів по відношенню до кожного з цих факторів. Ці типи використовуються і при типології біоцентрів за едафічними умовами.

Найчастіше в одному біоцентрі є геотопи з різними едафічними умовами. Тому виділяються, наприклад, ксеро-літотопні, гало-гіг-ротопні та інші біоцентри.

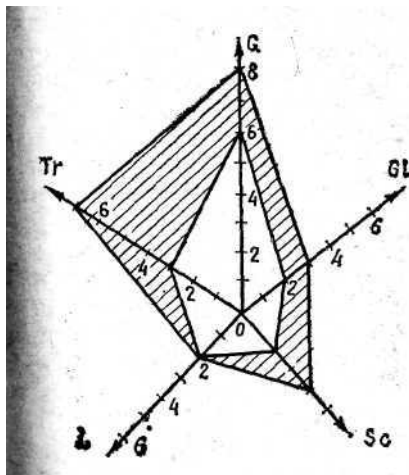


Рис. 24. Едафограма біоцентру:
Літери — едафічні фактори: Tr — багатство на поживні елементи; G — вологозабезпеченість; Gl — засоленість; Sc — затіненість; L — еродованість ґрунту.
цифри (від 0 до 10) — оцінка сили впливу фактора

Едафічний тип біоцентру визначає набір видів, які можуть існувати в ньому. Чим подібніші за едафічними умовами біоцентри, тим інтенсивніша міграція видів між ними. Тому доцільно мати більш тонку характеристику едафічних умов біоцентру, ніж просте визначення його типу. Такою характеристикою може бути едафограма біоцентру (див. рис. 24). Це променева діаграма, осі якої відповідають певним екологічним факторам (зволоженню, засоленості тощо), ступінь впливу яких на біоценоз оцінюється в градаціях від 0 (фактор не діє) до 10 (вплив фактора максимально інтенсивний). Наприклад, щодо зволоження бал 10 отримують водойми, 9 — болота, 8 — лучно-болотні геотопи, 0 — пустині.

Чим різноманітніші екологічні умови біоцентру (ширші на едафограмі діапазони факторів), тим більше видів може його населяти і тим більше значення він має в ландшафті як центр його біотичної різноманітності.

З едафічними умовами тісно пов'язаний і видовий склад біоцентрів, за яким виділяються досить загальні їх типи: хвойні лісові, листяні лісові, лучні, лучно-болотні та ін.

За площею виділяються такі біоцентри: карликові (в агроландшафті 0,2—0,5 км²; в міському ландшафті — 0,05—0,1 км²); малі (відповідно 0,5—1 і 0,1—0,3), середні (1—3 і 0,3—1), відносно великі (3—10 і 1—3) та великі (≥ 10 і ≥ 3). Наведена градація орієнтовна і потребує уточнення.

За сучасним станом біоцентри поділяються на критичного, пригніченого та нормального розвитку. Критеріями визначення цих

типів є процент рослин, уражених шкідниками, з морфологічними ознаками пригніченості, викликані природними та антропічними факторами розвиток підросту, частка молодих особин у фітоценозі тощо.

За *біогеографічним* значенням чеські ландшафтні екологи виділяють біоцентри локального, регіонального, надрегіонального, провінційного та біосферного рівнів. Чітких критеріїв визначення цих рівнів вони не наводять.

Біокоридор — видовжений ареал, представлений геотопами з природною або близькою до неї рослинністю, вздовж якого відбуваються біотичні міграції між окремими біоцентрами. У агроландшафті біокоридорами є залісені або залужені схили та днища лінійних ерозійних форм, лісосмуги, водоохоронні зони річок, самі річкові долини і взагалі будь-які видовжені ареали, що не розорюються, не зазнають надмірного випасу і щорічного косіння. У міському ландшафті функції біокоридорів можуть виконувати алеї, бульвари, вулиці, ступінь озеленення яких дає змогу мігрувати птахам та комахам між міськими біоцентрами.

Забезпечення умов міграції видів—основна функція біокоридору. Важливими функціями є також бар'єрна (снігозатримання, зменшення швидкості поверхневого стоку тощо), екотопічна (місце проживання багатьох видів рослин і тварин, особливо птахів лісо-степу), оптимізуючого впливу на прилеглі геотопи, естетична.

Біокоридори розрізняються: за *генезисом* (природні, штучні), *місцеположенням* (рівнинні, схиліві, долинні, балкові, літоральні тощо), *едафічними умовами* (типізуються й характеризуються аналогічно біоцентрам). За *шириною* Р. Форман (1983) виділяє лінійні біокоридори (англ.— *line corridors*) — настільки вузькі, що практично не впливають на прилеглі угіддя, та смугасті (*strip corridors*), ширина яких дозволяє сформуватись у його внутрішній частині специфічним екологічним умовам.

Інтерактивний елемент — лінійний ареал, зайнятий геотопами з природною або близькою до неї рослинністю; який відгалужується від біоцентру або біокоридору і виконує функцію поширення їх дії на прилеглі агро- або урбоугіддя. Інтерактивний елемент відрізняється від біокоридору тим, що не з'єднує біоцентр між собою.

Карту та графічну модель біоцентрично-сітьової ЛТС показано на рис. 25 та 26.

Елементи цієї ландшафтно-територіальної структури не вкривають повністю території ландшафту. Ареали ріллі, міської забудови та інших господарських угідь становлять ніби «тканину» (за термінологією Р. Формана — М. Годрона — «*matrix*»), на яку нанесена сітка біоцентрів, біокоридорів та інтерактивних елементів.

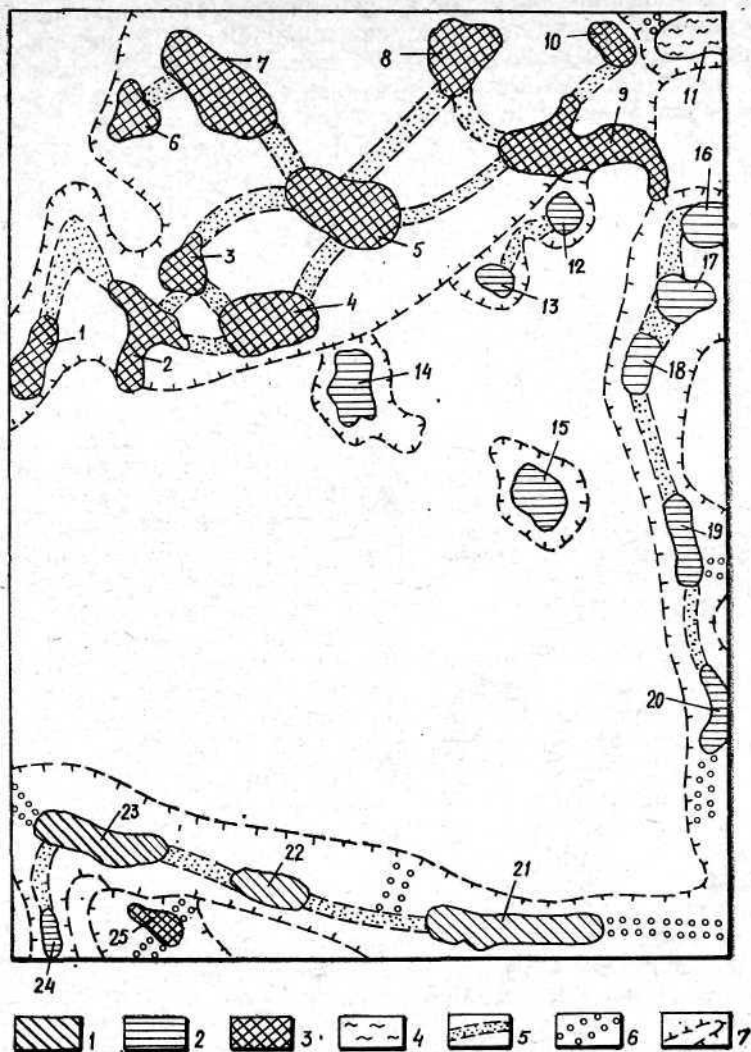


Рис. 25. Картохема біоцентрично-сітьової ЛТС Керченського півострова (фрагмент):

Біоцентри: 1 — ксерофітно- та петрофітно-степові; 2 — ксерофітно-чагарниково-лісові; 3 — галофітно-лучні; 4 — псамофітно-лісові; 5 — біокоридори; 6 — інтерактивні елементи; 7 — зони впливу біотичних елементів. Цифри на схемі (1—25) — номери біоцентрів

З ландшафтно-екологічного погляду приймати цю «тканину» як однорідну не виправдано, бо біоцентри та біокоридори пов'язані з навколишнім антропоїзованим середовищем. Цей зв'язок двосторонній, тому навколо кожного елемента біоцентрично-сітьової ЛТС виділяються зона їх біотичного впливу на прилеглі території та зона впливу антропоїчних угідь на ці елементи. Конфігурація та розміри цих зон не збігаються і залежать від площі та форми біоцентру, ширини біокоридору, їх екологічної різноманітності тощо.

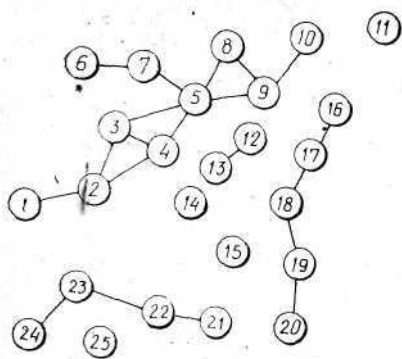


Рис. 26. Графічна модель біоцентрично-сітьової ЛТС Керченського півострова (фрагмент); Цифри (1–25) — номери біоцентрів

Ю. Мандер та Ю. Ягомяті (1982) встановили, що територіальні біоелементи впливають на прилеглі агроугіддя позитивно і негативно. Зона цих впливів дуже залежить від середньої висоти деревостою. Негативні впливи полягають у збільшенні амплітуди температур повітря (проявляється на ширину 1–5-кратної висоти h деревостою), затіненні угідь ($0–3h$), виникненні снігових заметів ($0,5–3h$), можливому перезволоженні ґрунту та вимоканні насіння ($0–1 h$), впливі коріння дерев ($0–1h$), поширенні грибкових та інших захворювань рослин ($0–2,5 h$). В цілому ширина інтегрального негативного впливу лісового біоцентру або біокоридору (лісосмуги) на прилеглі агроценози обмежена величиною $1,5 h$ дерев. У цій смузі можливе зменшення врожайності культур, тому тут доцільно створювати буферні смуги з луків, чагарників, польових доріг.

Позитивний вплив елементів біоцентрично-сітьової ЛТС значно більший. Він проявляється у зменшенні швидкості вітру ($0–15 h$), збереженні роси ($0–20 h$), збільшенні вологості ґрунту та повітря ($1–18 h$), затриманні та більш рівномірному розподілі снігу на полях ($3–15 h$), збільшенні видового складу та чисельності ворогів сільськогосподарських шкідників ($0–2 h$). Зона позитивного впливу біотичних елементів становить у середньому 300–500 м.

Важливою особливістю біоцентрично-сітьової ЛТС є можливість її планомірної трансформації і навіть створення — штучне формування нових біоцентрів, сполучення їх новими біокоридорами, введення інтерактивних елементів тощо. Кінцева мета такого впорядкування — створити оптимальну біоцентрично-сітьову ЛТС, при якій забезпечуються виживання видів, збагачення популяційної структури ландшафту, досягається необхідний рівень оптимізуючого впливу біоелементів на прилеглі угіддя тощо (див. гл. 11).

Коротка історична довідка. Тривалий час питання про межі в ландшафтознавстві зводилось до визначення їх місцеположення. Мабуть, першим, хто вважав межу специфічним і відносно самостійним предметом географічного аналізу, був В. П. Семенов—Тян-Шанський. У 1928 р. він звернув увагу на розпливчастість (континуальність) ландшафтних меж і запропонував формальний метод виділення перехідної смуги між природними районами та умовної лінійної межі на цій смузі. Проте належного відгуку в ландшафтознавців передвоєнного часу ці ідеї не знайшли.

Проблемою меж географи зацікавились у зв'язку з дискусією про дискретність-континуальність ПТК, яка розгорнулася в середині 50-х років. Сама ж концепція континууму та континуального (плавкого) характеру природних меж зародилася в фітоценології. Започаткував її Л. Г. Раменський. У 26-річному віці він зробив доповідь «Про принцип безперервності рослинного покриву» (1910), у якій обґрунтував положення про поступовість просторової зміни однієї рослинної асоціації іншою, умовність лінійних меж між ними. У цей же час аналогічні ідеї висловили в США Г.Глізон, у Франції — Ф. Ленобль, в Італії — Г. Негрі. Ці погляди викликали запеклу критику численних прихильників дискретності рослинного покриву, які наполягали на чіткій відокремленості асоціацій у просторі, на об'єктивному існуванні лінійних меж між ними (В. М. Сукачов, Т. Фріз та ін.).

Затвердження концепції континууму у фітоценології пов'язано з іменами американських екологів Дж. Кертиса, Р. Уіттекера, Р. Макінтоша, блискучими працями яких було доведено, що поступовість зміни природних умов у просторі та стохастичний зв'язок врослий з едафічними факторами зумовлюють поступовість переходу однієї асоціації в іншу. Згідно з твердженнями «континуалістів» (до них належить більшість екологів), дискретні, тобто лінійні, межі в природі є, але вони зустрічаються рідко, з'являються внаслідок катастрофічних змін едафічних факторів і існують недовго, трансформуючись у перехідні смуги — екотони, або клінальні екосистеми. У ландшафтній екології та сучасному ландшафтознавстві переважають аналогічні погляди.

Типи ландшафтних меж. Одна геосистема іншою може змінюватись двома шляхами: 1) стрибкоподібно вздовж певної лінії (лінійна, або дискретна межа); 2) займати деяку перехідну смугу, Межі якої можна визначити (ландшафтний екотон).

Незалежно від ширини, ландшафтні межі можуть бути реальними («об'єктивними») та умовними. Місцеположення перших можна встановити однозначно. Прикладом таких меж є вододільні лінії у різкопочленованому ландшафті, тальвеги, екотони (перехідні смуги) на межі луків та лісу тощо. Умовні межі виділяють як

деякі лінії на реальній перехідній смузі, коли її необхідно умовно зобразити у вигляді лінії (наприклад, на картах). Умовність їх лише в тому, що реальна ширина межі не береться до уваги.

Межі, що розділяють між собою дві елементарні геосистеми (геотопи), можна назвати топічними ландшафтними межами, або межами 1-го рангу. Межі між геосистемами вищих рангів (мікро-геохор, ландшафтних смуг тощо) мають ранг, відповідний рангу контактуючих геосистем. Ранг межі пов'язаний з її контрастністю. Загалом, чим вищий ранг межі, тим вона контрастніша. *Контрастність межі*—її важлива характеристика, врахування якої дає змогу об'єктивізувати схеми ландшафтно-екологічного районування. Кількісно її можна оцінити за таким показником:

$$K_{ab} = D_{ab} I_{ab},$$

де I_{ab} — ширина межі між геосистемами A і B ; D_{ab} — дистанційний коефіцієнт між ними:

де x_{ai} та x_{bi} — значення i -ої змінної в геосистемі A і B відповідно, a , — оцінка ступеня суттєвості i -ої змінної, n — число змінних, за якими порівнюються геосистеми.

Морфологічна вираженість меж важлива при оцінці естетичної привабливості (атрактивності) ландшафту. За цією характеристикою межі можна розділити на морфологічно невиражені (наприклад, між геосистемами, що різняться між собою лише за ґрунтовими ознаками); слабковиражені (між рівнинними та полого-схиливими геосистемами, вододільні лінії на рівнинних); середньовиражені (між увігнутою та опуклою частинами схилу); явно морфологічно виражені (бровки схилів, уступи та тиллові шви терас). Морфологічна вираженість ландшафтних меж залежить від часу відособлення геосистем. Чим молодша територія, тим чіткіші межі (наприклад, у горах альпійської складчастості, у молодому ерозійному рельєфі). З часом внаслідок міжгеосистемних взаємодій морфологічна вираженість їх послаблюється.

За *генезисом*, тобто головним фактором, що зумовив появу межі, вони є літогенні, морфогенні, педогенні, гідрогенні, фітогенні, зоогенні, антропогенні. Проте переважна більшість їх комплексні (наприклад, морфолітогенні, педофітогенні тощо).

За *функцією у ландшафтній територіальній структурі* межі бувають контактними та бар'єрними (Каганський, 1982; Родоман, 1982). Вздовж контактних меж відбувається взаємодія двох сусідніх геосистем, взаємопроникнення їх властивостей, перенесення речовинно-енергетичних потоків. Такими є, зокрема, межі ландшафтних смуг на схилі, межі біоцентрів, ПГ-комплексів. Бар'єрна межа перешкоджає або повністю виключає взаємодію сусідніх гео-

систем. Яскравим прикладом їх є межі басейнів. Більшість меж по відношенню до різних типів горизонтальних міжгеосистемних зв'язків виконує і бар'єрну, і контактну функції. Д. Люрі (1988) запропонував називати їх мембранними.

Щодо *напрямку горизонтальних динамічних потоків* межі поділяються на дивергентні (межі розсіювання) — від них потоки розходяться у різних напрямках (наприклад, вододільні лінії); конвергентні (межі-концентратори), вздовж яких різноспрямовані потоки зливаються (наприклад, лінії тальвегів); консеквентні — межі, які збігаються з лініями току (наприклад, лінії скатів схилів); градієнтні, вздовж яких помітно змінюється інтенсивність потоку (наприклад, лінії перегинів схилу, межі ландшафтних смуг). Градієнтні межі поділяються на два підтипи — градієнтні імпульсні (вздовж них інтенсивність потоку зростає) та градієнтні гальмуючі (зменшується).

Ландшафтні екотони. Термін «екотон» увів в екологію Ф. Клементс у 1928 р. Він розумів під ним перехідну смугу між двома досить контрастними екосистемами, через своєрідність якої їх неможна віднести ні до однієї із суміжних екосистем. Типовий приклад — смуга між лісом та степом. У ландшафтознавстві для таких смуг є й інші назви: «змінна ландшафтна одиниця» (Д. Л. Арманд, 1955); «буферна геосистема» (В. Б. Сочава, 1978); «геотон» (Н. Л. Беручашвілі, 1988).

Від клінальних геотопів ландшафтний екотон відрізняється тим, що в ньому формуються деякі риси, не властиві геосистемам, які розділяються цим екотоном. У клінальних геосистемах таких рис немає, у їх межах властивості однієї геосистеми поступово переходять у властивості іншої. Екотон здебільшого вужчий за геосистеми, між якими він розташований, а клінальні геотопи можуть займати значні площі, нерідко більші від геосистем «ядерного типу».

Виникнення ландшафтних екотонів зумовлене загальною закономірністю еволюції просторових систем — поступовим стиранням: різких відмінностей (меж) у природі внаслідок все більшого розвитку міжгеосистемних взаємодій. Здебільшого лінійна межа з часом трансформується в перехідну смугу (чітко виражені бровки молодій ерозійної форми з часом руйнуються і стають все більш пологими поверхнями; лінійна межа між лісом і **луками поступок** во згладжується взаємопроникненням лісових та лучних видів у суміжні біотопи і утворення галявин). Подальший розвиток ландшафтного екотону призводить до формування в ньому деяких специфічних рис, не властивих жодній з контактуючих геосистем. З часом він перетворюється на клінальну, або «типову», геосистему з власними межами, можливо, також екотонного характеру.

Переважає більшість меж у ландшафті — екотони різної ширини. За периметром та розміром контактуючих геосистем естон-

ські геоєкологи Ю. Мандер та Ю. Ягом'ягі (1982) виділяють мікроекотони (вони утворюються при контакті окремих парцел і геотопів до 40 м у діаметрі), мезоекотони (контакт ліс — луки, болото — ліс та ін.), макроекотони (виникають на межі великих лісових, болотних масивів, великих водойм тощо). Г. Вальтер (1976) виділяє також зоно-екотони (наприклад, зона лісостепу, субальпійський пояс), проте цими одиницями ландшафтна екологія здебільшого не займається.

Найкраще екотонні ефекти проявляються на контакті лісових геосистем з трав'яними (лучними, степовими, ріллею). Тому основні властивості ландшафтних екотонів розглянемо на цьому прикладі, ґрунтуючись на результатах досліджень Д. Л. Люрі (1986, 1988). /Екотон між лісом та степом відіграє бар'єрну і контактну функції. Бар'єрна може реалізовуватись трьома способами: 1) екотон як бар'єр-трансформатор впливає на перетинаючий його горизонтальний потік так, що характеристики потоку суттєво змінюються при досягненні суміжної геосистеми (наприклад, атмосферні потоки тепла і водяної пари в напрямку з лісу до степу в межах екотону нагріваються і висушуються, а в зворотному охолоджуються і звожуються); 2) екотон як бар'єр-перешкода не дозволяє деяким потокам досягти суміжної геосистеми, при цьому матеріал, що переноситься потоком, акумулюється в межах екотону і далі включається в міжелементні зв'язки його вертикальної структури. Такими потоками, зокрема, є повітряне перенесення насіння, опад, перенесення снігу хуртелицею, води поверхневого стоку тощо; 3) екотон як бар'єр-відштовхувач повертає горизонтальні потоки, які йдуть до нього від ядер суміжних геосистем (наприклад, зоогенні міграції типово лісових або типово степових видів).

Контактна функція ландшафтного екотону може бути реалізована у вигляді: простого контакту, коли горизонтальні потоки без перешкоди і видозміни перетинають екотон; активного контакту, коли в екотоні формуються нові потоки, невластиві ядрам типовості контактуючих геосистем (наприклад, атмосферні потоки на галявині — «бризові лісові вітри»); вторинного контакту, який проявляється в тому, що матеріал, накопичений в екотоні, починає мігрувати за його межі до суміжних геосистем.

Виділивши ландшафтний екотон між двома геосистемами, виділяють і їх ядра типовості (екотон відтинає ці ядра). Визначати місцеположення ядер типовості потрібно при дослідженні ландшафтно-динаміки, обґрунтування оптимального розташування пунктів моніторингових спостережень та інших тестових ділянок ландшафтно-екологічних досліджень. Відносно цього ядра можна визначити ступінь типовості будь-якої точки геосистеми:

$$T_j = \sum_{i=1}^n \alpha_i \left(\frac{x_{ji} - x_{ti}}{x_{ti}} \right)^2,$$

де T_j — показник типовості j -ої точки геосистеми; n — число змінних геосистеми; x_{ji} — значення i -ої змінної в j -й точці; x_{ii} — значення i -ої змінної в ядрі типовості A — оцінка ступеня суттєвості i -ої змінної геосистеми.

§ 4.10. СПОСОБИ ОПИСУ ЛАНДШАФТНИХ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ СТРУКТУР

Картографічний спосіб. Ландшафтні карти. Найбільш інформативним способом опису ландшафтних територіальних структур є картографічний. Кожний тип ЛТС можна зобразити відповідною картою і тому для повної ландшафтно-екологічної характеристики території необхідно скласти кілька карт, кожна з яких моделювала б певний тип ЛТС. Приклади таких карт наведені на рис. 18,

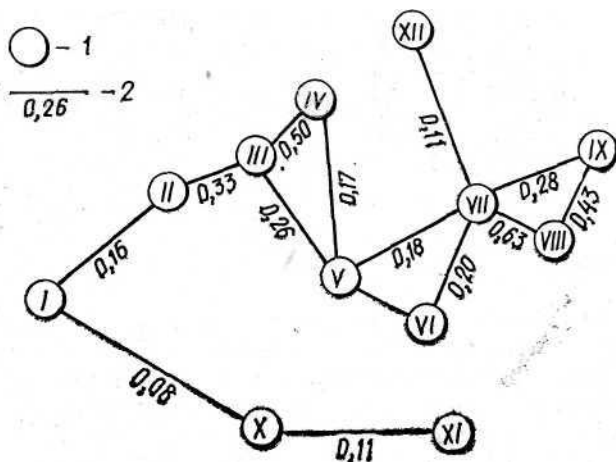


Рис. 27. Граф подібності мікрогеохор, зображених на рис. 18, б.

1 — мікрогеохори (див. підпис до рис. 18); 2 — оцінка ступеня їх подібності за зваженою евклідовою дистанцією

20, 25. Питання ландшафтного картографування докладно розглянуто в підручниках з ландшафтознавства (див., наприклад, Ісаченко, 1991).

Графічні та матричні моделі. ЛТС будь-якого типу можна зобразити графом, вершинами якого є геосистеми, а ребрами — просторові відношення між ними.

Для генетико-морфологічної ЛТС визначальними є відношення генетичної спільності між її геосистемами. Ця спільність тим більша, чим подібніші між собою геосистеми за комплексом гене-

тично зумовлених ознак. Тому ступінь генетичної близькості двох геосистем можна визначити за допомогою певного дистанційного коефіцієнта. Обчисливши значення цього коефіцієнта для всіх можливих пар геосистем, отримаємо матрицю їх близькості. На її основі легко скласти граф подібності (рис. 27).

Важливі морфологічні особливості генетико-морфологічної ЛТС розкриваються через аналіз сусідства її геосистем. Цей аналіз зручно вести на основі матриць сусідств (синонім — матриця су-

Таблиця 13. Матриця сусідства А+ мікрогеохор Керченського півострова (фрагмент, див. рис. 18)

Мікрогеохори	I	II	III	VI	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
I	×	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
II	1	×	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0
III	0	1	×	0	1	0	0	0	0	1	1	0
IV	0	0	0	×	0	0	0	0	0	1	1	0
V	1	0	1	0	×	0	1	0	1	1	0	0
VI	0	0	0	0	0	×	1	0	0	0	0	0
VII	0	0	0	0	1	1	×	0	1	1	0	1
VIII	0	0	0	0	0	0	0	×	1	1	1	0
IX	0	0	0	0	0	0	1	1	×	1	0	1
X	0	0	1	1	1	0	1	1	1	×	1	1
XI	0	1	1	1	0	0	0	1	0	1	×	0
XII	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	×

міжностей). Залежно від показника, за яким оцінюються ландшафтне сусідство, розрізняються кілька варіантів матриць і графів сусідств. У найпростішому з них (позначимо таку матрицю А+) елементами матриці є одиниці (якщо геосистеми межують між собою) або нулі (якщо не мають спільної межі). Для генетико-морфологічної ЛТС, зображеній на рис. 18,6, матриця А+ наведена в табл. 13, а на рис. 28 подано відповідний їй граф.

В іншому варіанті матриці сусідств A' значення елементів розраховуються за формулами $a_{ij}=l/l_i$, $a_{ji}=l_j/l_i$, причому $a_{ij}=a_{ji}$. У цих формулах l_{ij} — довжина спільної межі між геосистемами i -го та j -го видів; l_i та l_j — довжина меж усіх контурів геосистем i -го та j -го видів відповідно. Матриця A' характеризує як метричні, так і топологічні особливості ЛТС. При необхідності аналізу лише топологічних рис ЛТС слід побудувати матрицю сусідств A'' , елементи якої розраховуються за виразом $d_{ij}=n_{ij}/n_i$, $d_{ji}=n_{ji}/n_j$, причому, $d_{ij}=d_{ji}$. Тут прийнято: n_{ij} — число контурів геосистеми j -го виду, з якими геосистема i -го виду має спільну межу, n_i та n_j — число контурів геосистем i -го та j -го видів відповідно.

У графічних моделях позиційно-динамічної ЛТС ребра між

вершинами (ландшафтними смугами або ярусами) проводяться лише в тому разі, якщо між суміжними геосистемами проходить горизонтальний потік. Для характеристики позиційних особливостей ЛТС цього типу використовуються матриці та графи сусідств $L+$, A' та A'' , з тією лише різницею, що при фіксації зв'язку у формулах визначення значень елементів матриць враховують наявність довжини та число не всіх суміжних меж між ландшафтними смугами, а лише тих з них, через які від смуги i до смуги j спрямований потік.

Повнішу позиційну характеристику цієї ЛТС можна отримати, визначивши для кожної пари геосистем ступінь подібності їх положення в структурі парадинамічного району. Значення цього показника K_{ij} розраховується за виразом $k_{ij} = n_{ij}/n_i + n_j - n_{ij}$, де n_i — число ландшафтних смуг, з якими смуга i -го виду має спільну межу; n_j — те ж для смуги j -го виду; n_{ij} — число ландшафтних смуг, з якими межують i -та й j -та смуги. Коефіцієнт позиційної подібності змінюється від 0 (позиції геосистем зовсім різні) до 1 (позиції аналогічні).

Набагато інформативнішими можуть бути матричні та графічні моделі позиційно-динамічної ЛТС, якщо є дані про інтенсивність міжгеосистемних зв'язків — швидкість або масу перенесення через ландшафтну межу певної речовини.

Отримати експериментально такі дані для певного парадинамічного району складно. Проте, користуючись моделлю міграції (наприклад, площинного стоку), для кожної ландшафтної смуги можна розрахувати масу речовини (наприклад ґрунту), що змивається з одиниці площі за певний час. Маючи такі оцінки, можна орієнтовно визначити і масу речовини M_{ij} , яка переноситься з i -ої до j -ої геосистеми за цей час:

$$M_{ij} = W_i S_i l_{ij} / L_{нп}$$

де W_i — інтенсивність виносу речовини з i -ої ландшафтної смуги; S_i — її площа; l_{ij} — довжина межі між i -ою та j -ою смугами; $L_{нп}$ — довжина нижньої межі i -ої смуги.

Обчисливши ці значення для всіх пар суміжних ландшафтних смуг, можна побудувати граф, для кожної вершини якого легко визначити й баланс надходження — виносу речовини (ґрунту, радіонуклідів тощо). Приклад такого графу показано на рис. 29.

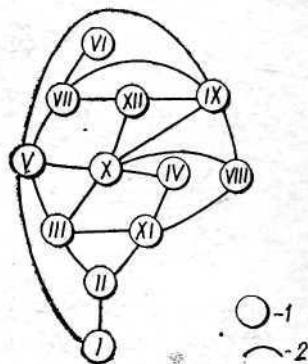


Рис. 28. Граф сусідства $A+$ мікрогеохор, зображених на рис. 18, б.
1 — мікрогеохори; 2 — спільні межі між мікрогеохорами

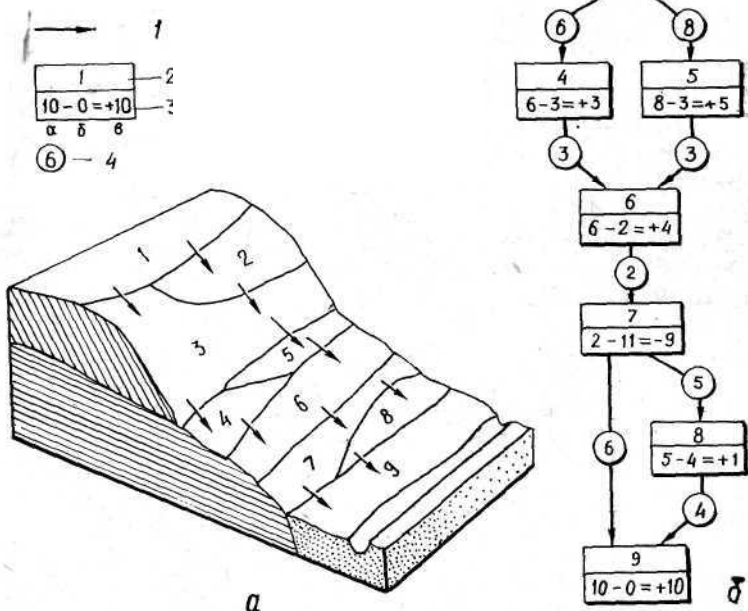


Рис. 29. Балансова модель потоку речовини між ландшафтними смугами:

а — блок-діаграма ландшафтних смуг (цифра означає номер смуги); б — графічна модель:
 1 — напрямок переносу речовини; 2 — номер ландшафтної смуги на блок-діаграмі; 3 — маса речовини; а — що надходить до смуги; б — що зноситься із смуги; в — баланс для смуги; 4 — маса речовини, що переноситься до суміжної смуги

Моделі парагенетичної ЛТС досі в матричній і графічній формі не склалися, хоч можливості такого моделювання значні. Так, аналізуючи граф парагенетичної ЛТС, можна визначити баланс речовин (води, наносів, біогенних елементів тощо) у ПГ-ланках, встановити сукупність ландшафтних смуг, динамічно залежних від зміни базису ерозії в межах будь-якої ПГ-ланки.

Графи басейнової ЛТС. У гідрології та геоморфології традиційно прийнято зображати басейн річки за допомогою графу-дерева, ребрами якого є водотоки, вершинами — точки їх злиття та витоку. За такими графами легко визначити порядок водотоку, число водотоків у межах будь-якого басейну чи його частини (правої або лівої), визначити деякі топологічні характеристики річкової сітки. Для ландшафтно-екологічного аналізу більш зручні графи, ребрами яких є не водотоки, а відношення підпорядкування басейнів, які показуються на графі як його вершини (див. рис. 23, в).

У графах біоцентрично-сітьової ЛТС вершинами є біоцентри, ребрами — біокоридори та інтерактивні елементи. Граф може бути орієнтованим, якщо є вагомі підстави зважати на суттєву перевагу міграції видів лише в певному напрямку. Ребрам можна також присвоїти чисельні значення, що оцінюють інтенсивність міграції вздовж біокоридору. Якщо ж емпіричних даних про інтенсивність міграції немає, її орієнтовно можна визначити за гравітаційною моделлю

$$C_{ij} = kS_i S_j / d_{ij}^2$$

де C_{ij} , — умовна оцінка інтенсивності біотичних міграцій між біоцентрами i та j ; k — коефіцієнт «провідності» біокоридору, за який можна прийняти оцінку його едафічної різноманітності (див. § 4.8); S_i та S_j — площа біоцентрів « i » та « j »; d_{ij} — довжина біокоридору, що з'єднує їх.

У матричній формі біоцентрично-сітьову ЛТС можна показати у вигляді матриці суміжностей, елементами якої будуть 1 (коли між біоцентрами є біокоридор) та 0 (біокоридору немає), або значення коефіцієнту C_{ij} . Для оцінки ролі окремих біоцентрів у сітьовій структурі, важливій при визначенні природоохоронних пріоритетів, доцільно скласти матрицю доступності графу. Елементи a_{ij} такої матриці чисельно дорівнюють числу біокоридорів між біоцентрами i та j (тобто числу біокоридорів, які необхідно пройти з біоцентру i , щоб дістатися до біоцентру j). Графу біоцентрично-сітьової ЛТС, зображеному на рис. 26, б, відповідає матриця доступності, наведена в табл. 14. На її основі розраховуються важливі кількісні показники біоцентрично-сітьової ЛТС.

Кількісні показники. Для генетик о-морфологічної ЛТС важливими є показники ступеня її однорідності — різноманітності. Цю особливість ландшафтно-ї структури можна аналізувати в кількох аспектах і, відповідно, характеризувати різними показниками.

Доцільно розрізняти *хорологічну різноманітність* певного регіону, яка визначається кількістю контурів геосистем у ньому, та *типологічну різноманітність*, як функцію від кількості видів геосистем у регіоні. *Складність ЛТС* — її характеристика, що поєднує

оцінки хорологічної та типологічної різноманітностей. Деякі показники, що описують ці риси ЛТС, наведено в табл. 15. *Контрастність* характеризує ступінь несхожості двох сусідніх геосистем або всієї їх сукупності в межах певного регіону. Перший випадок розглянуто в § 4.9 (оцінка контрастності межі), а контрастність ЛТС

Таблиця 14. Матриця доступності та індекси доступності для галофільно-лучних біоцентрів біоцентрично-сітьової ЛТС, граф якої наведено на рис. 26

№ біоцентру	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Індекс			
											S_i	K_i	B_i	R_i
1	0	1	2	2	3	5	4	4	4	5	30	5	7,1	0,3
2	1	0	1	1	2	4	3	3	3	4	22	4	9,7	0,4
3	2	1	0	1	1	3	2	2	2	3	17	3	13	0,5
4	2	1	1	0	1	3	2	2	2	1	17	3	13	0,5
5	3	2	1	1	0	2	1	1	1	2	14	3	15	0,6
6	5	4	3	3	2	0	1	3	3	4	28	5	7,6	0,3
7	4	3	2	2	1	1	0	2	2	3	20	4	11	0,5
8	4	3	2	2	1	3	2	0	1	2	20	4	11	0,5
9	4	3	2	2	1	3	2	1	0	1	19	4	11	0,5
10	5	4	3	3	2	4	3	2	1	0	27	5	7,9	0,3

Примітка. У таблиці: S_i — абсолютний індекс доступності i -го біоцентру; K_i — індекс Келіга; B_i — індекс Бічема; R_i — індекс Бавелаша. Підкреслені цифри — значення центрального біоцентру.

в цілому можна оцінити за виразом

$$K = \frac{\sum d_{ij} l_{ij}}{\sum l_{ij}},$$

де K —коефіцієнт контрастності ЛТС; l_{ij} — довжина межі між i -ою та j -ою геосистемами; d_{ij} — оцінка її контрастності.

В. М. Фрідланд (1972) запропонував оцінювати контрастність територіальної структури по відношенню її складових до домінантної геосистеми. Із змістовної точки зору такий підхід здається більш виправданим. Показник контрастності такого типу може бути таким:

$$K = \sum_{\substack{i=1 \\ i \neq d}}^{m-1} \frac{s_i}{S} d_{id},$$

де d_{id} — міра контрастності між геосистемою i -го виду та домінантною.

Контрастність можна оцінювати не за всіма ознаками, що характеризують геосистеми, а за певною їх групою: зволоженням геосистем, їх рельєфом, літологією, засоленням тощо. У цьому

Таблиця 15. Показники різноманітності та складності ЛТС

Показник	Формула	Автори
----------	---------	--------

Показники хорологічної різноманітності

- | | | |
|--------------------------------------|------------------------------|-----------------------------------|
| 1. Середня площа одного контуру | $CD_1 = S/N = 1/CD_2$ | Івашутіна, Ніколаєв, 1962 |
| 2. Число контурів на одиницю площі | $CD_2 = N/S = 1/CD_1$ | |
| 3. Число контурів на одиницю довжини | $CD_3 = N/\sqrt{S}$ | Menhiriek, 1964
Фрідланд, 1972 |
| 4. Індекс Фрідланда | $CD_4 = N(S - s_{\max})/S^2$ | |

Показники типологічної різноманітності ЛТС

- | | | |
|---|-----------------------|---|
| 5. Число видів геосистем на одиницю площі | $TD_1 = m/S$ | Odum, 1960
Gleason, 1922
Margalef, 1951 |
| 6. Індекс Одума | $TD_2 = (m-1)/S$ | |
| 7. Індекс Глізона — Маргалефа | $TD_3 = (m-1)/\log S$ | |

Показники складності ЛТС

- | | | |
|---------------------------|--|----------------------------------|
| 8. Індекс Сімпсона | $C_1 = 1 - \sum_{i=1}^m \frac{s_i(s_i-1)}{S(S-1)}$ | Simpson, 1949
Whittaker, 1965 |
| 9. Індекс Макінтоша | $C_2 = \sqrt{\sum_{i=1}^m \left(\frac{s_i}{S}\right)^2}$ | McIntosh, 1967 |
| 10. Індекс неоднорідності | $C_3 = \frac{m}{m-1} \left[1 - \sum_{i=1}^m \left(\frac{s_i}{S}\right)^2 \right]$ | Івашутіна, Ніколаєв, 1969 |
| 11. Індекс Фагера | $C_4 = \frac{m \sum_{i=1}^m \left(\frac{s_i}{S}\right)^2 - 1}{m(m-1)}$ | Fager, 1972 |

Примітка. У формулах 1—11: S — площа досліджуваної території; N — число контурів геосистем у її межах; m — число видів геосистем; s_i — площа геосистем i -го виду.

разі отримаємо показники часткової контрастності (відповідно — гідоморфної, морфологічної, літогенної, галогенної тощо). Зіставивши ці оцінки, можна визначити основні фактори територіальної диференціації генетико-морфологічної ЛТС.

Можна також оцінити показники однорідності — різноманітності позиційно-динамічної ЛТС. Для цього типу ЛТС вони дають певне уявлення про ступінь розвитку сучасних динамічних процесів у регіоні. У загальному випадку чим вища різно-

манітність позиційно-динамічної ЛТС, тим інтенсивніші сучасні процеси. Специфічними показниками структури парадинамічної району є індекси елювіальності (I_e), транзитності (I_{tr}) та акумулятивності (I_a):

$$I_e = \frac{S_e + 0,5(S_{etr} + S_{ea})}{S_a + S_{tr} + 0,5(S_{etr} + S_{ea})};$$

$$I_{tr} = \frac{S_{tr} + 0,5S_{etr}}{S_a + S_e + S_{ea} + 0,5S_{etr}};$$

$$I_a = \frac{S_a + 0,5S_{ea}}{S_e + S_{etr} + S_{tr} + 0,5S_{ea}},$$

де S_e , S_{tr} , S_a , S_{ea} , S_{etr} — площі відповідно елювіальних, транзитних, акумулятивних, елювіально-акумулятивних та транселювіальних ландшафтних смуг у межах парадинамічного району.

Чим більше значення індексу, тим більший прояв у районі відповідних процесів — елювіальних, транзитних або акумулятивних.

Важливою характеристикою парадинамічного району або його ландшафтних ярусів є ступінь зв'язності їх ландшафтних смуг горизонтальними потоками. Кількісно її можна оцінити за допомогою індексу, запропонованого іспанськими екологами Р. Маргалефом та Е. Гутієрес (1983) для оцінки зв'язності трофічної структури екосистеми. Інтерпретація цього індексу до ЛТС має вигляд

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{n-1} a_{ij} \frac{S_i \cdot S_j}{S^2}}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{n-1} \frac{S_i S_j}{S^2}},$$

де C — показник зв'язності ЛТС; S_i та S_j — площі i -ої та j -ої ландшафтних смуг; n — їх число; S — площа парадинамічного району (ландшафтного ярусу); a_{ij} — приймає значення 1, якщо смуги i та j мають спільну межу і 0 у протилежному випадку (ці значення визначаються по матриці суміжностей A).

Основною функцією біоцентричної сітьової ЛТС є забезпечення біотичної різноманітності та генофонду шляхом міграції видів. Тому важливо кількісно оцінити, на скільки ефективно ця функція може бути виконана. Деякі уявлення про це дають прості показники — кількість біоцентрів, їх розмір, довжина біокоридорів, процент площі, який займають біоцентри та біокоридори на певній території тощо. Проте більш інформативними є показники, які характеризують ступінь зв'язності графу. Стосовно графу біоцентрично-сітьової ЛТС американські (Р. Форман, М. Годрон) та чеські (М. Козова та ін.) ландшафтні екологи ви-

користовують α -, β - та γ -індекси зв'язності: $\alpha = (K - B + 1) / (2B - 5)$, $\alpha \in (0, 1)$; $\beta = K/B$, $\beta \in (0, 3)$; $\gamma = K/3(B - 2)$, $\gamma \in (0, 1)$, де K — число біокоридорів, B — біоцентрів.

Альфа-індекс являє собою відношення числа циклів, які існують у біоцентрично-сітьовий ЛТС, до їх максимально можливого (для даного B) числа. Чим вище значення α -індексу, тим більше альтернативних шляхів міграції особин з біоцентру. Оптимальною є ЛТС з $\alpha = 1$. Бета-індекс характеризує ступінь розвитку та складність сітки біокоридорів. При $\beta < 1$ граф не має жодного циклу, при $\beta = 1$ — тільки один, при $\beta > 1$ — кілька циклів. Оптимальною є ЛТС з $\beta = 3$. Гама індекс — відношення числа існуючих біокоридорів до їх максимального (для даного B) числа. Чим вище значення γ -індексу, тим більш розгалужена сітка біокоридорів, тим коротші шляхи міграції між двома довільно обраними біоцентрами. При $\gamma = 0$ жоден з біоцентрів не зв'язаний один з одним (тобто біокоридорів у ЛТС взагалі немає), при $\gamma = 1$ кожен біоцентр безпосередньо (одним біокоридором) пов'язаний з рештою, що і є оптимальним для ЛТС.

Для графу біоцентрично-сітьової ЛТС, наведеному на рис. 26, значення α -, β - та γ -індексів становлять: $\alpha = 0,66$, $\beta = 2,1$, $\gamma = 0,7$.

Крім показників, які характеризують біоцентрично-сітьову ЛТС в цілому, важливо також враховувати показники, які оцінюють роль окремих біоцентрів у цій структурі. Таким показником, зокрема, є ступінь біоцентру. Він дорівнює числу біокоридорів, які безпосередньо з'єднують даний біоцентр з іншими. Чим вищий ступінь біоцентру, тим він краще захищений від деградації і тим більше значення має в біоцентрично-сітьовій ЛТС як центр розповсюдження видів.

З топологічної точки зору, повніше роль окремого біоцентру в ЛТС характеризують показники центральності або доступності біоцентру. Ці показники розраховуються за матрицями доступності вершин графу. Найбільше застосовувались такі показники:

абсолютний індекс доступності біоцентру i (S_i) — сума біокоридорів від нього до всіх інших біоцентрів. Розраховується як сума всіх елементів i -го рядка матриці доступності (див. табл. 14) Вершина з найменшим значенням S_i є центральною на графі (для графу на рис. 26 такою вершиною є біоцентр 5);

число Кеніга (K_i) біоцентру i — найбільший елемент i -го рядка матриці доступності. Вершина з найменшим значенням K_i є центральною (на рис. 26 нею також є біоцентр 5);

індекс Бавелаша (B_i) є відносною оцінкою центральності вершини i ; розраховується за виразом

$$B_i = 1/S_i \sum_{i=1}^n S_i,$$

де S_i — абсолютний індекс доступності i -ої вершини (біоцентру),
 n — їх число;

індекс Бічема (R_i) — також відносна оцінка центральності вершини i , але, на відміну від B_i , розраховується простіше:

$$R_i = (n - 1) / S_i.$$

Біоцентри з найбільшими значеннями B_i та R_i є центральними в біоцентрично-сітьовій ЛТС. Від центрального біоцентру найкоротші (в топологічному розумінні) шляхи міграції до всіх інших біоцентрів і тому він заслуговує особливої уваги в аспекті охорони та збагачення живої природи. Вада цих показників у тому, що вони характеризують лише топологічну роль біоцентру, залишаючи поза увагою такі його суттєві особливості, як різноманітність популяційного складу, площу, місцезположення в ландшафті тощо. Як синтетичний показник значення біоцентру в біоцентрично-сітьовій ЛТС можна запропонувати *синтетичний індекс ролі i -го біоцентру* (SIR_i):

$$SIR_i = R_i(n_i/N) \sqrt{S_i/S(d_i/P_i^2)},$$

де R_i — індекс Бічема; n_i — число видів рослин у i -му біоцентрі; N — те ж в усіх біоцентрах ЛТС; S_i — площа i -го біоцентру; S — площа території; на якій розміщена біоцентрично-сітьова ЛТС; d_i — відстань від i -го біоцентру до точки геометричного центру цієї території, P_i — відстань від біоцентру до її зовнішніх меж.

Глава 5. ГЕОСИСТЕМИ ТА ЇХ СЕРЕДОВИЩЕ (факторіальна ландшафтна екологія)

§ 5.1. ПРИРОДНІ ЛАНДШАФТНО-ЕКОЛОГІЧНІ ФАКТОРИ

Типологія факторів. Під фактором розуміється деяка ознака, що впливає на характеристики досліджуваної системи. Якщо ця ознака характеризує не саму цю систему, а належить до її зовнішнього середовища, то фактор називається зовнішнім, або екзогенетичним. Він визначає зміни в системі, але сам практично не зазнає її зворотного впливу. Для геосистем зовнішніми факторами є кількість сонячної радіації, що надходить, кількість та інтенсивність атмосферних опадів, знак та швидкість сучасних тектонічних рухів тощо. На відміну від них, внутрішні, або ендегенетичні, фактори співвідносяться з властивостями самої геосистеми, їх речовинний носій знаходиться в межах її вертикальної або територіальної структури і визначає зміни деяких зв'язаних з ним інших елементів геосистеми. Внутрішніми факторами є засоленість

літогеогоризонтів, стрімкість схилу, вміст гумусу в ґрунті, чисельність та біомаса окремих популяцій тощо. Загалом, будь-яка характеристика геосистеми може розглядатись як її внутрішній фактор, оскільки вона зв'язана з іншими характеристиками геосистеми і визначає їх зміни. Прийняття тієї чи іншої ознаки геосистеми за її внутрішній фактор пов'язане з модульним (моноцентричним, екологічним) підходом до її аналізу, коли певний компонент геосистеми ставиться в центр моделі геосистеми, а інші розглядаються як такі, що визначають його стан та зміни (див. рис. 1).

В екології, а також у ландшафтознавстві досить розповсюджений поділ факторів на абіотичні (кліматичні, орографічні, хімічні тощо) та біотичні, пов'язані з дією на елементи геосистеми живих організмів. Проте такий поділ досить умовний бо, наприклад, біотичний вплив рослин верхнього фітогеогоризонту на рослини нижніх геогоризонтів проявляється абіотичним шляхом (через затінення, переймання атмосферних опадів), тобто діє як фактор, що регулює вплив інших факторів. Тому фактори, що діють на геосистему, доцільніше поділяти на фактори-ресурси та фактори-регулятори. До перших належать тепло, освітленість, кількість опадів, вологість, поживних речовин у ґрунті тощо. Характер їх впливу визначається кількістю, регулярністю та інтенсивністю надходження до геосистеми (для зовнішніх факторів) та кількістю в самій геосистемі (для внутрішніх). За деякі з цих факторів може йти конкуренція між популяціями і навіть можна вести мову про конкуренцію за ресурс між окремими геокомпонентами (наприклад, за вологу між ґрунтом та рослинністю).

Фактори-регулятори, такі як тектонічні рухи, географічне положення (позиція) геосистеми, рельєф тощо, зумовлюють перерозподіл між окремими геосистемами або елементами їх вертикальної структури дії факторів-ресурсів. Так, рельєф визначає неоднакове надходження тепла на схили різних експозицій (при стрімкості схилу 20° ця різниця може сягати 30%), їх різну освітленість, зволоженість тощо. В результаті на різних елементах рельєфу геотопи мають різну забезпеченість факторами-ресурсами. Тектонічні рухи як зовнішній фактор формування та динаміки геосистем проявляються опосередковано через регуляцію процесів рельєфоутворення, співвідношення виносу та акумуляції матеріалу, глибини залягання рівня ґрунтових вод тощо. Деякі з факторів-ресурсів проявляються і як фактори-регулятори. Так, вміст гумусу діє не тільки як ресурсний фактор для рослин-автотрофів, а й як фактор, що визначає інтенсивність споживання ними елементів мінерального живлення, зокрема добрив. Причому згідно із сучасними уявленнями ця його функція визнається навіть за важливішу, ніж ресурсна.

Ландшафтно-екологічна амплітуда. Кожний тип геосистеми може формуватися та існувати лише в деякому діапазоні впливу

фактора. Так, на території України геосистеми з чорноземними **грунтами зустрічаються** лише в діапазоні зволоження від **340 до 600** мм, із сірими лісовими 460—660 мм на рік. За фактором тепла (річного радіаційного балансу) ці діапазони відповідно становлять 41—56 та 40—46 ккал/см² на рік. Поза цими діапазонами геосистеми даних типів не зустрічаються і заміщуються іншими. В екології діапазон впливу фактора, в якому може існувати певний вид, називається амплітудою виду. Причому розрізняють екологічну амплітуду — діапазон існування виду в умовах міжвидової конкуренції, та фізіологічну (або потенційну) — діапазон, який міг би зайняти вид за відсутності конкуренції за ресурс (Х. Еленеберг, 1953). Фізіологічна амплітуда завжди ширша за екологічну.

Аналізуючи поширення різних типів геосистем залежно, від впливу зовнішніх факторів, також доцільно виділяти їх ландшафтно-екологічні амплітуди. Аналогом фізіологічної амплітуди виду може бути *глобальна ландшафтно-екологічна амплітуда геосистеми*. Вона являє собою той діапазон фактора, в межах якого на всій планеті зустрічається певний тип геосистеми. Поняттям за змістом близьким до екологічної амплітуди виду є *регіональна ландшафтно-екологічна амплітуда* — діапазон фактора, до якого пристосовані геосистеми цього типу в межах певного регіону (наприклад, Східно-Європейської рівнини). Регіональна амплітуда вужча за глобальну. Так, за даними В. Р. Волобуєва (1974), геосистеми з чорноземами в масштабі планети в цілому розповсюджені в діапазоні 300—800 мм/рік за фактором зволоження та 15—70 ккал/см² на рік за фактором тепла (для території України ці амплітуди становлять 340—600 та 41—56 відповідно).

Виявлення для геосистеми ландшафтно-екологічної амплітуди за кожним із факторів дає змогу встановити ті з них, що найбільш ускладнюють її існування в даних умовах. Як і в екології, такі фактори можна назвати лімітуючими. їх вплив на геосистему полягає в обмеженні як можливостей її формування в даних умовах, так і збереження набутої структури, слабкої стійкості до даного фактора.

Ландшафтно-екологічна інтерпретація «закону мінімуму» Ю. Лібіха (1841) та «закону толерантності» В. Шелфорда (1913) зводиться до визначення як лімітуючого того з факторів, значення якого для даної геосистеми знаходяться біля крайніх значень її регіональної ландшафтно-екологічної амплітуди. Різні види геосистем розрізняються за складом лімітуючих їх факторів. Так, в умовах тундри ним є тепло, в хвойних і мішаних лісах — трофічність (багатство) ґрунту. В лісостепу ґрунти багаті, тому природний потенціал геосистем може лімітуватися фактором зволоження. Геосистеми степів мають два основних лімітуючих фактори —

зволоженість та засоленість субстрату. В гірських геосистемах цю функцію відіграють фактори-регулятори — висота та стрімкість схилу.

Поблизу точок мінімальних та максимальних значень ландшафтно-екологічної амплітуди геосистеми її стійкість до зовнішніх

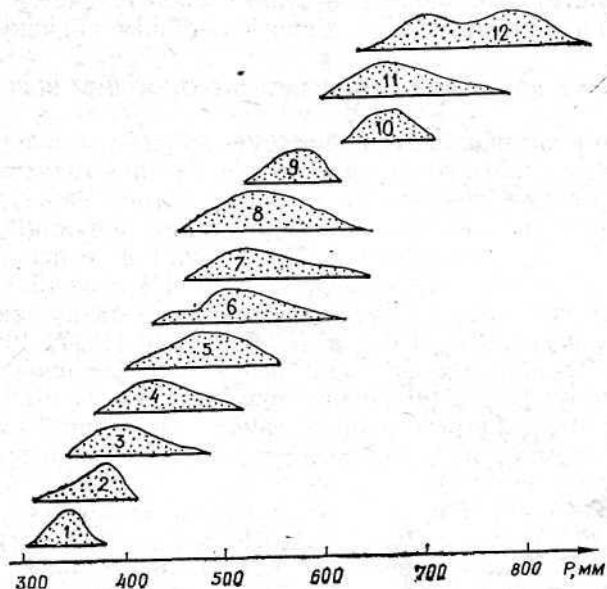


Рис. 30. Ландшафтно-екологічні амплітуди геосистем України за фактором зволоження (висота фігури пропорційна площі, яку займає геосистема у відповідних умовах зволоження)

P — річна сума опадів. *Типи геосистем:* 1 — сухостепові рівнинно-западинні з каштановими солонцюватими ґрунтами; 2 — те ж — з темно-каштановими; 3 — південно-степові рівнинні лісові з чорноземами південними; 4 — середньостепові рівнинні лісові з чорноземами звичайними малогумусними; 5 — те ж з середньогумусними; 6 — північно-степові рівнинно-пологосхилі лісові з чорноземами типовими; 7 — лісостепові рівнинно-схилі лісові з чорноземами опідзоленими; 8 — те ж із сірими лісовими ґрунтами; 9 — мішано-лісові рівнинні піщано-супіщані з дерново-підзолистими ґрунтами; 10 — мішано-лісові рівнинні та терасові з чорноземами опідзоленими оглеєними; 11 — те ж — з сірими лісовими оглеєними ґрунтами; 12 — мішано-лісові та лучні рівнинні та терасові з дерново-підзолистими поверхнево-оглеєними ґрунтами

Вплив здебільшого низька. В регіонах з такими умовами геосистеми в ландшафтній територіальній структурі займають малу площу і переважно представлені поодинокими невеликими за площею ареалами. З віддаленням від крайніх точок ландшафтно-екологічної амплітуди до її центра вплив фактора стає все більш сприятливим, що, зокрема, проявляється в більшій площі, яку

займає геосистема в цих умовах, її більшій ролі в ЛТС. Значення фактора, при якому геосистема займає найбільшу площу, є оптимальним для неї. Як видно з рис. 30, амплітуди окремих типів геосистем перекриваються, проте їх оптимуми індивідуальні. Здебільшого в зонах оптимуму представлені найбільш типові для даного типу геосистеми її види; з віддаленням від неї у властивостях геосистем поступово нарастають риси геосистем інших типів (в екології це називають класифікаційним континуумом).

§ 5.2. КОНЦЕПЦІЯ ЛАНДШАФТНО-ЕКОЛОГІЧНОЇ НІШІ

Поняття ніші вважається фундаментальним в екології. І незважаючи на те що існують досить суперечливі трактування цього поняття, з ним пов'язують розробку питань еволюції екосистем, з'ясування закономірностей формування популяційної структури угруповань, конкуренції видів, їх ролі в екосистемі тощо (Д. Хатчінсон, 1957, Р. Уіттекер, 1980, Е. Піанка, 1981).

Термін «ніша» набув в екології широкого вжитку завдяка працям американського орнітолога Д. Грінелла (1917, 1924), який визначив її як комплекс факторів, необхідних для існування виду. Дешо в іншому розумінні використовував поняття ніші Ч. Елтон (1927). Він надавав їй функціонального значення і під нішею організму розумів спосіб його життя, зокрема, живлення та відношення до ворогів.

Концепцію ніші, що має найбільше число послідовників, запропонував Д. Хатчінсон у 1957 р. Ця концепція ґрунтується на понятті багатомірного простору, кожна вісь якого відповідає певному екологічному фактору. Оскільки по кожному з факторів вид характеризується відповідною амплітудою, кінці цих амплітуд визначають той об'єм багатовимірного простору, в якому може існувати вид. Цей об'єм Хатчінсон назвав фундаментальною нішею, і в такому розумінні це поняття може бути задіяне до аналізу геосистем.

Щоб визначити фундаментальну ландшафтно-екологічну нішу геосистеми, необхідно встановити деякий набір з n факторів, які визначають її існування та ареал поширення на земній поверхні, і за кожним із них виявити ландшафтно-екологічну амплітуду геосистеми. Графічно фундаментальна ніша зображається у вигляді «-мірного паралелепіпеда, сторони якого відповідають ландшафтно-екологічним амплітудам кожного з факторів. На рис. 31 зображено ландшафтно-екологічну нішу в трьохвимірному просторі (графічно простір більшої розмірності зобразити неможливо). Залежно від того, яку ландшафтно-екологічну амплітуду (глобальну чи регіональну) прийнято за сторони паралелепіпеда, можна побудувати глобальну або регіональну ландшафтно-екологічну нішу геосистеми.

Геосистема може існувати лише в межах її фундаментальної ніші, бо поза нею обов'язково знайдеться хоча б один фактор, до дії якого геосистема не пристосована. У межах фундаментальної ніші таких факторів немає, проте можливі такі їх комбінації, що геосистема при них існувати не може. Особливо «підозрілими» є кути паралелепіпеда S_r (рис. 31), в яких усі фактори, що діють на геосистему, набувають екстремальних значень. Комбінація такої інтенсивності дії цих факторів майже напевно визначає неможливість існування геосистеми в таких умовах. Це означає, що не в усьому об'ємі фундаментальної ніші може існувати геосистема, а лише в певній її частині. Ця частина, тобто об'єм фундаментальної ніші, у межах якого геосистема може існувати за будь-якої комбінації факторів, називається *реалізованою ландшафтно-екологічною нішею*. На рис. 31 вона позначена як S_r .

Практична реалізація концепції ніші як об'єму в багатовимірному просторі факторів пов'язана з побудовою самого цього простору, тобто у визначенні факторів,

що зумовлюють можливість існування та ареал, що займає геосистема певного типу. Багато з цих факторів враховуються безпосередньо при виділенні геосистем та як ознаки, за якими визначається їх класифікаційна належність (наприклад, багатство на елементи живлення, потужність пухких відкладів тощо). Тому як осі, на яких будується ландшафтно-екологічна ніша, вони не розглядаються. Факторами, відносно яких доцільно будувати нішу геосистем, є річна кількість опадів, радіаційний баланс, а в гірських геосистемах — абсолютна висота та макроекспозиція. Для ландшафтно-екологічної ніші геотопів, наногохор та ландшафтних смуг важливими факторами є крутизна поверхні, довжина схилу, його експозиція, мінералізація та глибина залягання ґрунтових вод. Радіаційний баланс та річна сума опадів у геосистемах цих рангів виступають як константи.

У практичному відношенні зовсім не обов'язково будувати повну ландшафтно-екологічну нішу геосистем, тобто за всіма факторами. Слід визначати лише часткові (здебільшого 2-х або 3-х — вимірні) ніші — кліматичну (осі: радіаційний баланс та кількість опадів), геоморфографічну (довжина, стрімкість та експозиція поверхні), гідрогеологічну (глибина рівня, ступінь мі-

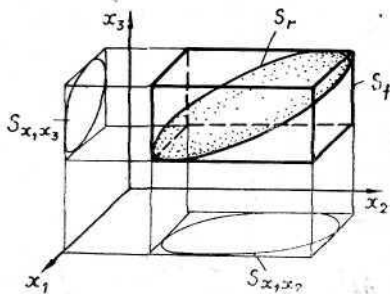


Рис. 31. Графічне зображення ландшафтно-екологічної ніші у трьохвимірному просторі факторів: X_1, X_2, X_3 — фактори; S_r — глобальна ніша; S_r — регіональна ніша; $S_{x_1x_2}$ — двовимірні ніші в просторі факторів x_1x_2 та x_1, x_3 відповідно

нералізації ґрунтових вод), а для гірських геосистем — орографічну (висота та макроекспозиція). На рис. 32 показано кліматичні регіональні ландшафтно-екологічні ніші двох типів геосистем України.

Місце, яке займає геосистема в ландшафтно-екологічній ніші (на графіку йому відповідає точка об'єму), свідчить про ступінь

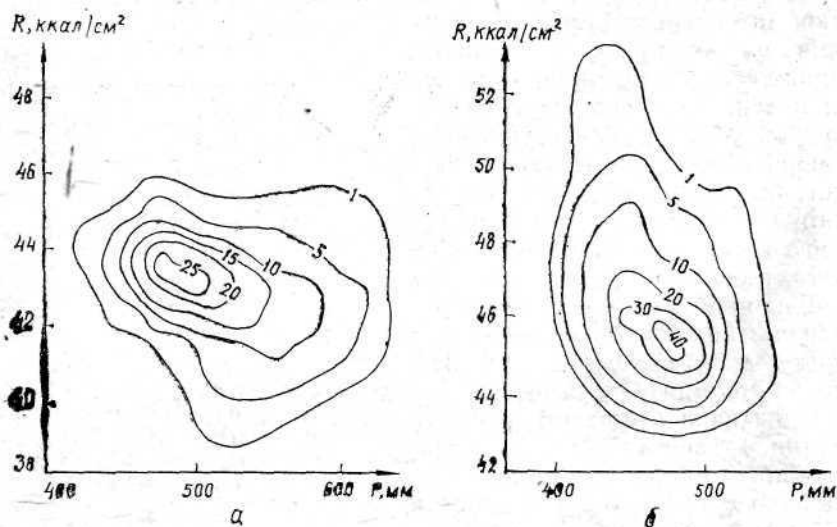


Рис. 32. Кліматичні регіональні ландшафтно-екологічні ніші лісостепових рівнинних геосистем із сірими лісовими ґрунтами на лесах (а) та середньостепових рівнинних з чорноземами звичайними середньогумусними на лесах (б):

R — радіаційний баланс; P — річна сума опадів. Ізолії — показники коефіцієнта пристосованості геосистеми до кліматичних умов

її відповідності умовам зовнішнього середовища — біля меж ніші геосистема знаходиться в екстремальних умовах і її стійкість незначна; ближче до центру ніші формуються оптимальні умови для геосистем даного виду. Тому важливо мати деякий показник, за яким можна оцінити ступінь відповідності будь-якої точки ландшафтно-екологічної ніші оптимальним умовам геосистеми. В екології за оцінку беруть продуктивність виду в даних умовах, народжуваність, ефективність фотосинтезу тощо. По відношенню до геосистем такою оцінкою може бути частка площі, яка припадає на ту частину загального ареалу геосистеми, яка знаходиться в умовах певної комбінації дії факторів, за якими будується ніша. Практично цей показник (будемо називати його *ступенем пристосованості*) визначається за виразом $p(a_i, b_j, c_k) = n_{ijk}/N$, де:

$\rho(a, b, c_k)$ — ступінь пристосованості геосистеми до сумісної дії фактора a з інтенсивністю i , фактора b — з інтенсивністю j , c — з інтенсивністю k ; n_{ijk} — число точок (або площа) в межах ареалу геосистеми, які знаходяться під впливом дії факторів a, b, c з інтенсивностями відповідно i, j, k ; N — число точок, на яких визначали інтенсивності впливу факторів (або площа, яку займають усі геосистеми даного типу). На рис. 32 показано реалізовані ландшафтно-екологічні ніші деяких зональних типів геосистем України з оцінками ступеню їх пристосованості до інтенсивностей впливу зовнішніх кліматичних факторів.

§ 5.3. ОБ'ЄМ ТА ПЕРЕКРИТТЯ НІШ

Різні типи геосистем розрізняються не тільки за положенням ніш у просторі факторів, а й за їх величиною (об'ємами). Геосистеми, що мають великі ніші, можуть існувати в широкому діапазоні дії зовнішніх факторів. Геосистеми ж з малими нішами дуже вибагливі до умов зовнішнього середовища і загалом, нестійкі при варіації цих умов. Об'єм ландшафтно-екологічних ніш слід враховувати при визначенні природоохоронних пріоритетів — геосистеми з вузькими нішами потребують особливої уваги та природоохоронного статусу, оскільки такі геосистеми часто є реліктовими або екзотичними для певного регіону, їх стійкість здебільшого невисока.

Кількісно об'єм ніші можна оцінити за виразом

$$V_s = \prod_{i=1}^n (\Delta x_i / x_m),$$

де V_s — об'єм ландшафтно-екологічної ніші; Δx_i — величина ландшафтно-екологічної амплітуди геосистеми за i -м фактором; x_m — центральне значення амплітуди; n — число факторів, за якими побудована ніша (осей її простору); Π — знак добутку.

Запропоновано також формули для оцінки об'єму ніші, що враховують показники типу пристосованості ρ (В. І. Василевич, 1983). З них найбільш простими є ентропійна міра H : $H = -\sum \rho_{ijk} \log \rho_{ijk}$, а також показник виду $B = 1 / \sum \rho_{ijk}^2$.

Ландшафтно-екологічні ніші окремих геосистем перекриваються. Це свідчить про те, що в одних умовах зовнішнього середовища може формуватися та існувати кілька різних видів геосистем. Геосистеми, ніші яких перекриваються за всіма факторами, близькі за структурою та динамічними тенденціями. Тому оцінка ступеня перекриття ніш є показовою характеристикою подібності геосистем, зумовленою факторами зовнішнього середовища.

Перекриття ніш геосистем свідчить також про можливість їх

боротьби за простір — витіснення геосистем менш пристосованих до даних умов зовнішнього середовища більш пристосованими. Активність та напрям цієї конкуренції в певних умовах дії зовнішніх факторів (тобто в певній точці простору ніш) визначаються різницею між показниками пристосованості r конкуруючих у даних умовах геосистем. Геосистеми з більшими значеннями по-

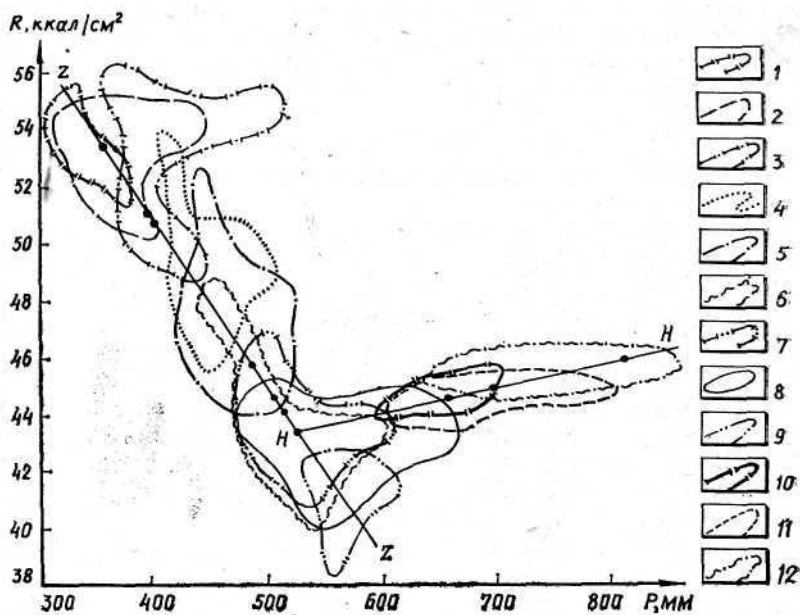


Рис. 33. Перетин ландшафтно-екологічних ніш геосистем України: P — річна сума опадів; R — радіаційний баланс. /—12 — ландшафтно-екологічні ніші геосистем з точками їх оптимумів (типи геосистем — див. підпис до рис. 30). ZZ — «вісь ландшафтної зональності» України, HH — вісь гідроморфності

казника r можуть збільшувати свою площу за рахунок геосистем з низькими показниками пристосованості r . Проте це твердження має гіпотетичний характер і може стверджуватися в масштабі еволюційних змін ЛТС.

Якщо ландшафтно-екологічні ніші окремих геосистем перекриваються, то точки їх оптимумів (тобто умов, до яких геосистема найбільше пристосована і має максимальне значення показника r) індивідуальні для кожного типу геосистеми. Співставивши ландшафтно-екологічні ніші основних зональних типів геосистем України в двовимірному просторі факторів (рис. 33), ми виявили, що точки їх оптимумів лежать на прямій, яка також проходить вздовж гребенів ніш усіх геосистем. Цю пряму можна назвати вісю ландшафтної зональності України. Другу вісь утворюють.

геосистеми з різним ступенем гідроморфності (оглеєності ґрунтів). Ці геосистеми по території розміщені дифузивно (Полісся, Прикарпаття), проте в просторі факторів займають сусіднє положення (рис. 33).

Кількісно ступінь перекриття ландшафтно-екологічних ніш можна оцінити графічно через відношення площі, на якій ніші двох геосистем перекриваються, до їх спільної площі на графіку. Однак це можна зробити лише для двох- та трьохвимірних ніш. До того ж при такому підході не враховується внутрішня неоднорідність ніш — тобто представленість геосистем у її різних частинах. З показників, позбавлених цих вад, але все одно далеких від досконалості, можна навести такі:

$$C'_{xy} = \Sigma \rho_{xijk}^{(x)} \rho_{yijk}^{(y)} / \sqrt{\Sigma (\rho_{xijk}^{(x)})^2 \Sigma (\rho_{yijk}^{(y)})^2}$$

$$C''_{xy} = \Sigma \min \{ \rho_{xijk}^{(x)}, \rho_{yijk}^{(y)} \},$$

де ρ_{ijk}^x та ρ_{ijk}^y — оцінки ступеня пристосованості геосистем типу x та y до точки в просторі ніші з координатами i, j, k .

Глава 6. ДИНАМІКА ТА ЕВОЛЮЦІЯ ГЕОСИСТЕМ (динамічна ландшафтна екологія)

§ 6.1. ОСНОВНІ ПОНЯТТЯ ТА ПОЛОЖЕННЯ

Динаміку геосистеми в широкому розумінні можна визначити як зміну в часі значень її окремих характеристик, станів, набору та інтенсивності процесів, територіальних структур, яка, на відміну від еволюції, не приводить до безпосереднього формування принципово нової геосистеми.

Характерний час та часові масштаби аналізу геосистем. Характерною особливістю геосистеми є те, що різні її характеристики змінюються з різною швидкістю: вологість і температура поверхневих горизонтів ґрунту — протягом годин, видовий склад біоценозів — десятків років, морфологія рельєфу — сотень і тисяч років. Для дослідження таких різномасштабних явищ потрібна їх типологія за тривалістю протікання. З цією метою в географію О. Д. Арманд та В. О. Таргульян (1974) ввели поняття *характерного часу* — інтервалу, протягом якого певна властивість чи процес геосистеми проявляє свої основні особливості. Для періодичних процесів характерний час відповідає тривалості періоду (часу одного коливання), для квазіперіодичних (циклічних) — середній тривалості періоду, для неперіодичних (трендових) процесів —

Таблиця 16. Орієнтовна шкала характерних часів деяких природних явищ (за 1974, із скороченнями)

Характерний час, роки	Літосфера	Атмосфера	Педосфера
10^8	Геологічні цикли	Кліматичні коливання, спряжені з геологічними циклами	
10^7	Вирівнювання гір		
10^6	Вирівнювання структурних форм рельєфу		Формування зрілого мінералогічного профілю ґрунту та кори виїтрування
10^5	Вирівнювання льодовикових, алювіальних та інших акумулятивних форм	Кліматичні коливання в межах льодовикового періоду	
10^4			Формування зрілого диференційованого за морфологією та хімізмом профілю ґрунту
10^3		Кліматичні коливання в межах історичного періоду	Формування зрілого гумусового профілю
10^2		90-річний кліматичний цикл	Формування карбонатного профілю
10^1		Декадні кліматичні коливання	Біологічний круговорот у ґрунті
10^0 (рік)		Сезонний метеорологічний цикл	Формування профілю легкорозчинних речовин та pH
10^{-1} (місяць)	Вирівнювання мікроформ рельєфу в пісках		Гідрологічний та температурний профілі ґрунту
10^{-2} (день)		Циклони, добовий метеоцикл	Вологість та температура поверхневих горизонтів ґрунту
10^{-3}			
10^{-4} (година)		Внутрішньодобові коливання погоди	

часу релаксації, тобто часу, необхідному для того, щоб після збурення геосистеми значення її характеристик повернулись до початкових. У табл. 16 наведено орієнтовні значення характерних часів ($XЧ$) деяких природних явищ.

Процеси з близькими значеннями $XЧ$ можуть впливати один на одного і досліджуватись у рамках єдиної моделі. Процеси ж із суттєво різними $XЧ$ в такій залежності не перебувають: характеристики з великими $XЧ$ по відношенню до процесів з малими $XЧ$ розглядаються як незмінні параметри (фон), а зміни характеристик з малими $XЧ$ по відношенню до процесів з великими $XЧ$ аналізуються як статистичний шум або взагалі не враховуються.

Біосфера	Гідросфера
----------	------------

Формування зрівноваженого хімічного складу озерних вод

Формування зрілого деревного ярусу

Формування трав'яного ярусу

Формування популяції мишоподібних гризунів та комах

Формування мікробіоценозів, добові біоекосистеми

Саморозвиток гірського льодовика

Евтрофікація озер
Метаморфізація снігового покриву

Вирівнювання рівня ґрунтових вод
Припливи

Вирівнювання рівня водою

На цій підставі розроблено концепцію часових масштабів аналізу геосистем (Н. Л. Беручашвілі, 1973; В. М. Солнцев, 1981; Г. Ноймайстер, 1987). За величиною ХЧ динамічних процесів геосистеми прийнято розрізняти: добову (синонім — високочастотну) динаміку — аналізуються характеристики геосистеми, ХЧ яких менше доби; сезонну (синоніми — внутрішньорічну, річну, середньочастотну) динаміку — аналізуються процеси з ХЧ від однієї доби до року; багаторічну (синонім — низькочастотну) динаміку з процесами, ХЧ яких більше року. В основі кожного з цих масштабних рівнів динамічних змін геосистем лежать власні провідні фактори: для добової динаміки — обертання Землі навколо своєї осі, сезонної — навколо Сонця, багаторічної — комплекс чинників астрономічної природи (цикли сонячної активності), внутрішньопланетарної (тектонічні рухи) та внутрішньогеосистемні.

Стан, простір та області

станів. Під станом геосистеми зручно розуміти точку в k -вимірному просторі її змінних (характеристик) і описувати його k значеннями цих змінних. Якщо протягом деякого проміжку часу значення всіх змінних лишаються сталими, стан геосистеми не змінюється. Залежно від ХЧ характеристик, обраних для опису динаміки, геосистеми, виділяються її добові, сезонні та багаторічні стани. Динаміка геосистеми виявляється в послідовності зміни її станів. Графічно її можна описати фазовою діаграмою (синонім — фазовим "портретом"), на якій точки, що відповідають послідовним станам геосистеми, сполучаються лініями. Для двовимірного простору, змінних типові фазові діаграми наведено на рис. 34.

За фазовими діаграмами визначають суттєві риси динаміки геосистеми. Так, траєкторія змін станів, для якої характерна близькість початкового (t_0) та кінцевого (t_n) станів, свідчить про циклічність динамічних змін (рис. 34, а), спіралеподібна траєкторія (рис. 34, б) вказує на процес відновлення геосистеми після її збурення, траєкторія на рис. 34, в відповідає спрямованому динамічному процесу (тренду), який може призвести до руйнації геосистеми та формування її нового типу (еволюційної зміни).

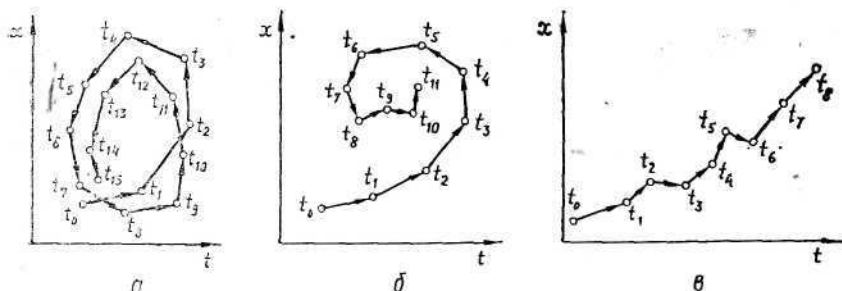


Рис. 34. Типові фазові портрети геосистем:

а — циклічний процес; б — процес відновлення після збурення; в — тренд.
 x_1, x_2 — змінні геосистеми; t_0 — t_n — стани системи на різні моменти часу

Сукупність усіх можливих станів, у яких може знаходитись геосистема, називається її *простором станів*. Формально він являє собою множину всіх точок k -вимірного простору змінних геосистеми, в яких вона може знаходитись. Число станів геосистеми в цьому просторі дуже значне, причому відмінності між окремими його точками (станами) можуть бути настільки несуттєвими, що враховувати їх недоцільно, а практично часто і неможливо. Тому при дослідженні динаміки геосистеми простір її станів розділяється на окремі частини — *області станів*; вважається, що зміни геосистеми в межах однієї такої області несуттєві з точки зору завдань дослідження. Часто в ландшафтознавстві та екології саме такі області станів і називають станами гео- та екосистем (Н. Л. Беручашвілі, А. А. Краукліс, В. Б. Сочава та ін.).

Залежно від критеріїв, за якими визначається суттєвість — несуттєвість відмінностей між окремими станами геосистеми, їх простір на окремі області можна поділити по-різному. Відповідно, виділяються й різні типи станів геосистеми. За відповідності станів геосистеми її природній нормі можна розрізняти нормальні, критичні, аномальні області станів (критерії їх визначення розглянуто в § 11.1); за можливістю виконання геосистемою певної соціально-економічної функції — допустимі, гранично-допустимі, недопустимі (критерії наведені в тому ж параграфі); за стійкістю — стійкі та нестійкі тощо.

Типи динаміки тачасових структур геосистеми. Оперуючи поняттям області станів, аналіз динаміки геосистеми зводиться до визначення закономірностей її переходів з однієї області станів до інших під впливом зовнішніх та внутрішніх факторів. На відміну від аналізу послідовності змін окремих станів, що ведеться за допомогою фазових діаграм, дослідження змін областей станів зручно вести за допомогою графів, вершинами яких є області станів, а орієнтованими ребрами — переходи між ними.

Аспект аналізу динаміки геосистеми як послідовності змін їх станів або областей станів можна вслід за Н. Л. Беручашвілі (1989) назвати *етологією геосистеми*, або її *етологічною динамікою*, а сукупність усіх процесів обміну та трансформації речовини та енергії в геосистемі — її *функціонуванням*, або *функціональною динамікою* (А. Г. Ісаченко, 1979). Важливим аспектом динамічної ландшафтної екології є аналіз часових змін ЛТС, які можна назвати *хорологічною динамікою*. Аналіз кожного з цих видів динаміки геосистем пов'язаний з виділенням специфічних типів її часових структур — етологічних, елементами яких є окремі стани або області станів, а відношення — переходи між ними (відповідно з ХЧ, якими характеризуються стани геосистеми, розрізняються добові, сезонні та багаторічні етологічні структури); функціональні, елементами яких є елементарні процеси, взаємодія між якими визначає певний інтегральний процес (наприклад, продукційний, який складається з таких елементарних процесів, як поглинання рослинами з атмосфери CO_2 , транспортування мінеральних речовин рослиною, стадії розкладу мортмаси та синтезу гумусових речовин тощо). Аналіз хорологічної динаміки пов'язаний з виявленням складних просторово-часових структур, елементами яких є ареали геосистем, відношення — зміни їх метричних, топологічних, якісних характеристик у часі.

Інваріант, співвідношення між динамікою та еволюцією. Поняття інваріанту ввів у вчення про геосистеми В. Б. Сочава, який розумів його як сукупність деяких властивостей геосистеми, в разі зміни яких відбувається кардинальна трансформація її структури. На його думку, за інваріантом можна відрізнити динамічні зміни геосистеми від еволюційних: усі зміни, при яких зберігаються інваріантні властивості геосистеми, відносяться до динаміки, а еволюція — це послідовна зміна інваріантних структур (Сочава В. Б., 1978). Проте критеріїв інваріанту та методів його виявлення В. Б. Сочава та його послідовники не встановили. Воно досі лишається лише конструкцією, проте дуже корисною при аналізі геосистем на теоретичному рівні.

Як наближення до практичного вирішення питання, що вважати за критерій інваріанту, заслуговує на увагу пропозиція Ф. М. Мількова (1986) вважати інваріантом геосистеми її типову структуру. Критерієм інваріанту є збереження геосистемою ознак,

Які прийнято за діагностичні при визначенні її типу. Так, інваріантом геосистем карстових улоговин є замкнена від'ємна форма рельєфу. Усі зміни геосистем, що не призводять до втрати цієї форми, відносяться до динамічних, а перехід карстової уловини внаслідок замулення в озеро або степову западину свідчить про еволюцію (зміну одного типу геосистеми іншим). Таким чином під еволюцією геосистеми можна вважати заміщення геосистеми одного типу геосистемою іншого типу, а динамікою — зміни геосистеми в рамках одного типу.

§ 6.2. ОСНОВНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ФУНКЦІОНАЛЬНОЇ ДИНАМІКИ

Як уже було сказано, під функціональною динамікою геосистеми розуміється сукупність процесів трансформації, переміщення речовин та енергії в її вертикальній структурі. В результаті цього геосистема здійснює ряд функцій — продукує органічну речовину, забезпечує вологообіг, газообмін, круговорот речовин тощо. Аналіз динамічних процесів геосистеми можливий у двох основних аспектах. Перший має на меті встановити часові закономірності протікання процесу, другий — виявити його механізм, внутрішню структуру.

Часові закономірності процесів. При аналізі часових закономірностей протікання процесу визначається його певна характеристика (змінна) і за деякий часовий інтервал фіксуються її значення. Наприклад, при аналізі біопродукційного процесу геосистеми вимірюється жива фітомаса протягом року, при дослідженні процесу галоморфізації геосистеми — запас солей у ґрунті за кілька років тощо. Основними часовими закономірностями процесу, які необхідно встановити, є: наявність тренду, ритмічності, циклічності, періодичності процесу, його частота, тривалість періоду, величина амплітуди та деякі інші характеристики. При аналізі кількох процесів або різних характеристик одного процесу необхідно виявити їх корельованість у часі, наявність ефектів інерційності, синхронності.

Періодичним є процес, при якому однакові значення його характеристики повторюються через однакові проміжки часу, які називаються періодом. У геосистемах більшість процесів квазі-періодичні, для яких характерна повторюваність однакових значень характеристики не через строго один інтервал часу (наприклад рік), а через більш-менш однакові його проміжки. Квазіперіодичними процесами в геосистемах є зміна температури поверхневих горизонтів ґрунту (період — одна доба), хід середньодобових температур повітря (період — один рік).

Циклічність процесу полягає в повторенні однакових значень

Характеристики через будь-який часовий Інтервал (в геосистемах— життєві цикли рослин, тварин, цикли ерозії В. Девіса тощо).

Ритмічність полягає в повторенні системою станів, близьких, але не ідентичних початковому, через деякі, не обов'язково близькі, проміжки часу. Ритмічною є динаміка чисельності популяцій, зв'язаних відношенням хижак — жертва, деякі екзогенні рельєфоутворюючі процеси та нагромадження пухких відкладів мають риси ритмічності.

Тренд процесу полягає у. в цілому спрямованій зміні характеристики у бік зростання або зменшення її значень з часом. Наявність тренду може свідчити про еволюційність змін геосистеми.

Часто основна часова закономірність процесу затушована накладеними на неї короткоперіодичними або флуктуаційними змінами. Щоб виявити тренд або довгочастотну квазіперіодичність процесу, необхідно виконати математичну обробку динамічних рядів. Методами згладжування рядів або їх фільтрації можна позбавитись малосуттєвих особливостей динаміки процесу та виявити основну домінуючу його тенденцію. За цією тенденцією динамічні процеси умовно поділяють на три групи — періодичного, перехідного та деструктивного (еволюційного) типів (рис. 35).

Процеси періодичного типу (рис. 35, а) не призводять до суттєвих змін геосистеми, забезпечують її стійкість. Перехідні про-

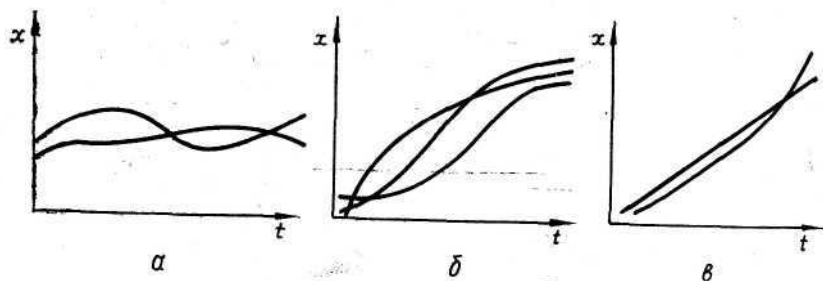


Рис. 35. Типи динамічних процесів геосистем:

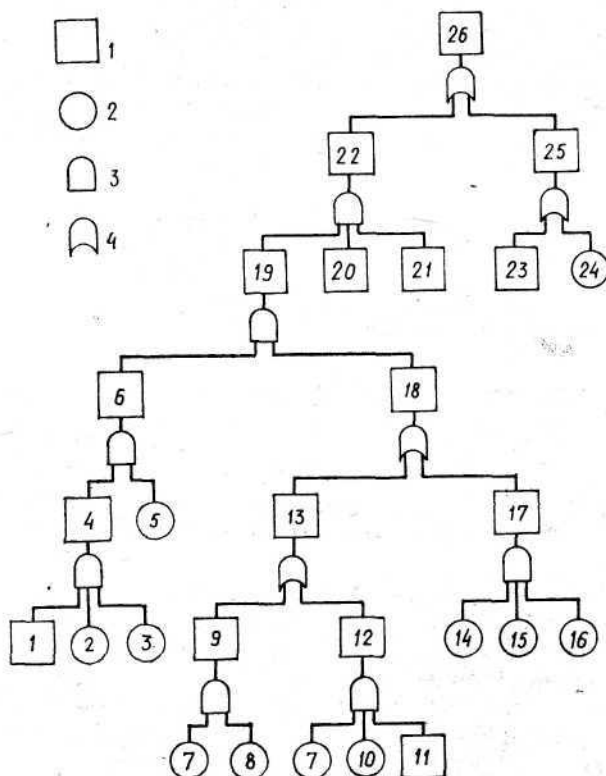
а — періодичний, б — перехідний, в — спрямований еволюційний, x — змінна; t — час

цеси, для яких характерна фаза затухання, свідчать про перехід геосистеми з одного стану рівноваги до іншого, або про відновлення геосистеми після збурення (рис. 35, б). Такий характер, зокрема, має процес дегуміфікації геосистем — одразу після розорання цілини щорічні втрати гумусу внаслідок мінералізації становлять значну величину, а через деякий час (30—40 років) зменшуються і вміст гумусу стабілізується, але на нижчому рівні (Г. В. Добровольський, Л. О. Гришина, 1985). Процеси деструк-

тивного типу (рис. 35, в) не затухають з часом, що призводить до руйнації структури зв'язків геосистеми, її заміни іншою. Якщо процес описується експоненційною функцією, він здебільшого катастрофічний. Але в природі процеси такого типу тривають недовго і з часом затухають.

При аналізі взаємозв'язків кількох процесів часто виявляється *ефект інерційності* — затримка реакції одного з процесів на дію іншого. Так, поверхневий стік виникає не одразу після дощу, а через деякий час. Максимум сонячної радіації спостерігається в червні, а найвищі температури повітря запізнюються відносно нього на кілька десятків днів, а глибоких шарів ґрунту — на кілька місяців. При цьому коливання затухають і амплітуда їх зменшується.

Аналіз механізму процесу. Кожний процес може бути «розкладений» на сукупність простіших процесів та умов, що їх визначають, і протікає не при будь-яких можливих відношеннях між ними, а лише при строго відповідних зв'язках. Ці зв'язки ін-



тегрують елементарні процеси, їх наслідки та умови протікання у функціональну структуру, існування якої й забезпечує деякий інтегральний процес (вологообіг, засолення геосистем, продукційний процес тощо). Для кожного процесу характерна власна структура (див. рис. 7, 9, 10), проте можна запропонувати загальний підхід до аналізу таких структур. Він ґрунтується на понятті елементарного ландшафтно-екологічного процесу. Під ним розуміється процес, внутрішній механізм якого для даного дослідження значення не має і який у загальне функціонування геосистеми входить як умова забезпечення складніших процесів. У такому розумінні поняття елементарного процесу широко використовується в ґрунтознавстві (І. П. Герасимов, М. А. Глазовська, М. Ф. Козловський та ін.), геофізиці ландшафту (Н. Л. Беручашвілі, 1989), інженерній геології (В. С. Сергеев, 1985) та інших природничих науках.

Взаємодія певних елементарних ландшафтно-екологічних процесів у відповідних умовах зумовлює деякий складніший процес, який, у свою чергу, може взаємодіяти з іншим і зумовлювати процес ще більшої складності. Виходячи з цього, структуру інтегрального ландшафтно-екологічного процесу можна представити у вигляді графу-дерева, елементами якого є простіші процеси та їх умови, а вершиною («коренем дерева») — кінцевий інтегральний процес.

Ефективним методом аналізу таких структур є метод «дерев подій» (англ. — fault-tree method), розроблений Х. А. Уотсоном для оцінки надійності системи запуску ракет «Minitment». Згодом цей метод широко використовується і при дослідженні систем іншої природи. Його інтерпретація до аналізу функціональної динаміки геосистем зводиться до побудови «дерева процесів», у якому окремі елементарні процеси та умови, що визначають можливість їх виникнення, з'єднуються логічними операторами «АБО» та «І»,

Рис. 36. Структурна схема процесу забруднення ґрунтових вод атмосферними опадами (фрагмент):

1—процеси; 2—умови, необхідні для виникнення процесів, 3—оператор «І», 4—оператор «АБО».

Цифри: /—надходження атмосферних опадів на поверхню ґрунту; 2—відсутність умов для повного стоку води з поверхні ґрунту; 3—штучного дренажу немає; 4—просочування атмосферної вологості крізь ґрунтову товщу; 5—промивний водний режим; 6—води, що фільтруються, досягають рівня ґрунтових вод; 7—води атмосферних опадів забруднені; 8—ландшафтно-геохімічні бар'єри у вертикальному профілі геосистеми відсутні; 9—води в процесі інфільтрації не очищуються; 10—ландшафтно-геохімічні бар'єри є; //—просочування забруднених вод крізь бар'єри; 12—води в процесі інфільтрації повністю не очищуються; 13—транспорт забруднень з водами, що інфільтруються; 14—атмосферні опади не забруднені; 15—наявність забруднюючих речовин у вертикальному профілі геосистеми; 16—забруднюючі речовини знаходяться в розчинній формі; 17—перехід забруднень з ґрунту до вод, що інфільтруються; 18—інфільтровані води забруднені; 19—змішування інфільтрованих вод з ґрунтовими; 20—умов для бокового відтоку ґрунтових вод немає; 21—переток ґрунтових вод у нижні водоносні горизонти немає; 22—забруднення ґрунтових вод за рахунок інфільтрації атмосферних опадів; 23—боковий притік ґрунтових вод із сусідніх геосистем; 24—води бокового притоку забруднені; 25—забруднення ґрунтових вод водами бокового притоку; 26—забруднення ґрунтових вод геосистеми

Оператор «АБО» поєднує такі процеси та умови, що наявність хоча б одного з них зумовлює виникнення деякого нового процесу або умови (наприклад, розпорощення агрегатного стану ґрунту може бути зумовлене або заміщенням кальцію натрієм у ґрунтовому поглинаючому комплексі, або зменшенням вмісту гумусу, або крапельною ерозією). Оператор «І» об'єднує такі процеси, що тільки протікання усіх їх разом зумовлює розвиток більш складного процесу (наприклад, засолення ґрунту відбувається за умови, коли капілярна кайма ґрунтових вод піднімається до ґрунтового профілю, і ці води мінералізовані). Спрощену структурну схему процесу забруднення ґрунтових вод геосистеми при випаданні атмосферних опадів наведено на рис. 36 (повна схема включає 61 процес). За такими схемами оцінюють ймовірність виникнення процесу, визначають найважливіші, вузлові елементарні процеси та умови, з яких впливає інтегральний процес, оцінюють стійкість геосистем, виявляють найбільш ефективні шляхи регуляції процесу або методи його недопущення.

§ 6.3. ДОБОВА ТА СЕЗОННА ДИНАМІКА

Добова динаміка. Визначальним фактором добової динаміки геосистеми є обертання Землі на своїй осі. В результаті цього квазіперіодично змінюються значення метеорологічних показників, з якими зв'язані такі важливі процеси, як вологообіг, продуційний та ін. Цей зв'язок зумовлює добову періодичність процесів випаровування, транспірації, поглинання рослинами поживних елементів, фотосинтезу (вночі він взагалі не протікає, тому що ФАР надходить до геосистеми тільки в світлу частину доби) та ін. Добова періодичність виявляється у поведінці тварин, активності мікроорганізмів. Від часу дня залежить також інтенсивність деяких екзогенних рельєфоутворюючих процесів (зокрема, вітрової ерозії), ґрунтових (так, І. М. Гоголев установив, що різке підвищення кислотності чорноземів при їх зрошенні, так званий «лужний удар», зумовлене поливами в світлу частину дня, коли за високої температури ґрунту при його зволоженні різко підвищується активність іонів Na, а при поливах увечері цей процес не виникає).

Крім добового обертання Землі, внутрішньодобову динаміку визначають і деякі інші зовнішні фактори, зокрема зумовлені станом диску Сонця при змінній хмарності. Стани геосистем, викликані цим фактором, мають тривалість у кілька хвилин і відрізняються лише параметрами, зв'язаними з трансформацією сонячної енергії,— температурою повітря і поверхні ґрунту, відотною вологості повітря, пружності водяної пари. Зміни цих параметрів протягом кількох хвилин можуть бути досить суттєвими

(за даними Марткопського стаціонару, поблизу Тбілісі їх відхилення від середніх значень сягає 50 %). Не зважаючи на це, мала тривалість таких станів та незначне число характеристик, які при них змінюються, обмежують практичне значення їх дослідження.

Сезонна динаміка. Обертання Землі навколо Сонця зумовлює сезонну ритміку багатьох процесів та характеристик геосистеми. Оскільки кожному процесу властива деяка інерційність, тобто відставання реакцій на зовнішні впливи, сезонні зміни різних процесів та геокомпонентів геосистем асинхронні. Це ускладнює періодизацію річного циклу геосистеми. В рамках фенології та ландшафтознавства було запропоновано досить багато варіантів поділу року на сезони, фази, періоди. Так, В. О. Фріш (1974) розрізняє літній і зимовий варіанти ландшафтної структури, а в кожному з них по чотири етапи—формування, консолідації, кульмінації та деградації. А. А. Краукліс (1985) для геосистем південної тайги виділяє 12 фаз річного циклу, А. Г. Ісаченко (1991) для району Санкт-Петербурга — 14, а Н. Л. Беручашвілі для району Тбілісі — 9 фаз. Є й інші подібні схеми, проте ґрунтуються вони на не досить чітко сформульованих критеріях, часто — формальних (типу дати переходу середньодобової температури через деяке фіксоване значення, наприклад 5°). Крім внутрішньорічних фаз, зумовлених обертанням Землі навколо Сонця, виділяються стани меншої тривалості, зумовлені циркуляційними процесами в атмосфері (наприклад, вторгненням теплих та вологих повітряних мас).

Ефективний підхід до поділу річного циклу на окремі «стани» (точніше — області станів) розробив Н. Л. Беручашвілі. У 1971 р. він увів поняття *стексу*—відрізку року тривалістю не менше доби, специфіка якого зумовлена сезонною ритмічністю, погодою та динамічною тенденцією зміни вертикальної структури геосистеми.

Основні ознаки виділення стексів: характер зовнішніх факторів, що зумовлюють формування стексу; термічні умови; зволоженість геосистеми; тенденції зміни вертикальної структури. Для кожної з цих ознак встановлено градації і відповідні їм індекси, тому стексам можна дати стислі універсальні назви в індексній формі. За *головними факторами* динаміки, що діють протягом доби, стекси поділяються на нівальні — при випадінні снігу (індекс *N*), плювіальні (*P*)—при випадінні дощу, пірогенні (*Π*) — при пожежах, еолові (*B*) — при пилових бурях, гравігенні (*Γ*) — при зсувах, сільових потоках тощо. Якщо стеке формується без впливу цих факторів, у його назві ці індекси не вказуються.

За *термічними умовами* виділяється шість основних груп стексів: морозні (кріотермальні) —при температурі повітря менше 0° (індекс */*); дуже прохолодні (нанотермальні)—температура 0—5° (2); прохолодні (мікротермальні) —5—10° (3); помірно

теплі (мезотермальні) 10–15° (4); теплі (макротермальні) — 15–22° (5); жаркі — температура понад 22° (6).

За умовами зволоження стекси поділяються на екстрагумідні — хоч би в одному з геогоризонтів переважають гідромаси (індекс Н); гумідні (G) — із середнім або підвищеним вмістом гідромас в усіх геогоризонтах; семиаридні (S) — з одним геогори-

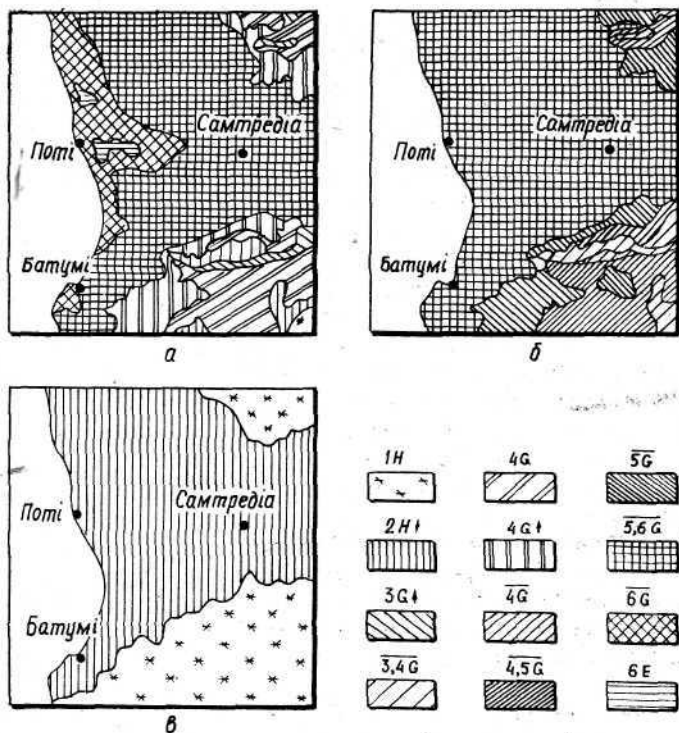


Рис. 37. Стекси геосистем Західної Грузії:

а — 25 травня 1984 р.; б — 20 серпня 1984 р.; в — 25 лютого 1985 р.
(за М. Л. Беручашвілі, 1989). Індекси видів стексів — див. у тексті

зонтом з недостатнім вмістом гідромас; аридні (A) — дефіцит вологи в усіх геогоризонтах.

За тенденцією змін вертикальної структури виділяються стекси: стабілізації структури — зміна складу та потужності геогоризонтів не спостерігається (індекс —); створення структури (↑↑) — утворення нових геогоризонтів та геомас; руйнування структури (↓↓) — зникнення деяких геогоризонтів та геомас; ускладнення структури (↑) — збільшення потужності геогоризонтів; спрощення структури (↓); трансформація структури (→) —

зміна активності динамічних процесів у геогоризонтах. Відповідно до цих критеріїв виділяються та індексуються стежки. Наприклад, $5G\uparrow$ — стежка весняного ускладнення структури теплий гумідний, $1H$ — морозно-сніговий стежка тощо.

Різні геосистеми внаслідок своїх позиційних особливостей, залежності метеоумов від рельєфу та інших причин в один і той самий день можуть знаходитися в різних стежках, причому навес-

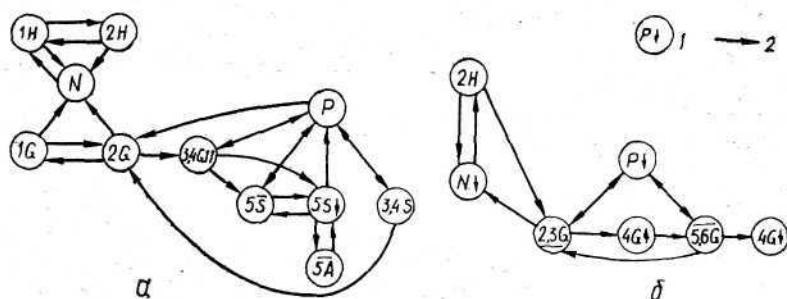


Рис. 38. Етоцикли геосистем:

а — аридних пустинь; б — вологих субтропічних лісів колхідського типу (за М. Л. Беручашвілі, 1986);

1 — стежки (значення індексів — див. у тексті); 2 — переходи між стежками протягом року

ні просторова контрастність стежок геосистем значно більша, ніж узимку та влітку (рис. 37).

На відміну від фаз річного циклу, які змінюють одна одну в строго обов'язковій послідовності (після ранньовесняної фази йде пізньовесняна і т. д.), один вид стежки може формуватися протягом року неодноразово і змінюватись не одним певним видом стежки, а різними. Наприклад, після теплої семіаридної стежки спрощення структури ($5S\downarrow$) можуть іти стежки $5S$, $5A$, $4S\downarrow$ та деякі інші. Проте серед сукупності можливих переходів між стежками виділяються найбільш характерні (часто повторювані). Виявивши такі переходи, можна побудувати сільовий граф змін стежок протягом року, який Н. Л. Беручашвілі (1990) називає *етоциклом геосистеми*. Кожна геосистема характеризується власним типовим етоциклом (рис. 38).

В окремі роки етоцикли, що формуються в геосистемі, можуть відрізнитися від типового, оскільки окремі стежки можуть не виникати (наприклад, нівальні при безсніжних зимах), а також внаслідок «екстравагантних» переходів (наприклад, при раптовому вторгненні під час теплої осені холодних повітряних мас, що зумовлює снігопад, відбувається такий нетиповий перехід, як $4G\downarrow \rightarrow 2N\downarrow\downarrow$).

§ 6.4. БАГАТОРІЧНА ДИНАМІКА. ФЛУКТУАЦІЇ ТА СУКЦЕСІЯ ГЕОСИСТЕМ

Коротка історична довідка. Дослідження найсуттєвіших особливостей багаторічної динаміки геосистем ґрунтується на концепції сукцесії. Її основи започаткував американський еколог Х. Коулс, який у 1898 р., дослідивши послідовність стадій заростання дюн біля оз. Мічіган, сформулював її вихідні положення. До речі, Х. Коулс розглядав сукцесію як завдання досліджень «фізіографічної екології» (ландшафтної — за сучасною термінологією), а не біологічної.

Важливий етап розвитку концепції сукцесії пов'язаний з ім'ям Ф. Клементса. Він вважав, що в межах однієї кліматичної області рослинні угруповання з будь-якої початкової стадії (оголеного піщаного субстрату, багатой солями водойми, поверхні скелі тощо) через ряд послідовних строго визначених змін одного угруповання іншим прийдуть до одного кінцевого стану — клімаксової асоціації. Така концепція дістала назву моноклімаксової. Вона домінувала в екології практично до другої світової війни, хоч переконливі докази щодо її нереальності були представлені значно раніше (Д. Найколс, 1917; А. Тенслі, 1920).

Автором більш реалістичної концепції — поліклімаксової слід вважати А. Тенслі. Як він вважав, у певному регіоні існує не одна єдино можлива клімаксова асоціація, а кілька різних відповідно до місцевих особливостей рельєфу та субстрату (екосистеми заплав мають власний клімакс і в своєму розвитку прямують до нього; для екосистем вапнякових схилів характерний інший клімакс, для плакорів — третій і т. д.). Ще далі розвинув це положення Р. Уіттекер (1953, 1974), який вважав, що будь-яка точка специфічна за своїми едафічними умовами, тому вона має власний клімакс. Таку концепцію він назвав «climax-pattern» (англ. — мозаїка клімаксів).

Розвинуті в надрах екології, концепції сукцесії та клімаксу використовуються і в інших географічних науках, особливо в ґрунтознавстві (П. Дансеро, 1957; Ф. Дюшофур, 1970). Близькі концепції розвинуті в геоморфології (географічні цикли В. Девіса — аналог сукцесії, а поверхня вирівнювання, пенеплен — клімаксу).

У ландшафтознавстві тривалий час дослідження багаторічної динаміки зводилось до аналізу окремих фізико-географічних процесів та пошуків ритмічних змін у ландшафтах. Лише Б. Н. Горюшков у 40-х роках намагався застосувати концепцію клімаксу до аналізу змін ландшафтів Західного Сибіру. Фактично на новий рівень дослідження багаторічної динаміки ландшафтознавство вийшло з працями В. Б. Сочави (1963, 1967, 1974) та А. А. Краук-

ліса (1967, 1969, 1974), які застосували моноклімаксовий варіант концепції сукцесії до аналізу динаміки фацій.

Головні риси багаторічної динаміки. На відміну від добової та сезонної динаміки, багаторічна здійснюється під визначальним впливом не одного якогось зовнішнього фактора, а зумовлена комплексом факторів різної природи — тектонічними рухами, кліматичними осциляціями та циклами різної періодичності, коливаннями рівня ґрунтових вод, віковими змінами деревостанів, змінами положення базисів ерозії тощо. Характерним є значна інтерференція, накладання дії цих факторів, так що відчленувати роль якогось одного з них або прив'язати зміни геосистеми до певного астрономічного циклу (11-, 33-річних та інших) надто складно. Можливо, що в масштабі багаторічної динаміки специфіка змін окремих характеристик геосистеми (їх діахронність, затримка реакції на зовнішні впливи з різними за тривалістю фазами тощо) навмисно спрямована якщо не на повне недопущення, то на пригнічення циклічності. Геосистемі більш «вигідні» зміни, спрямовані у бік поступового зменшення залежності від лімітуючих факторів. Такі зміни врешті приводять до її деякого оптимального стану (клімаксового), в якому вона може найбільш ефективно використовувати ресурси зовнішнього середовища (характерно, що, досягши цього стану, в геосистемі більш чітко починають проявлятися циклічні зміни).

Важливою відмінністю багаторічної динаміки від добової та сезонної є те, що при ній можуть змінюватись як окремі стани геосистеми (ландшафтна флуктуація), так і послідовні та циклічні зміни різних видів геосистем тобто зміни одних геосистем іншими (ландшафтна сукцесія). Такі зміни ще не є еволюційними оскільки вони мають обернений характер і не приводять до формування принципово нових для даного регіону видів геосистем (необхідна ознака еволюції). Ландшафтна сукцесія є проміжною між динамічною та еволюційною формами часових змін геосистем. Вона може як підготовлювати еволюцію, так і утримувати геосистему від еволюційних змін, іти наперекір загальним еволюційним закономірностям (А. А. Краукліс, 1979).

Серед, багаторічних динамічних змін геосистем виділяються їх флуктуації та сукцесія. Основна різниця між ними полягає в тому, що зміни першого типу не спрямовані і проявляються як коливання станів навколо деякого середньорічного, причому тривалість флуктуаційних відхилень незначна (1—3 роки). Натомість сукцесія — довготривала послідовність змін станів геосистеми, орієнтована на досягнення деякого оптимального для даних умов стану (прогресивна, або автохтонна сукцесія) або внаслідок дії деякого зовнішнього фактора може йти в бік, зворотній від оптимуму (ретрогресія, або алохтонна сукцесія). Флуктуації здебільшого проявляються у змінах рослинності геосистем, частково — в

грунтах, а sukcesія супроводжується набагато більшими змінами.

Флуктуації геосистем. Причинами флуктуацій здебільшого є відмінності гідрометеорологічних умов окремих років. У ландшафтах з континентальним кліматом у деякі роки ці умови можуть настільки відхилитися від середньорічної норми, що в цей рік геосистеми знаходяться в кліматичних умовах, властивих більш південним або північним зонам. Такі коливання кліматичних факторів призводять до зміни водного, а з ним — і сольового режимів ґрунту. У степах, для ґрунтів яких властивий непромивний тип водного режиму, в окремі роки цей режим може бути навіть різко промивним, і тоді відбувається активне винесення солей за межі ґрунтового профілю і зони аерації. Коливання **рівня** ґрунтових вод також призводить до порічної мінливості ґрунтових та деяких інших елементарних ландшафтно-екологічних процесів. Із змінами за роками водно-повітряного, температурного та сольового режимів ґрунту та діяльності мікроорганізмів змінюються темпи нагромадження мортмаси, швидкість її мінералізації та синтезу гумусу.

Особливо помітні флуктуаційні зміни в рослинності геосистем. Крім едафічних факторів, вони часто зумовлені особливостями життєвого циклу деяких популяцій. Так, ще в 1825 р. Дюро де ла Маль у результаті 30-річних спостережень однієї луки виявив циклічність років з домінуванням бобових (4 рази на 30 років), на зміну яких наступного року приходили злаки. Встановлена циклічність масового розвитку конюшини (1 раз на 4—5 років) у лучних екосистемах помірного поясу та в багатьох інших типах фітоценозів (Т. А. Работнов, 1984). Особливо суттєво змінюються видовий склад та продуктивність фітоценозів при повторенні кількох років поспіль з екстремальними умовами (посушливих або дошових). У такі роки домінантна роль від одного виду часто переходить до іншого, хоч здебільшого при флуктуаційних змінах цього не відбувається.

Ландшафтна sukcesія. Концепція ландшафтно́ї sukcesії виходить з того, що для певних умов зовнішнього середовища "існує" такий варіант структури геосистеми, при якому вона максимально позбавлена впливу лімітуючих факторів. Така геосистема називається *клімаксовою* для даних умов. Інші геосистеми відрізняються від неї за фактором, що зумовив їх відхилення від клімаксового стану, та за ступенем цього відхилення. Такі геосистеми та їх стани називаються *серійними*.

При послабленні або припиненні дії на геосистему її-лімітуючого-фактора відбувається спрямована зміна геосистем одна одною (або одного стану іншим) у бік меншої залежності від цього фактора аж до клімаксової геосистеми (прогресивна, або автогенна sukcesія). При посиленні дії лімітуючого фактора відбувається послідовна зміна геосистем у зворотному напрямку — від

клімаксової Через серію геосистем з усе більш трансформованими лімітуючим фактором структурами аж до геосистеми, структура якої спрощена фактором максимально можливо (регресивна, або алогенна сукцесія). Геосистеми та їх стани з максимально трансформованими фактором структурами називаються *ініціальними*. Ними, наприклад, є геосистеми оголених піщаних субстратів, поверхонь відслонень гірських порід, арен мінеральних вицвітів солей, перезволожені субстрати тощо. Від цих геосистем беруть початок відповідні сукцесійні ряди, вздовж яких геосистеми закономірно змінюють одна одну у напрямі клімаксу. Зміни вздовж одного сукцесійного ряду зумовлені дією лише одного певного фактора або сукупною дією деякого їх фіксованого набору. Відповідно лімітуючим факторам та їх характерним сталим поєднанням виділяються різні сукцесійні ряди.

Літоморфні ряди. Ініціальними для них є примітивні геосистеми без ґрунтово-рослинного покриву з оголеним кам'янистим субстратом. Залежно від літології останнього виділяються різні серії літоморфного ряду: масивно-скельна серія, вапнякова, жорствяна, щебенева та ін. У процесі прогресивної сукцесії відбувається все більше перекриття субстрату дрібноземом та ґрунтом, внаслідок чого його літологічні особливості на ґрунтоформуючих та фітоценотичних процесах позначаються все менше. Тому на деякій стадії сукцесії різні серії сходяться до одного ряду (рис. 39).

Пейморфні ряди беруть початок з геосистем оголеного сухого піщаного субстрату. *Делювіальні ряди* починаються з суглинкових, глинистих, супіщаних субстратів, що залишаються після змиву ґрунту, утворюються при пролювіально-делювіальній акумуляції матеріалу тощо. *Гідроморфні ряди* беруть початок від перезвожених субстратів із прісними або слабкомінералізованими водами. Залежно від генезису ініціальних геосистем виділяються різні гідроморфні серії ряду: алювіальна (в заплавах), літоральна (узбережжя морів, лиманів), плакорна (верхові болота), мочариста (на схилах в місцях виклинювання ґрунтових вод—мочарах). *Ксероморфні ряди* — вздовж них геосистеми сухих місцеположень змінюються більш зволженими. Ці ряди часто починаються від схилів південної експозиції з ксерофітизованими рослинними угрупованнями. *Галоморфні ряди* — ініціальними для них є геосистеми без ґрунтово-рослинного покриву, в яких на поверхню виходять відклади солей. Залежно від хімізму цих відкладів можна виділяти різні галоморфні ряди — хлоридно-натрієві, сульфатні, карбонатні тощо.

Для кожного з цих рядів лімітуючим є один певний фактор: бідність на поживні елементи для літо-, псамо- та делювіального рядів, надлишок води — для гідроморфного, її нестача — для ксероморфного, надлишок солей—для галоморфного рядів. Гео-

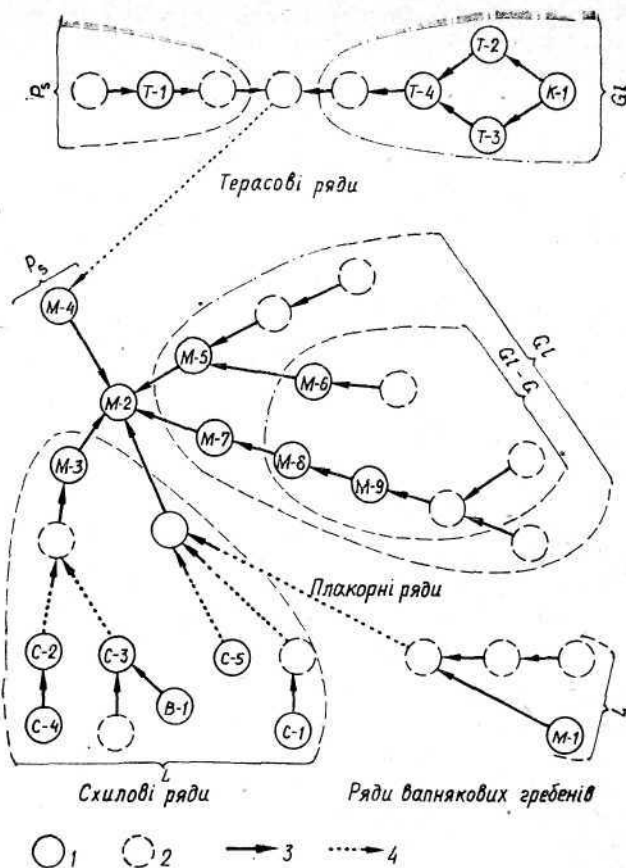


Рис. 39. Схема сукцесії наногеофитів північної частини Керченського півострова:

1 — індекси видів наногеофитів (див. підпис до рис. 18); 2 — види наногеофитів, показаних на фрагменті карти на рис. 18; 3 — сукцесійні переходи; 4 — гіпотетичні еволюційні переходи. Сукцесійні ряди: L — літоморфні; G1 — галоморфні; G1-G — галогідроморфні; Ps — псамморфні

системи, у яких лімітуючими є кілька факторів, змінюються вздовж комплексних сукцесійних рядів. Таким, наприклад, є галогідроморфний ряд, ініціальними позиціями якого є геосистеми з близьким рівнем залягання мінералізованих ґрунтових вод, солі з яких концентруються на поверхні. Сукцесія спрямована на позбавлення геосистемою як її надмірної засоленості, так і зволоженості.

Усі ці ряди є основними, вздовж яких геосистеми при прогресивній сукцесії прямують до клімаксової (див. рис. 39). Від них

можуть відгалужуватися вкорочені другорядні ряди. Вони формуються в тому разі, якщо на фоні дії основного лімітуючого фактора підпорядковану роль починає відігравати деякий інший. Для геосистем України такими факторами часто є солонцюватість ґрунту, його карбонатність, низька кислотність. Відповідно виділяються ряди, які можна назвати алкаломорфними, карбоморфними, ацидоморфними.

Хоч послідовність змін геосистем, зумовлених певним фактором, має назву ряду, насправді упорядкованість геосистем в рядах не має лінійного характеру. На певних стадіях прогресивної сукцесії до однієї геосистеми можуть сходитися декілька лінійних рядів (ландшафтна конвергенція), відходити від неї декілька різних (ландшафтна дивергенція) і можливі, але дуже мало, варіанти переключення сукцесійної динаміки геосистеми з одного ряду на інший (ландшафтна тригерність). Конвергентність та дивергентність сукцесійних рядів пов'язана з різними об'ємами ландшафтно-екологічних ніш геосистем, що змінюються. Коли в ході сукцесії з'являється геосистема з широкою нішею, має місце конвергенція, в іншому випадку — дивергенція. Усі ці особливості (крім тригерності) проілюстровано на схемі сукцесії наногеохор Керченського півострова (див. рис. 39).

У процесі ландшафтно́ї сукцесії від ініціальних станів до клімаксового відбувається ряд закономірних змін вертикальної структури геосистем та їх важливих властивостей. Стосовно екологічних сукцесій Р. Маргалеф (1968) визначив п'ять її загальних закономірностей, Р. Уіткер (1980) — вісім, а Ю. Одум (1986) — 20. Проте, по-перше, деякі з цих закономірностей (як, наприклад, збільшення в ході сукцесії біомаси та видової різноманітності угруповань) далеко не завжди підтверджуються (В. І. Василевич, 1983, Б. М. Міркін, 1985), а по-друге, по відношенню до геосистем не всі з них можуть бути прийнятими. Можна вказати на такі загальні закономірності ландшафтно́ї сукцесії від ініціальних геосистем до клімаксової: зростають диференціація ґрунтового профілю, запаси гумусу в ньому; ґрунт стає менш залежним від ґрунтоутворюючої породи та від ґрунтових вод, а рослинність — від ґрунту; зростає потужність пухких відкладів, літологічний склад яких стає більш важким; мікроклімат все більше визначається геогоризонтною вертикальною структурою геосистеми, ніж рельєфом; водний режим геосистем стає збалансованим, зволоженість змінюється у бік мезоморфного ступеня; круговороти мінеральних елементів стають більш замкненими, внаслідок чого в геосистемі утримується більше біогенних елементів; уповільнюється внутрішньогосистемний обіг речовин, тому накопичується більше мортмаси; трофічна сітка геосистеми стає більш розгалуженою; відношення продуктивності до дихання прямує до 1.

За сукцесійними схемами можна визначити основні закономір-

ності ландшафтної сукцесії, проте вони не дають уявлення про тривалість її окремих стадій та часу, необхідного, щоб геосистема з ініціального стану змінилась на клімаксову. Ці дані орієнтовні. Ю. О. Ісаков та інші дослідники-(1986) наводять такі цифри про тривалість проходження сукцесії рослинних угруповань, від ініціальних стадій до клімаксових: тундрові екосистеми (о-в Шпіцберген) 1000—3500 років, світлохвойна тайга на вулканічній лаві (Камчатка) 800—1200, на галечникових відкладах (Колимське нагір'я) 350—400, темнохвойна тайга рівнинних регіонів (Аляска, Валдайська височина) 120—200, гірських (Швейцарські Альпи) — до 100, діброва на піщаних дюнах (оз. Мічіган) — до 1000, на супіщаних ґрунтах (Підмосков'я) 650—950, степові екосистеми на ледах (Україна) 100—150, лучні екосистеми на терасі (оз. Іссик-Куль) 100—110, субтропічні ліси на лавових відкладах (Японія) 500—700 років.

Тривалість вторинних сукцесій, тобто таких, що починаються після повного зведення рослинності, але із збереженням ґрунту (наприклад, після вирубки, пожеж, на перелозі тощо), значно менша: для екосистем тундри, степу, луків, злакових прерій 20—40, ялинових лісів 120—150, дібров 180—200 років.

Швидкість проходження окремих стадій сукцесії різна. Досить поширена концепція затухання швидкості сукцесії з наближенням до клімаксу (О. Г. Воронов, 1963; К. Кіршоу, 1973; В. І. Василевич, 1983 та ін.). Проте в реальності внаслідок накладання на сукцесійний процес флуктуаційних змін, впливу зовнішніх факторів ця закономірність нерідко порушується. Ландшафтна сукцесія може блокуватися зовнішніми факторами на деяких стадіях і утримуватись на них дуже довгий час. Як приклад такої затримки можна навести геосистеми схилів, сукцесія яких блокується внаслідок постійного змиву новоутвореного ґрунтового дрібнозему та гумусу із стрімких схилів, геосистеми плавнів, де внаслідок виносу течією ріки органіки, що утворюється з відмирання водних рослин, сукцесія на цій стадії й затримується на тривалий час (на кілька сотень років).

Важливим питанням аналізу ландшафтної сукцесії є визначення групи геосистем, які прямують до спільного клімаксу; тобто утворюють одну моноцентричну сукцесійну систему. Фактично, це є питання критерію розмежування динамічних та еволюційних змін геосистеми. Оскільки зміна в часі одного елемента, а тим більше форми рельєфу іншим (наприклад, схилової поверхні рівниною, тераси рівниною тощо), а також зміна однієї геологічної будови іншою мають дуже великі характерні часи і призводять до кардинальної незворотньої перебудови структури геосистеми, то такі зміни мають суто еволюційний характер. Натомість, зміни ґрунтово-рослинного покриву та водного режиму геосистеми при незмінності її рельєфу та геологічної будови займають значно

Менший час і є зворотними. Це дозволяє вважати геосистеми, що розрізняються ґрунтово-рослинним покривом та водним режимом, але однакові за геологічною будовою та рельєфом, такими, що належать до однієї сукцесійної системи. З топографічної точки зору ці системи поділяються на плакорні, схиліві, терасові, заплавні, подово-западинні та ін. При однаковій геологічній будові в межах цих територій геотопи формують сукцесійні ряди, що сходяться до однієї клімаксової геосистеми (див. рис. 39).

Для ландшафтно-сукцесійних рядів плакорних місцеположень клімаксовою є геосистема, яка найбільше відповідає секторно-зональним кліматичним умовам. Таку геосистему, за А. Тенслі (1937), можна назвати кліматичним клімаксом. Критеріями його виділення є глибокий рівень ґрунтових вод, зональна рослинна асоціація, зональний тип ґрунту без ознак оглеєності, солонцюватості, дефльованості, змитості. Оскільки секторно-зональні особливості клімату незмінні в межах однієї макрогеохори, то всі її рівнинні геотопи мають один кліматичний клімакс. У клімаксових геосистемах інших місцеположень зональні особливості клімату проявляються менше, бо тут вони дещо гіпертрофуються місцевими лімітуючими факторами (для терас — більшою зволоженістю, схилів—меншою збагаченістю на елементи живлення, западин — засоленістю тощо). Такі клімакси можна назвати едафічними. У еволюційному плані едафічні клімакси намагаються позбутися гіпертрофованості своєї структури і набути рис кліматичного клімаксу. Рослинні асоціації як більш мобільні, ніж ґрунти та літогенна основа геосистеми, можуть у позаплакорних умовах набути рис клімаксових. Так, діброви, що вважаються за клімаксові асоціації для біому листяних лісів помірного поясу, можуть за декілька сотень років сформуватися навіть на піщаних дюнах (Д. Олсон, 1958). Так само й ґрунти в позаплакорних умовах можуть досягти стадії зонального педоклімаксу (як, наприклад, чорноземи на високих терасах Дніпра). На це, щоправда, піде значно більший час — до кількох тисяч років. П. Дансеро (1957) екосистеми, рослинність яких досягла стадії клімаксової асоціації, а ґрунти — ні, називає квазіоклімаксовими. Цей термін можна застосувати і до едафічних клімаксових геосистем, у яких ґрунтово-рослинний комплекс відповідає кліматичному клімаксу. Квазіоклімаксовими часто є геосистеми терас, похилих схилів.

Дослідження ландшафтної сукцесії важливе як у теоретично-му, так і в суто практичному відношеннях. Ю. Одум (1986) вказує, що лісководи США, користуючись моделями сукцесій, штучно затримують її на бажаних стадіях (власне, на стадії з домінуванням сосни, яка становить більшу промислову цінність, ніж широколистяні породи, що її змінюють). На Україні співробітники Донецького ботанічного саду та Дніпропетровського університету розробили методи рекультивації земель, що ґрунтуються

На штучному прискоренні сукцесій шляхом підсівання в ініціалів ні геосистеми рослин, які в природних умовах з'являються на заключних сукцесійних стадіях.

§ 6.5. ЗАГАЛЬНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ЕВОЛЮЦІЇ ГЕОСИСТЕМ

Загальними закономірностями ландшафтної еволюції є її універсальні риси, властиві всім еволюційним змінам геосистем будь-яких типів та рангів. У біології, яка має багаті традиції еволюційного аналізу, встановлено 25 загальних рис еволюції біосистем різного рівня організації (М. Г. Агеєв, 1985). Еволюційні зміни геосистем ще докладно не досліджені і поки що можна визначити п'ять її загальних закономірностей.

Прогресивність — еволюційні зміни спрямовані на формування нових геосистем, а не на повторення тих, що вже були, і збереження існуючих. Прогресивність еволюції геосистем не слід ротожнювати з їх більшою досконалістю. Це лише процес формування нового, яке взагалі з певної точки зору може бути менш досконалим (наприклад, якщо за критерій досконалості прийняті продуктивність геосистем, то найбільш «прогресивними» виявляться ті, що існували в карбоні, коли продукування біомаси було набагато більшим, ніж зараз).

Незворотність — геосистеми, що існували раніше, в ході еволюції повторитися не можуть. Якщо такі повторення мають місце, то це свідчить про сукцесійний, але не еволюційний характер змін. Цей принцип відомий під назвою «закону Л. Долло», який у 1912 р. дав таке його чітке визначення: «Організм ніколи не повертається точно до стану, який він минув, навіть у тому разі, якщо він опинився в умовах існування, тотожних тим, через які він вже пройшов». Це твердження цілком справедливе і для геосистем.

Поступовість — зміни геосистем еволюційного характеру; вони не раптові, стрибкоподібні, а здійснюються через ряд ступенів (етапів). Таким чином, під поступовістю еволюції розуміється також і її етапність — властивість історії розчленовуватись на окремі самостійні відрізки часу. В палеоландшафтознавстві це питання докладно дослідив М. Ф. Веклич (1990). Він обґрунтував таксономічну схему палеогеографічних етапів, яка має 16 рівнів. Це етапи, різні за тривалістю. Найдовшим є еон (550—590 • 10⁶ років), який складається з етапів меншого порядку—аж до мініетапів-IV, тривалість яких 40—50 років. М. Ф. Веклич вважає, що найменшими етапами, які мають комплексний палеоландшафтний зміст, є мікроетапи-1, тривалість яких в голоцені 500—600 років. На його думку, для кожного з цих мікроетапів харак-

терне інакше розміщення зональних типів ландшафтів і вони специфічні за всіма фізико-географічними умовами. Усього протягом голоцену змінилося 26 мікростапів-1, причому останній — сучасний, триває майже 100 років.

Довготривалість — при еволюції формування нових геосистем займає значний проміжок часу. За М. Ф. Векlichem (1990), він, як мінімум, становить 500—600 років, а згідно з пануючим у ландшафтознавстві та екології уявленням (В. Б. Сочава, 1978; В. О. Ніколаєв, 1979; Р. Уїттекер, 1980; Е. Піанка, 1981), для геосистем хоричного та регіонального рівнів здебільшого займає час у декілька тисяч років. Раптова кардинальна перебудова структури геосистеми внаслідок стихійних процесів (зсуви, виверження вулканів тощо) до еволюції геосистем не відноситься, а розглядається як катастрофічна.

Спадкоємність — кожний новий етап еволюції геосистеми нерозривно пов'язаний з попереднім. При еволюційних змінах новоутворена геосистема не є чимось абсолютно новим. До складу як її вертикальних, так і територіальних структур входять деякі елементи, що практично не змінилися при еволюції. У вертикальній структурі ними можуть бути «реліктові» горизонти ґрунту, види рослин, поховані шари гірських порід тощо. У територіальній структурі багатьох макрогеохор зустрічаються наногеохори та геотопи, що збереглися практично незмінними від минулих еволюційних етапів (за пропозицією Б. Б. Полинова, такі геосистеми називають реліктовими). Загалом при ландшафтній еволюції старе й нове взаємодіють між собою і з них утворюється деякий цілісний сплав—нова геосистема. Найбільш тісна така взаємодія між елементами сусідніх еволюційних етапів. Залежність властивостей геосистеми від більш віддалених етапів еволюції ландшафтознавцями нерідко перебільшується.

§ 6.6. ДИНАМІКА ТА ЕВОЛЮЦІЯ ЛАНДШАФТНИХ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ СТРУКТУР

Основні вияви динаміки та еволюції ЛТС. Територіальна (синонім— хорологічна) ландшафтна динаміка — це зміна в часі конфігураційної впорядкованості ландшафтної територіальної структури. Ця зміна може проявлятися в: зміні місцезоналення ландшафтних меж, що, зокрема, призводить до зміни площі та форми окремих контурів геосистем; появі нових контурів геосистем; зникненні деяких контурів геосистем; зміні ширини та особливостей ландшафтних меж. У результаті цих процесів змінюються хорологічна різноманітність та складність ЛТС, її позиційні особливості. При цьому склад видів геосистем ЛТС залишається незмінним, має місце лише певний перерозподіл площ між видами

геосистем. Загалом зміни ЛТС, при яких лишається незмінним склад видів геосистем та не відбувається перехід домінантної ролі до геосистеми іншого виду, явно динамічні, тобто відбуваються лише в рамках інваріанта даної ЛТС.

Про зміни еволюційної спрямованості свідчать: поява в ЛТС нових видів геосистем, частка яких прогресивно збільшується (наприклад, поява та ріст ярів, яких раніше не було; поява та розширення площі солончаків, які раніше в ЛТС не були представлені; створення нових біоцентрів з «екзотичною» для колишньої біоцентрично-сітьової ЛТС популяційною структурою, тощо); зникнення цілого ряду типологічно близьких видів геосистем (наприклад, зникнення при зниженні рівня ґрунтових вод усіх гідроморфно-елювіальних ландшафтних смуг у парадинамічному районі; зникнення усіх урочищ карстових воронок; усіх біоцентрів певного типу тощо); перехід домінантної ролі від геосистем одного виду до іншого.

Залежно від типу ЛТС її територіальна динаміка та еволюція виявляються специфічно. Найбільш динамічна біоцентрично-сітьова ЛТС, більш консервативні — генетико-морфологічна та басейнова. Трансформація ЛТС одного типу зумовлює і зміни інших типів ландшафтних структур. Наприклад, така зміна басейнової ЛТС, як переймання річкових долин, крім докорінної (еволюційної) зміни власне басейнової структури, зумовлює суттєву зміну й позиційно-динамічної, і парагенетичної, і генетико-морфологічної ЛТС.

Фактори динаміки ЛТС. Динаміка ЛТС, яка фіксується насамперед зміною місцеположення ландшафтних меж, їх появою та зникненням, визначається такими основними факторами: знаком та швидкістю сучасних тектонічних рухів, тенденцією зміни зволоженості району (кількості опадів та рівня ґрунтових вод); антропогенними впливами, особливо площинного характеру (зрошувальні, осушувальні меліорації, інтенсифікація землеробства тощо), просторовою взаємодією між геосистемами, яку можна назвати еволюційно-зумовленою боротьбою за простір. Часова розмірність цих факторів різна. Так, із зрошенням пов'язані більш швидкі зміни ЛТС, ніж з тектонічними рухами.

Сучасні тектонічні рухи додатного знаку зумовлюють такі основні зміни місцеположення ландшафтних меж.

1. Межі, провідним фактором формування яких є різниця в морфології рельєфу, змінюються так: а) бровка схилу зміщується в бік вододілу; б) підосва — до тальвегу; в) межі вздовж ліній перегинів схилу зміщуються до менш стрімкої частини схилу, причому це зміщення тим інтенсивніше, чим більша різниця між стрімкістю ділянок схилу, розділених лінією його перегину; г) межі лощин та балок, вироблених у літологічно однорідній товщі, спрямляються; д) вододілів — викривлюються; е) площі геосистем

конусів виносу та пролювіально-делювіальних шлейфів розширюються; є) геосистеми водозбірних знижень при верхів'ях лощин га ярів набувають ланцетоподібної або витягнутої форми.

2. Межі, зумовлені різним ступенем змитості ґрунтів, зміщуються в бік геосистем з менш змитими ґрунтами, причому чим важчий механічний склад ґрунтів і стрімкіший схил, тим це зміщення інтенсивніше.

3. Межі, зумовлені різницею у зволоженості геосистем, звужуються за рахунок більш гідроморфних геосистем, нерідко їх контури поза межами заплави щезають.

4. Ландшафтні межі, зумовлені лише літологією корінних порід, лишаються сталими. В умовах тектонічних опускань ці тенденції змінюються на протилежні.

Зміни зволоженості регіону в сучасних умовах визначаються не тільки чисто природними факторами (кліматичними осциляціями), а й водними меліораціями. Ці зміни проявляються в зниженні чи підвищенні рівня ґрунтових вод та зміні кількості вологи, що надходять на поверхню ґрунту (за рахунок атмосферних опадів, зрошення). Характер хорологічної ландшафтної динаміки внаслідок цих факторів суттєво залежить від ступеня дренаваності регіону. Збільшення зволоженості добре дренаваних ландшафтів зумовлює скорочення площ геосистем з галоморфними ґрунтами, що пов'язано з посиленням у них промивного режиму. Межі між геосистемами зміщуються від менш до більш галоморфних, причому в геосистемах з легкими ґрунтами та породами зони аерації це зміщення йде швидше. Збільшення зволоженості в посушливих регіонах призводить до зростання фітомаси і, як наслідок, до інтенсифікації гумусоутворення. З цим може бути пов'язане зміщення ландшафтних меж від геосистем з більш гумусованими ґрунтами до менш гумусованих геосистем. Проте цей процес відбувається вкрай сповільнено і може блокуватися багатьма факторами, особливо необґрунтованою системою землеробства.

У ландшафтах з недостатньою дренаваністю, наявність в їх вертикальній структурі горизонтів, збагачених легкорозчинними солями, високою мінералізацією ґрунтових вод, збільшення зволоженості зумовлює підвищення рівня останніх і внаслідок цього зміщення меж галоморфних геосистем у бік геосистем з менш засоленими ґрунтами. В той же час значне збільшення прибуткових статей водного балансу сильнозасолених гідроморфних геосистем призводить до розбавлення мінералізованих ґрунтових вод і зміщення меж солончаків та лучних солонців до центру їх ареалів. Площі геосистем з лучуватими, мочаристими, лучними, болотяними ґрунтами збільшуються, але інтенсивність цього процесу в регіонах достатньої дренаваності сповільнена. При зменшенні зволоженості геосистем ці тенденції мають протилежний напрям.

Антропогенні чинники можуть суттєво трансформувати ЛТС. Характер цієї трансформації залежить від виду антропогенного фактора та ландшафтно-екологічних особливостей регіону. Так, при масовому зрошенні ландшафтів степової зони України практично всюди розширюються ареали геосистем із солонцюватими

грунтами, подекуди — із засоленими. Землеробство тут призводить до зменшення площ геосистем з високогумусними чорноземами, а при значному насиченні сівозмін просяпними культурами — до досить інтенсивного зміщення меж геосистем із слабкозмитими грунтами в бік геосистем з нееродованими грунтами.

Фактор «боротьби за простір». Розглянуті закономірності зміни ЛТС зумовлені зовнішніми факторами. Проте є підстави вважати, що ЛТС притаманні і деякі риси самоорганізації (саморозвитку, самовпорядкування). Одна з таких рис полягає в тому, що геосистеми, краще пристосовані до існуючих умов зовнішнього середовища (тобто таких, що знаходяться в області оптимального своєї ландшафтно-екологічної ніші), здатні захоплювати площу в геосистем, менш стійких у цих умовах (що знаходяться біля меж ніші). Це може призводити до зміщення ландшафтних меж між ними. Такі зміщення можуть бути лише між геосистемами, ландшафтно-екологічні ніші яких перекриваються, причому в зоні цього перекриття різниця між коефіцієнтами пристосованості r геосистем досить суттєва.

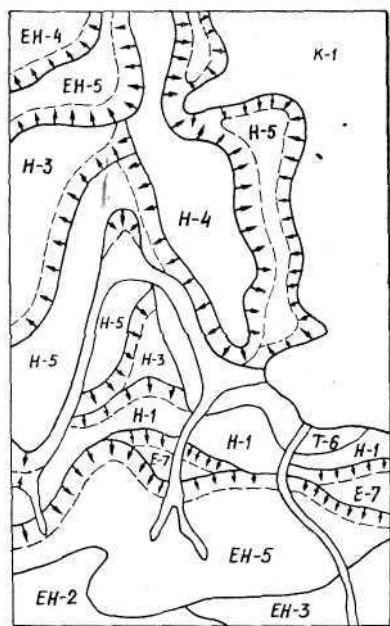


Рис. 40. Динамічні тенденції зміщення меж між ландшафтними смугами (Керченський півострів, фрагмент):

1—сучасні ландшафтні межі; 2—тенденції зміщення положення меж; 3—гіпотетична майбутня ЛТС. Індекси видів ландшафтних смуг — див. підпис до рис. 20

Для виявлення пар геосистем-агресорів (тих, що захоплюють площу) та геосистем-донорів (які віддають її) і кількісної оцінки інтенсивності зміщення межі між ними можна застосувати показник конкурентної переваги. Цей показник запропонував геоботанік Ч. Мак-Джілкрайст для аналізу взаємовідносин двох популяцій, а по відношенню до ЛТС може мати таку інтерпретацію:

$$K_{ij} = 0,5 (S_{ij} - S_{ii} + 0,5 (S_{ji} - S_{jj})),$$

де K_{ij} — показник територіального тиску геосистеми i -го виду на геосистему j -го виду, S_{ii} — середня площа геосистем i -го виду, які не мають спільної межі з геосистемами j -го виду; S_{jj} — те ж для геосистем j -го виду; S_{ij} — середня площа геосистем i -го виду, що межують з геосистемами j -го виду; S_{ji} — те ж для геосистем j -го виду, що межують з i -ми.

При значеннях $K_{ij} > 0$ геосистеми i -го виду захоплюють площу в геосистем j -го виду, тобто межа між ними зміщується в бік ядра останніх. При $K_{ij} < 0$ має місце зворотна тенденція, при $K_{ij} = 0$ геосистеми за площу не конкурують і межі між ними не зміщуються.

Знаючи тенденції змін факторів територіальної ландшафтної динаміки певного регіону, можна встановити напрямок зміщення кожної межі ЛТС та зобразити їх у картографічній формі. На рис. 40 показано таку картосхему для позиційно-динамічної ЛТС.

Глава 7. НАУКОВЕ ВПОРЯДКУВАННЯ ГЕОСИСТЕМ

Геосистем як територіальних ділянок земної поверхні є дуже багато. Так, на рівнинній частині України в межах однієї макроеохори виділяється кілька тисяч наногеохор, у межах басейнів високих порядків — тисячі елементарних та сотні басейнів 2-го порядку. Таке ж число. ПГ-ланок та ПГ-поясів у ПГ-комплексах великих рік, ландшафтних смуг у парадинамічному районі. Внаслідок такої високої хорологічної різноманітності хоричних геосистем, аналіз кожної з них як індивідуального об'єкта з притаманними тільки йому рисами стає практично неможливим. До того ж, такий аналіз позбавляє можливості одержати нові знання, що з'являються при співставленні ступеня та характеру подібності окремих геосистем між собою. На основі цього співставлення окремі геосистеми можуть бути упорядковані в їх однорідні групи (класифікація), ряди (ординація), регіони (районування). Ці три способи наукового упорядкування не суперечать один одному, а знаходяться у відношенні взаємодоповнення (Р. Уїткер, 1973, К. Кіршоу, 1974, Б. М. Міркін, 1985). Для вирішення одних завдань більш доцільною може бути класифікація геосистем, для вирішення інших — їх ординація.

§ 7.1. КЛАСИФІКАЦІЯ

Коротка історична довідка. У ландшафтознавстві класифікаційна проблема почала активно розроблятися з кінця 50-х років. Перші ґрунтовні схеми класифікації ландшафтів запропонували

А. Г. Ісаченко (1959) та М. О. Гвоздецький (1960), а ПТК менших рангів (фацій та урочищ)—К. Г. Раман (1959). У цей же час О. І. Перельман (1960) та М. А. Глазовська (1964) розробили геоімічні принципи класифікації ландшафтів. Домінуючою установкою ландшафтознавців при вирішенні класифікаційної проблеми була обов'язкова генетичність класифікації ПТК. Лише класифікація за генетичними ознаками вважалась за наукову і корисною для практики.

Для розробки питань класифікації в ландшафтознавстві етапною слід визнати працю Д. Л. Арманда (1964), в якій він звернув увагу на невідповідність існуючих класифікацій правилам логіки, визначив ці правила та впорядкував термінологію. У подальшому при обгрунтуванні переважно таксономічних схем класифікації ПТК ландшафтознавці переважно виходили з цих правил (В. О. Ніколаєв, 1979; Є. Парисек, 1982 та ін.).

З кінця 70-х років при класифікації ПТК почали активно застосовувати математичні методи. Важливі праці в цьому плані виконали географи Казанського університету (А. М. Трофімов) та Польщі (З. Хойніцкі, Т. Чиж).

У циклі екологічних наук проблемі класифікації найбільшу увагу приділяє фітоценологія. У її рамках розроблено суттєво різні підходи до класифікації рослинних угруповань (фізіономічні, домінантні, флористичні, екологічні класифікації), широко використовуються математичні методи (Д. Гудол, 1953; Б. М. Міркін, Г. С. Розенберг, 1978 та ін.). Деякі з цих підходів застосовуються і поза фітоценологією, зокрема в ґрунтознавстві (О. Г. Чертов, 1981). Можливо, вони можуть бути основою нових підходів до класифікації геосистем топічного та хоричного рівнів, особливо для регіонів, де континуальний характер змін та клінальні геотопи переважають над дискретністю.

Логічні правила та критерії природності класифікацій. Класифікація геосистем полягає в їх упорядкуванні в супідрядну (здебільшого ієрархічну) систему таксонів, кожний з яких виділяється як група геосистем, однакових за певним критерієм (основою ділення). Класифікація може бути виконана дедуктивно (поділ усієї множини геосистем на менші за об'ємом таксони) та індуктивно (об'єднання індивідуальних геосистем у більші таксони). На практиці часто обидва ці способи комбінують.

Результат класифікації залежить від логічних правил, за якими геосистеми упорядковуються в групи (таксони). Традиційні класифікації ґрунтуються на трьох правилах логіки (правилах поділу понять): об'єм членів класифікації має бути рівним об'єму поняття, що класифікується; один член класифікації може належати тільки до одного таксону певного рівня (тобто жодну з геосистем не можна віднести одночасно до двох різних груп); кожний таксон виділяється за однією основою ділення (за одним кри-

терієм). До цих обов'язкових правил як бажане додається четверте — в класифікації не слід пропускати логічних ступенів.

При класифікації таких складних об'єктів, як гео-, екосистеми, рослинні угруповання, безумовне виконання цих досить жорстких умов пов'язане з труднощами, оскільки «загнати» реальну різноманітність природних систем у жорстку схему практично неможливо. На цій підставі Р. Уїттекер (1973) будь-яку класифікацію вважає штучною, а Б. М. Міркін (1985) схильний до того, що природність класифікації взагалі недосяжна, хоч до неї можна наблизитись. С. В. Мейер та Ю. А. Шрейдер (1976) називають три умови, яким повинна відповідати природна класифікація: об'єктивність (критерії виділення таксонів слід сформулювати так, щоб, дотримуючись їх, будь-який дослідник одержав один і той самий результат); надійність (можливість визначення класифікаційної належності геосистеми за відсутності деякої частини ознак, які її характеризують); прогностична сила (можливість за класифікаційною схемою передбачити геосистеми, які можуть бути в певному регіоні).

Обгрунтована класифікація, звісно, має відповідати цим умовам, проте весь зміст поняття природності класифікаційних побудов лише до них не зводиться. Геоботаніки В. Д. Александрова (1966) та В. І. Василевич (1965) вважають, що досягти природності класифікації можна за умови, коли врахувати максимально можливе число ознак рослинних угруповань. Проте ця перспектива для геосистем навряд чи досяжна, оскільки вони описуються надто великою кількістю характеристик, знаходяться між собою в різних відношеннях і врахувати їх усіх в рамках однієї класифікації практично неможливо. Зважаючи на це, Д. Л. Арманд (1974) наполягав на тому, що класифікацію геосистем доцільно розробляти лише для певної мети дослідження, інакше це неминуче призводить до невизначеності, штучності.

Базові та прикладні класифікації. Для геосистем характерна багатовимірність, тому різні їх класифікації слід будувати відповідно до мети дослідження. Чим вужча, конкретніша ця мета, тим природнішою буде класифікація. Однак це не виключає класифікації геосистем безвідносно деякого завдання. Таку класифікацію геосистем А. Г. Ісаченко (1980) називає базовою, на відміну від прикладних — орієнтованих на вирішення конкретного практичного або наукового завдання. Базова класифікація може бути тільки одна, а прикладних багато. Нам здається, що можна вести мову про ієрархію базових класифікацій. Відповідно до деякого досить широкого набору завдань можна створити свою базову класифікацію (для агроландшафтних потреб взагалі, меліоративних, містобудування тощо). На основі цих базових класифікацій можна створити прикладні класифікації для вирішення вужчих наукових або практичних завдань. Так, на основі базової агро-

Таблиця 17. Критерії і таксони класифікації геосистем генетико-морфологічної

Назва таксону при класифікації геохор			Класифікаційна ознака	Ознака класифікації (основа ділення)
нано-	мікро-	мезо-		
		Система	Надходження тепла	Значення радіаційного балансу або сума активних температур
		Підсистема	Опади	Сума опадів або коефіцієнт зволоження
		Розряд	Кліматична секторність	Ступінь континентальності клімату
	Тип	Тип	Тип рослинності	Класи рослинних формацій
	Клас	Клас	Висотне місцезоположення	Енергія рельєфу (висота відносно базису ерозії)
		Підклас	Характер поєднання форм	Густота ерозійного розчленування, загальний нахил місцевості, ступінь розвитку западин і т. п.
Група	Група		Форма рельєфу	Позитивні та негативні відносно площини горизонту окремі геометричні форми
Підгрупа	Підгрупа		Елемент форми	Площини, що складають форму рельєфу
Клас	Клас		Водно-міграційний режим	Співвідношення атмосферного, ґрунтового, делювіального і заплавного зволоження
		Рід	Породи геологічного фундаменту	Породи, які є субстратом формування сучасного рельєфу
Рід	Рід	Підрід	Ґрунтоутворюючі породи	Механічний склад з урахуванням потужності, генезису, засоленості ґрунтів
Формація	Формація		Екологічний фактор: зволоженість (гідротоп)	Співвідношення гігро-мезо- і ксеротопних видів
				Ступінь оглеєності ґрунтів

ЛТС для потреб землеробства

Приклад	Напрямок упорядкування
Холодні, помірно холодні, помірно теплі, теплі та ін. Гумідні, субгумідні, субаридні та ін. Морські, помірно континентальні, континентальні, різко континентальні Хвойні лісові, широколистяні лісові, лісостепові, степові, лучні, болотяні та ін.	Від холодних до жарких Від гумідних до аридних Від менш до більш континентальних Для зональних типів: від «північних» до «південних» Для інтразональних: від менш до більш вологих Від більш до менш високих
Підвищені, середньовисотні, низовинні, низинні Слабо-, середньо-, сильнорозчленовані Дрібнопагорбкваті Дрібнозападинні Похилені рівнини тощо	Від менш до більш розчленованих Від плоских до западинних рівнин Від позитивних до негативних
Балка, яр, пагорб, западина, увал тощо	
Схил яру, днище балки, вершина пагорба, поверхня тераса та ін. Елювіальні, трансеюліальні, гідроморфно-елювіальні, гідроморфні та ін. Лесові, на вапняковій основі, на кристалічній основі та ін. Піщані флювіогляціальні, лесово-суглинкові та ін.	Від більш до менш підвищених Від елювіальних до гідроморфних Від більш давніх до більш молодих Від легкого до важкого механічного складу Від сухих до вологих
Ксеротопні, субксеротопні, субгіротопні гіротопні, гідротопні та ін.	

екологічної класифікації (її створено для вирішення комплексу завдань, пов'язаних з ландшафтно-екологічним обґрунтуванням сільськогосподарства) розробляються конкретніші класифікації, наприклад, для обґрунтування контурно-меліоративного землевпорядкування, підбору культур та структури сівозміни, обґрунтування агротехнічних заходів, норм внесення добрив тощо. До того ж для геосистем різних типів ЛТС потрібні власні підходи в класифікації. У табл. 17 та 18 як приклади наведено таксономічні схеми класифікації геосистем генетикоморфологічної та позиційно-динамічної ЛТС, які можна вважати базовими для комплексу завдань ландшафтно-екологічного обґрунтування землеробства.

Основні методичні положення, на основі яких розроблені дані класифікації:

- 1) для геосистем різних типів ЛТС склад ознак, за якими виділяються таксони (основи ділення), та черговість їх врахування різні;
- 2) основами ділення приймаються лише такі ознаки геосистем та критерії їх співставлення, які в найбільшому ступені визначають умови зростання, продуктивність, лімітуючі фактори культурних рослин та агрогеосистем в цілому; можливий при землеробстві розви-

Назва таксону при класифікації геоохор			Класифікаційна ознака	Ознака класифікації (основа ділення)
нано-	мікро-	мезо-		
Субфор- мація	Субфор- мація		Екологічний фактор: ба- гатство місце- зростання (трофотоп)	Вміст гумусу, потуж- ність гумусових гори- зонтів, запаси пожив- них речовин, засоле- ність, кислотність ґрунту
Вид	Вид	Вид	Ґрунти і по- тенційна рос- линність	Для наногеохор: ґрун- това відміна, вид рос- линної асоціації Для мікрогеохор: вид ґрунту, група асоціацій Для мезогеохор: домі- нантичний підтип ґрунту, рослинних формацій
Варіант	Варіант		Сучасна рос- линність, ха- рактер вико- ристання	

ток деструктивних природних процесів, ландшафтні особливості, які зумовлюють землевпорядкування тощо; 3) послідовність врахування ознак, за якими виділяють таксони, визначається ступенем їх незалежності від решти класифікаційних ознак. На початкових етапах дедуктивної класифікації (тобто при класифікації «зверху») враховуються ознаки, що характеризують зовнішні фактори динаміки геосистем (надходження тепла та опадів як основні фактори-ресурси та місцезоположення — як незалежний від геосистеми фактор-регулятор), на кінцевих — ознаки, які вляють собою складні функції від факторів, врахованих на попередніх етапах класифікації (багатство едафотопу та місцеві екологічні режими); 4) ряд ознак, які послідовно враховуються при класифікації, — єдиний, проте при класифікації геосистем певного рангу деякі з цих ознак можна не враховувати як малоінформативні.

§ 7.2. ОРДИНАЦІЯ

Коротка історична довідка. Ординацію, тобто упорядкування об'єктів уздовж деякого ряду так, що найбільш подібні за певним критерієм об'єкти займають сусідні позиції, першим застосував Л. Г. Раменський (1910, 1925). Розроблений ним метод дістав назву рядової координатії. Він полягає в упорядкуванні всіх видів рослин певної території вздовж ряду, що відповідає конкретному екологічному фактору (зволоженню, багатству ґрунту тощо). Крайні положення цього ряду займають види, що зростають в

Приклад	Напрямок упорядкування
Евтрофні, субевтрофні, мезотрофні, оліготрофні	Від багатих до бідних
	Від більш до менш продуктивних
Орні Пасовищні третьої стадії пасквальної дегресії Під вторинним сосняком	Від менш до більш антропоізованих

екстремальних по цьому фактору умовах (наприклад, у найбільш сухих та найбільш зволжених). Решта видів досить складними розрахунками упорядковуються між цими двома. Таких ординаційних рядів для певного регіону можна побудувати кілька. Л. Г. Раменський та його учні в Росії виділяли шість таких рядів (зволження, багатство ґрунту, змінності зволоження, алювіальності, пасовищної дигресії та абсолютної висоти). У післявоєнний час Х. Еленберг побудував ряди ординації для 1600 видів середньоевропейської флори по 15 факторах (рядах).

Аналогічні дослідження виконано в ФРН, Швейцарії, Угорщині, Чехословаччині та інших європейських країнах, але за меншим числом рядів.

Р. Уіттекер, досліджуючи в 50-ті роки просторові зміни видів рослин та екосистем вздовж певного градієнта середовища (висотного, зволоження, багатства), розробив методи градієнтного екологічного аналізу. Послідовність змін екосистем вздовж градієнта він називав еокліном, а рослинних угруповань — ценокліном. У цей же час подібні дослідження виконав Дж. Кертіс у горах штату Вісконсін. Він та його колеги розробили метод полярної, або вісконсінської, ординації. Від прямої ординації він відрізняється тим, що угруповання упорядковуються не за одним прямим екологічним фактором у відповідний йому ряд, а в Деякий багатомірний простір, осями якого є екологічні фактори або осі максимальної варіації рослинних угруповань (крайні положення займають найбільш несхожі між собою асоціації, а не ті, що знаходяться в крайніх умовах існування).

Упорядкування екосистем одночасно не за одним фактором, а за кількома (багатомірна ординація) запропонував український геоботанік П. С. Погребняк ще в довоєнні роки. Для цього він розробив матрицю, рядками якої є градації зволоження (гідротопи), а стовпцями — багатства місцезростання (трофотопи). Цю матрицю широко використовували ландшафтознавці, особливо солнцевської школи.

У рамках вчення про геосистеми методи ординації впровадив

**Таблиця 18. Критерії і таксони класифікації геосистем позиційно-динамічної
ЛТС для потреб землеробства**

[Назва таксону при класифікації]		Ознака класифікації (основа ділення)	Приклад	Напрямок упорядкування
ландшафт- них смуг	ландшафт- них ярусів			
Клас	Клас	Тип водно-міграцій- ного режиму	Елювіальні, транс- елювіальні, елюві- ально-гідроморфні, гідроморфні, транс- гідроморфні, амфі- біальні	Від елювіаль- них до гідро- морфних
	Підклас	Висотне місцеполо- ження (перевищен- ня над місцевим базисом денудації)	Височинні, відносно підвищені, серед- ньовисотні, низовин- ні, низинні	Від більш до менш підви- щених
Тип	Тип	Морфологія рельєфу (тип поверхні по від- ношенню до його каркасних ліній)	Вододільно-рівнин- ні, схиллові, терасові, заплавно-дельтові та ін.	Від вододіль- них до заплав- них
Підтип		Частина елемента рельєфу	Верхньо-, середньо-, нижньосхиллові, за- плавно-прируслові та ін.	Від вище- до нижчерозта- шованих
Група	Група	Домінуючий фізи- ко-географічний процес	Водноерозійні, віт- роерозійні, галоди- намічні, алювіально- проточні	Від вітроеро- зійних до алю- віальних процесів
Під- група		Інтенсивність фізи- ко-географічного процесу	Слабо-, середньо-, сильноінтенсивні	Від слабо- до сильноін- тенсивних
	Розряд	Рисунок векторів горизонтальних ди- намічних зв'язків	Відцентрові, ізо- векторні, доцентрові	Відцентрові — ізовекторні — доцентрові
Вид	Вид	Структура ґрунто- вого покриву	Вказується процент- не співвідношення видів ґрунтів, роз- винутих у геосисте- мі	Від більш до менш відпо- відних зональ- ним ґрунтам
Варіант	Варіант	Ґрунтозахисна здатність актуаль- ної рослинності	Залісені, залужені, орні	Від менш до більш ерозійно небезпечних

А. А. Краукліс (1969, 1979). Він запропонував концепцію факторально-динамічних рядів, уздовж яких фації упорядковувалися в ряд за ступенем змінності певним комплексним фізико-географічним фактором. Ординацію фацій південної тайги А. А. Краукліс проводив по шести осях, або факторах: літоморфному, гідроморфному, кріоморфному (комплексному фактору зниження теплозабезпеченості внаслідок застоювання холодного повітря, прояву мерзлоти ґрунтів тощо), субстагнозному (застоювання речовини),

псамоморфному та ксероморфному. Усі факторально-динамічні ряди сходяться до корінної фації, тому їх схема нагадує сукцесійну моноклімаксову.

Останнім часом для ординації еко- та геосистем розроблено математичні методи (Б. М. Міркін, Г. С Розенберг, 1978; А. А. Краукліс, 1979).

Основні види ординації геосистем. Виділяється кілька основних видів ординації: 1) *пряма* — геосистеми упорядковуються в ряди, що відповідають конкретним факторам їх динаміки; 2) *непряма* — упорядкування геосистем уздовж ряду здійснюється за ступенем подібності їх реакції на вплив комплексу зовнішніх факторів; отримані ряди інтерпретуються як синтетичні, внесок у які кожного прямого фактора можна визначити (зокрема, за допомогою факторного аналізу); 3) *одновимірна ординація* — геосистеми упорядковуються в один ряд (за одним прямим фактором або за одним непрямым комплексним); 4) *багатовимірна* — геосистеми ординуються в кілька рядів, пов'язаних між собою в певну систему (як осі дво- або більш вимірного простору). Останній вид ординації іноді називають координацією, що з формальної точки зору більш виправдано.

Пряма ординація геосистем серед інших її видів має перевагу в легкості та однозначності інтерпретації отриманих рядів — геосистеми, що займають одну позицію ряду, однакові за силою дії на них цього фактора та за змінністю своїх структур; геосистеми, що знаходяться поруч, мало розрізняються за цими ознаками; крайні положення ряду займають геосистеми, що перебувають під екстремальною для даного регіону дією фактора.

Фактори, ординація вздовж яких найбільш інформативна для геотопів та геосистем хоричного рівня: зволоженість (їй відповідає гідроморфний ряд ординації), природна забезпеченість поживними елементами (трофоморфний ряд), засоленість (галоморфний ряд), ураженість ерозійними та іншими екзогенними процесами, що призводять до зменшення потужності ґрунту та пухких порід (літоморфний ряд). Для регіонів, контрастних за кислотністю ґрунтів (наприклад Полісся), геосистеми можна ординувати в ацидоморфний ряд, а для зони тундри і тайги — в кріоморфний. При ординації геосистем регіонального рангу, а також мезогеохор важливо враховувати фактор теплозабезпеченості (термоморфний ряд) і континентальності клімату (омброморфний ряд).

На рис. 41 як приклад прямої ординації геосистем наведені гідроморфний та галоморфний ряди наногехор північної частини Керченського півострова. Ці ж ряди, обрані як осі двовимірного простору прямих екологічних факторів, можуть слугувати для ординації геосистем у площині цих двох факторів одночасно (рис. 41, в). Координатами геосистем у цій двовимірній площині прийняті їх позиції на відповідних одномірних осях (гідроморфному

та галоморфному рядах). Складніший метод багатовимірної ординації геосистем можна розробити шляхом модифікації техніки вісконсінської ординації Брея—Кертиса або за допомогою факторного аналізу (Б. М. Міркін, 1985). Однак інтерпретація отриманих рядів (особливо за «вісконсінською» методикою) може виявитись неоднозначною.

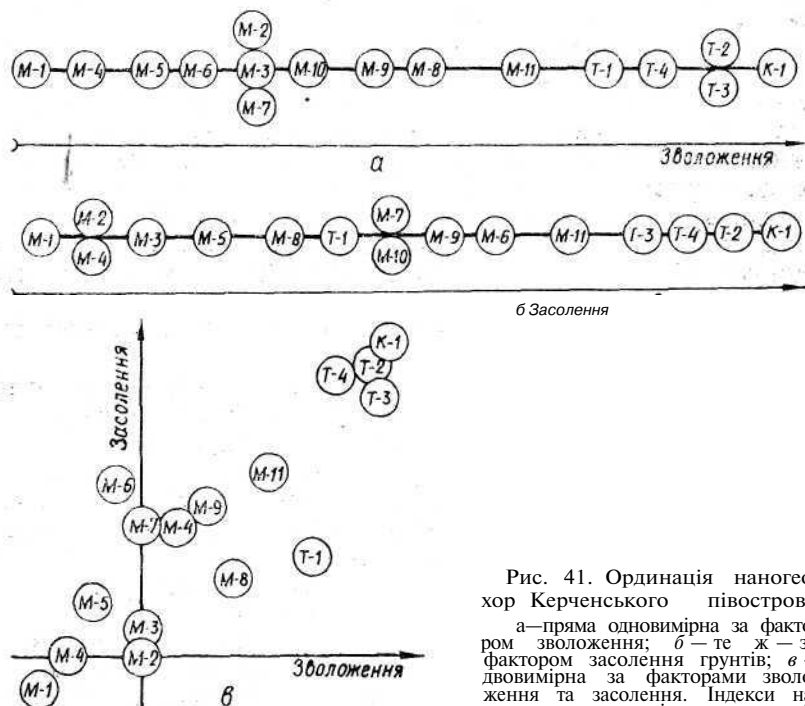


Рис. 41. Ординація наногеохор Керченського півострова:
а—пряма одновимірна за фактором зволоження; б—те ж—за фактором засолення ґрунтів; в—двовимірна за факторами зволоження та засолення. Індеси наногеохор — див. підпис до рис. 18

Багатовимірною слід вважати ординацію за факторально-динамічними рядами А. А. Краукліса (1969, 1979). Отримані ряди, підпорядковані одному центру (корінній геосистемі), виявляються досить близькими до моноцентричних схем ландшафтної сукцесії, завдяки чому їх можна інтерпретувати також у динамічному відношенні.

§ 7.3. РАЙОНУВАННЯ

Районуванням є упорядкування просторово-суміжних геосистем, подібних за встановленими критеріями, в індивідуальні територіальні одиниці різних рангів — регіони. Кожний регіон є ланкою ієрархічної системи, входячи до складу регіонів вищих рангів.

гів. Регіоном найвищого рангу можна вважати планету в цілому, нижчого — територію одного геотопу.

Районування — проблема, яка поки що являє собою цілину для ландшафтно-екології. Теорій та методів районування в межах екології поки що не розроблено. Вона користується, та й то при вирішенні обмеженого кола завдань, схемами районування, запропонованими в біогеографії та геоботаніці. У фізичній же географії багатий досвід розробки цієї проблеми: обґрунтовано основні теоретичні принципи і методи комплексного (ландшафтного), галузевого (грунтового, геоморфологічного тощо), прикладного (агроландшафтного, природно-рекреаційного тощо) районування, складено багато різних варіантів схем районування світу, континентів, окремих країн та регіонів.

Принципи та методи фізико-географічного районування розроблено в 60—70-ті роки і з того часу вони зазнали малосуттєвих змін. Складені різними авторами схеми районування мало розрізняються в контурній основі. Відмінності полягають лише в наданні певному регіону різного таксономічного значення (в одних схемах фізико-географічна країна вважається регіоном, рангом, Вищим за зону, в інших — навпаки, в третіх, так званих дворядних, — цим одиницям надається один ранг). Певна інваріантність теоретико-методичних засад та схем районування дала підстави деяким географам вважати, що в розвитку проблеми районування у фізичній географії спостерігається застиглість. Проте це може свідчити і про досить високий рівень її досягнутої розробки. В усякому разі ландшафтна екологія в обґрунтуванні ландшафтно-екологічного районування має широко використовувати досвід комплексної фізичної географії.

Вищі одиниці фізико-географічного районування (пояс, зона, країна, провінція) можна прийняти за одиниці ландшафтно-екологічного районування, оскільки критерії їх виділення мають як ландшафтний, так і екологічний зміст (М. О. Гвоздецький, 1979, П. Г. Шищенко, 1988, А. Г. Ісаченко, 1990). Єдиний виняток — фізико-географічна країна. Хоч ландшафтознавці називають кілька критеріїв, які слід враховувати при її виділенні, усі вони підпорядковуються лише одному — єдності країни в геоструктурному відношенні (її відповідності платформі чи геосинклінальній області певного віку). При аналізі генетичної єдності ландшафтів цей критерій дійсно має велике значення. Але при вирішенні інших питань, особливо пов'язаних з надходженням сонячної енергії, опадів, круговоротом мінеральних речовин, продуктивності геосистем, він є другорядним, а то й зовсім не визначає цих важливих ландшафтно-екологічних рис геосистем.

Значення секторно-зональних факторів ландшафтно-диференціації тут значно більше. Фізико-географічні сектори (системи ландшафтно-зональності) часто збігаються з великими орогра-

фічнимий одиницями та геологічними структурами високих порядків. Враховуючи це, саме фізико-географічні сектори, а не країни слід вважати цілісними в ландшафтно-екологічному відношенні регіонами, на які поділяються природні пояси в межах континенту. До цієї одиниці, яка в більшості таксономічних схем фізико-географічного районування не знаходить місця, найбільш підходить назва субконтиненту (В. Б. Сочава (1978) та А. Г. Ісаченко (1990) цим терміном позначають більший регіон, але чітких критеріїв його виділення не наводять).

Субконтинент займає специфічне місце в системі континентально-океанічної циркуляції повітряних мас, відзначається характерною сезонною ритмічністю та спектром ландшафтних зон (біомів, за екологічною термінологією) на рівнинах та висотних поясах у горах. Він може відповідати декільком фізико-географічним країнам, оскільки умова геоструктурної однорідності в число критеріїв його виділення безпосередньо не входить. П. Г. Шищенко (1988) на території СНД виділяє вісім систем зональності (субконтинентів—за нашою термінологією): арктичну центрально-європейську помірно-континентальну, західносибірську, континентальну, східносибірську екстраконтинентальну, далекосхідну притихоокеанічну, середземноморську субтропічну, передньоазійську континентальну субтропічно-аридну, середньоазійську внутрішньоконтинентальну аридну, даурсько-монгольську внутрішньоконтинентальну.

Субконтиненти поділяються на ландшафтні зони, в межах яких за ступенем континентальності клімату, а в деяких випадках (наприклад, при виділенні Полісся як окремого регіону) також і за особливостями розвитку території та літології покривних відкладів, виділяються провінції. За таксономічною схемою фізико-географічного районування провінції поділяються на області. Ці одиниці за прийнятими критеріями подібні до макрогеохори (див. § 4.4). Тому окремий контур макрогеохори розглядається як одиниця ландшафтно-екологічного районування — ландшафтно-екологічна область, а індивідуальні мезогеохори — як ландшафтно-екологічні райони. За розмірами останні менші, ніж райони в фізико-географічному районуванні.

Виділення таксономічних одиниць ландшафтно-екологічного районування за критеріями, на основі яких вичленовуються макрота мезогеохори, виправдано тим, що окремі контури геохор цих рівнів відзначаються багатьма індивідуальними рисами. Ступінь їх індивідуальності значно вищий, ніж мікро- та наногеохор, контури яких, що належать до одного класифікаційного підрозділу (виду), практично не різняться між собою.

Ландшафтно-екологічні райони доцільно поділяти на менші індивідуальні одиниці — мікрорайони. Критерії їх виділення поки що сформульовані розпливчasto. Досвід «грунтово-екологічного

мікрорайонування» Молдови (Урсу, 1976), а також наших праць із складання ландшафтно-екологічної карти України показав, що такі індивідуально специфічні та більш цілісні, ніж район, територіальні одиниці досить чітко виділяються в кожному з них, проте критерії їх виділення у різних районах неоднакові. На степових рівнинах ними є особливості генетико-морфологічної ЛТС, зокрема процентна участь у ній западин; у лісостепових районах на перший план виступають лісистість території (як окремі мікрорайони виділяються великі лісові масиви та їх частини), ступінь ерозійного розчленування та особливості парагенетичної ЛТС (як мікрорайони часто виділяються окремі яружно-балкові системи); у Поліссі в мікрорайони часто виділяються болотяні масиви тощо.

Таким чином, за перше наближення можна прийняти такий таксономічний ряд одиниць ландшафтно-екологічного районування: континент — пояс — субконтинент — зона (біом)—провінція— область — район — мікрорайон. Причому вищі одиниці районування (до провінції включно) виділяються за критеріями фізико-географічного районування, а нижчі — за ландшафтно-екологічними.

При дослідженні горизонтальних динамічних потоків певної території доцільне її позиційно-динамічне районування. Його таксонами є: парадинамічний район — парадинамічний підрайон — ландшафтний ярус — басейновий сектор (для схилових ярусів) або парагенетичний сектор (для заплавних та терасових ярусів). Перші три одиниці відокремлюються за критеріями виділення одиниць позиційно-динамічної ЛТС. На рівні ландшафтного ярусу відбувається біфуркація критеріїв виділення таксонів нижчого рангу — схилів ландшафтні яруси поділяються на басейнові сектори, а заплавно-терасові — на парагенетичні. Басейновий сектор виділяється як водозбірна площа, яка підпорядкована водотоку вище від місця перетину його тальвегу нижньою межею ландшафтного ярусу, а парагенетичний — згідно критеріям виділення ПГ-сектора (див. § 4.6).

Глава 8 СОЦІАЛЬНО-ЕКОНОМІЧНІ ФУНКЦІЇ ГЕОСИСТЕМ ТА АНТРОПОГЕННІ НАВАНТАЖЕННЯ

§ 8.1. СОЦІАЛЬНІ ФУНКЦІЇ ГЕОСИСТЕМ

Більшість потреб суспільства забезпечується за рахунок природи, і хоч геосистеми як природні утворення зовсім не призначені «обслуговувати» суспільство, вони здатні виконувати деякі

функції для задоволення його потреб. На цій підставі в ландшафтознавство (О. А. Мінц, В. С. Преображенський, 1970; П. Кавалюскас, 1975; А. Басалікас, 1977), екологію (П. Еліаш, 1983) та геоекологію (Е. Німанн, 1977) введено поняття функції ландшафту (екосистеми, геосистеми). Під нею розуміють суспільно важливу мету, якої суспільство досягає за рахунок геосистеми або за її участю (В. С. Преображенський та ін., 1988).

Суспільство і окрема людина накладають на природні геосистеми бажані вимоги і саме під цими вимогами розуміються функції, які геосистеми мають виконувати. З розвитком суспільства ці вимоги розширюються, і відповідно зростає число функцій геосистеми. У такому розумінні функція геосистеми — поняття більш антропічне, ніж природне, на відміну від її потенціалу, який визначається природними особливостями геосистеми.

Запропоновано кілька варіантів типології функцій природних систем. Е. Німанн (1977) розрізняє чотири групи функцій: виробничі (задовольняють промислове та сільськогосподарське виробництва енергетичними та речовинними ресурсами); антропоєкологічні (зумовлюють здоров'я людини); етичні та естетичні; «ландескультурні» (не досить чітко визначена група функцій, що включає вилучення відходів, самоочищення геосистем і т. п.). Ван-Дер-Маарель (1977) також виділив чотири типи функцій: постачання речовиною та енергією; просторову (як арену для різних видів суспільної діяльності); інформаційну; регуляторну. В. С. Преображенський (1980) виділив такі функції ландшафту: ресурсно-відновлювальну; середовище-відновлювальну (відновлення умов природного середовища, порушеного антропогенними факторами); ресурсозберігаючу або ресурсовмісну (зберігання ресурсів, зокрема генофонду рослин і тварин); інформаційну (надання матеріалу для наукових досліджень, виховання тощо); естетичну; функцію простору для господарської діяльності.

Від функції, яку виконує геосистема, суттєво залежать її структурні особливості та динамічні тенденції. Так, генетично далекі геосистеми, що виконують однакову функцію (наприклад аграрну), за набутими при цьому властивостями стають значно більш подібними, ніж геосистеми одного виду, але різного функціонального використання. Виконання геосистемами деяких функцій, таких, наприклад, як урбаністична, практично повністю нівелює їх первинні природні відмінності. Звідси зрозуміла увага, яку надають ландшафтознавці та геоекологи класифікації геосистем за виконуваними функціями. Вона може ґрунтуватися на типології угідь, як це прийнято в США, де виділяється 1200 категорій використання земель (Р. Андерсон, 1977). Проте більш виправданий підхід до класифікації, що виходить власне з функцій геосистеми. Базуючись на цьому, В. І. Тимчинський та П. Г. Шищенко (1981) запропонували функціональну типологію ландшафтів (гео-

систем), у якій за основними функціями геосистем виділено 12 їх функціональних типів: заповідні, мисливсько-промислові, лісогосподарські, рекреаційні, лучно-пасовищні, землеробські, водогосподарські, селитебні (населених пунктів), шляхово-транспортні, промислові, гірсько-промислові, не використовувані.

Геосистеми можуть виконувати кілька функцій. У цьому разі виділяються проміжні типи, наприклад, заповідно-рекреаційні (геосистеми національних парків). Функціональні типи геосистем поділяються на підтипи, наприклад, лісогосподарські — на: експлуатаційні, захисні, резервні тощо. Для деяких підтипів виділяються функціональні види геосистем, наприклад, для захисного лісогосподарського: ґрунтозахисні, водозахисні, санітарні тощо.

§ 8.2. ПРИРОДНІ ПОТЕНЦІАЛИ ГЕОСИСТЕМИ ТА ЇХ ОЦІНКА

Функції, які в структурі усталеного природокористування має виконувати геосистема, можуть (і часто так є) входити в суперечність з її природними властивостями. Це пов'язано з тим, що по відношенню до кожної функції геосистема характеризується певним природним потенціалом — здатністю виконувати цю функцію, зберігаючи при цьому свою структуру та природні особливості.

Концепцію природного потенціалу ландшафту (нім.— *Natur-raumpotential*) розробили німецькі (Х. Бобек, Й. Шмітхюзен, 1948; Е. Неєф, 1966, 1973; Г. Хаазе, 1976, 1978 та ін.), а також чеські геоєкологи (Е. Мазур, Я. Дрдош, 1984). На відміну від функції геосистеми, яка задається їй ззовні, «нав'язується» суспільством, потенціал — її внутрішня природна властивість, яку геосистема має по відношенню до будь-якої функції незалежно від того, виконує вона її в даний час чи ні.

Щодо потенціалу геосистеми важливе місце належить його оцінюванню. Є три підходи до цього: оцінка потенціалу в балах, у вартісних (грошових) показниках і в натуральних одиницях.

Бальне оцінювання потенціалу зводиться до такого:

1) для певної соціальної функції встановлюються характеристики геосистеми, які визначають її здатність виконувати цю функцію. Наприклад, для функції літнього короткочасного відпочинку такими характеристиками є: близькість до водойми, температура повітря влітку, повторюваність гроз, похмурих днів та інших несприятливих атмосферних явищ, тип сучасної рослинності, почленованість рельєфу, механічний склад ґрунту тощо. За методикою оцінювання природних потенціалів, розробленою К. Манфелем (1984), враховується 28 характеристик геохор;

2) для кожної характеристики розробляється шкала, яка переводить реальні значення цієї характеристики в бали сприятли-

вості її значень для даної функції. Наприклад, від нульового бала, якому відповідають значення характеристики, за яких геосистема абсолютно непридатна для виконання даної функції, до 10 — максимально сприятливе для даної функції значення;

3) для кожної з цих характеристик експертним шляхом визначається ступінь її суттєвості з погляду забезпечення даної функції. Наприклад, для функції літнього відпочинку ступінь суттєвості такої характеристики геосистеми, як близькість її до водойми, оцінюється коефіцієнтом 0,8, середня температура липня — 0,5, тип рослинності — 0,9, механічний склад ґрунту — 0,3 і т. д.;

4) для геосистеми визначаються значення характеристик і за розробленими для них шкалами ці значення переводяться в оцінювальні бали;

5) обчислюється значення природного потенціалу як середнє зважене арифметичне балів або як їх середнє зважене геометричне. Останній спосіб визначення середньої більш виправданий, оскільки наявність нульового бала хоч би однієї з характеристик геосистеми визначає її абсолютну непридатність для виконання даної функції. Зваження балів ведеться за коефіцієнтами їх суттєвості;

6) за отриманими для кожної геосистеми оцінками складається карта природного потенціалу досліджуваного регіону. На рис. 42 показано таку карту для агропотенціалу геосистем північної частини Керченського півострова.

Недоліком такого підходу є його певна суб'єктивність (її зумовлюють етапи другий і третій наведеної методики оцінювання). Проте в багатьох випадках він єдино можливий і тому ним найбільше користуються.

Оцінка природного потенціалу в грошових одиницях ґрунтується на визначенні вартості продукції, яку можна отримати за рахунок використання ресурсу геосистеми за певний проміжок часу (наприклад, вартості врожаю, одержаного в геосистемі за один рік, вартості деревини, яку можна отримати з геосистеми при рубках певного режиму тощо), або загальну вартість ресурсу (економічна оцінка землі). Користуються також і іншими вартісними показниками — диференційною рентою, витратами на отримання одиниці продукції тощо. Такий підхід до оцінки потенціалу геосистем часто називають еколого-економічним. Його недоліки випливають з невідповідності діючих цін справжній вартості ресурсів, а також з неможливості безпосередньої оцінки в грошових одиницях середовищевідновлювального, естетичного та інших потенціалів нересурсного характеру.

Для оцінки природного потенціалу геосистеми можна використовувати окремі показники, що являють собою складні функції її окремих характеристик. Наприклад, бонітет ґрунту (для агропотенціалу), рекреаційна ємність ландшафту (для рекреаційного

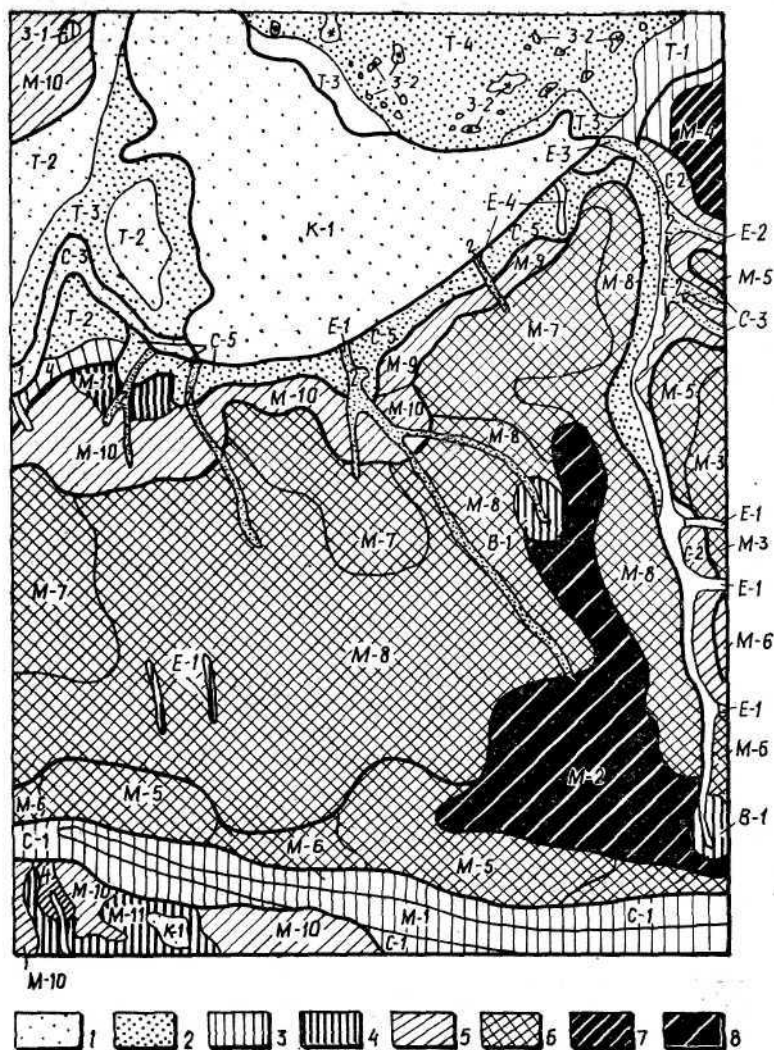


Рис. 42. Агропотенціал геосистем Керченського півострова (фрагмент):

бали потенціалу (від максимуму для Криму — 100 %): 1 — 0; 2 — 1–5; 3 — 6–15; 4 — 16–30; 5 — 31–45; 6 — 46–60; 7 — 61–70; 8 — 71–85



Рис. 43. Конфліктні ситуації між сучасними функціями геосистем та їх природним потенціалом:

1 — безконфліктна ситуація; 2 — потенційно конфліктна; 3 — малоконфліктна; 4 — середньоконфліктна; 5 — загрозовано конфліктна. Сучасні функції геосистем: А — аграрна; Р — пасовища (Р₁ — слабо інтенсивного випасу; Р₂ — інтенсивного випасу); R — рекреаційна; F — лісоохоронна; N — не використовувані геосистеми

потенціалу), **бонітет або продуктивність** лісу (для лісогосподарського потенціалу) тощо. Однак такі натуральні показники потенціалу геосистеми існують не для всіх видів її функцій.

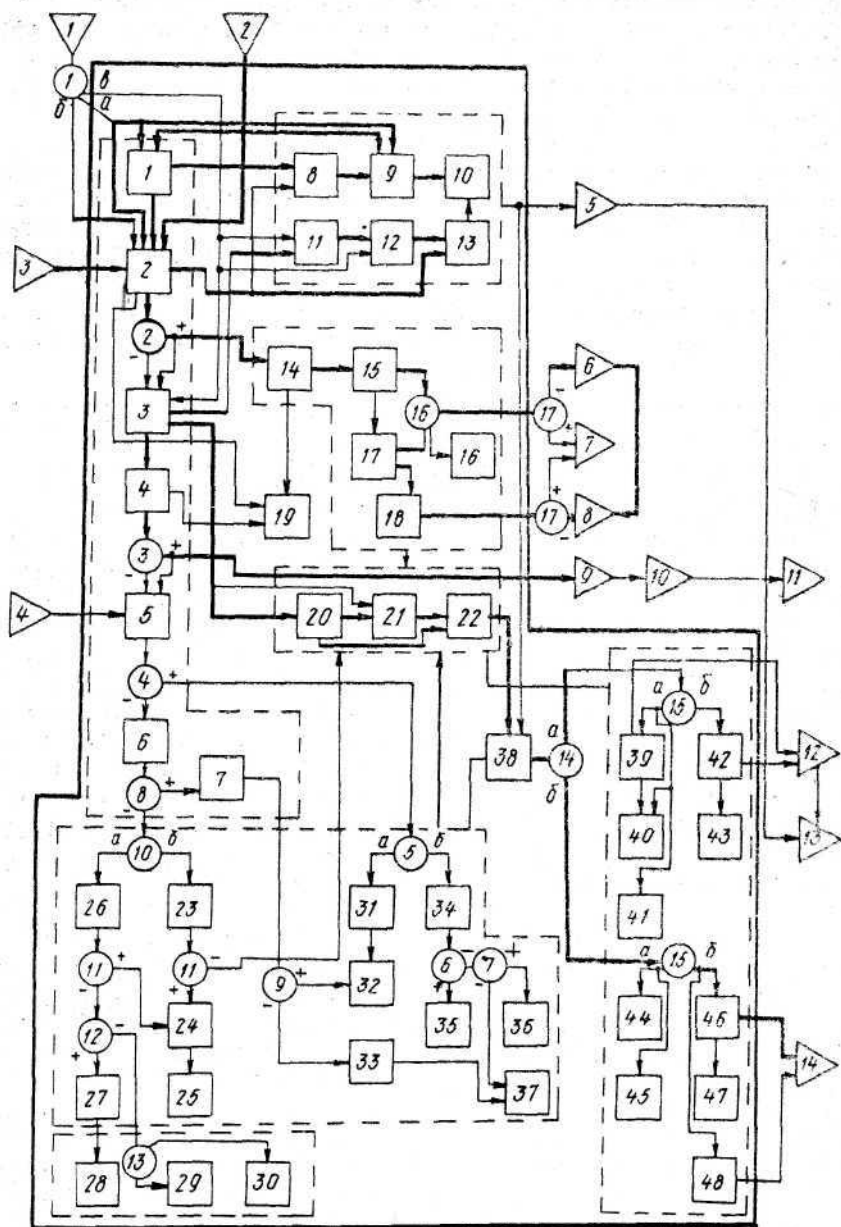
Оцінки та карти природних потенціалів геосистем (рис. 42) можна ефективно використати при обґрунтуванні, раціональної організації території. Як важливий критерій оптимальності цієї організації є відповідність функцій геосистем, їх природним потенціалам. При відсутності такої відповідності в геосистемах виникають конфліктні ситуації між її сучасним господарським використанням та природними особливостями. Ступінь конфліктності ситуації тим вищий, чим більша загроза розвитку деградаційних процесів у геосистемі, чим менша її стійкість до антропогенних впливів, пов'язаних з даним функціональним використанням. Визначивши її, можна побудувати карту конфліктних ситуацій (рис. 43). Вона є зручним картографічним документом, за яким визначаються природоохоронні пріоритети певного регіону, заходи до оптимізації територіальної структури господарювання та черговість їх здійснення.

§ 8.3. АНТРОПОГЕННІ ВПЛИВИ ТА РЕАКЦІЯ ГЕОСИСТЕМ НА НИХ

Типологія антропогенних факторів. Виконання геосистемою більшості соціальних функцій пов'язане з антропогенним впливом на неї. Цей вплив дуже різноманітний і тому в ландшафтознавстві та ландшафтній екології запропоновано немало різних варіантів їх типології. М. Пжевозняк (1987), зробивши огляд цих спроб, вважає, що антропогенні впливи на геосистеми та їх зміни при цьому можна систематизувати за такими чотирма ознаками: спектром впливів, характерним певному функціональному використанню геосистеми; оцінкою змін геосистем з антропоцентричної точки зору; тривалістю дії антропогенного фактора; силою цього впливу. До цих ознак слід ще додати характер реакції (зміну структури та динамічних тенденцій) геосистем при їх антропізації.

Детальну класифікацію антропогенних впливів залежно від типу функції та технологічних особливостей різних виробництв запропоновано Н.-Л. Чепурко (1981). Усього в ній виділено 40 видів впливів і для кожної галузі виробництва (наприклад, зрощуваного землеробства, збагачення металевих руд, виробництва синтетичного каучуку, атомної енергії тощо; всього враховано 32 галузі) вказано пов'язаний з нею спектр видів антропогенних впливів.

Типологію антропогенних впливів за загальним характером зміни структури геосистеми запропонував А. Костровіцкі (1970). Він виділяє доповнюючі впливи (спрямовані на підвищення при-



родного потенціалу геосистема); компенсаційні (заміна природних елементів більш продуктивними, наприклад, природного деревостану більш продуктивним штучним); редуційні (обмеження до мінімуму ролі окремих компонентів геосистеми, наприклад, при урбанізації); деструктивні (повне руйнування структури геосистеми, наприклад, при гідробудівництві, гірничовидобувному виробництві).

За тривалістю дії антропогенного фактора Ф. М. Мільков (1978) виділяє довготривалі, багаторічні та короточасні впливи. Крім тривалості дії фактора, важливо враховувати і його інші часові характеристики — періодичність та частоту дії (постійні неперіодичні, епізодичні, періодичні з їх більш детальним поділом на коротко-, середньо- та довгоперіодичні).

Типологія антропогенних факторів за ступенем суттєвості їх впливу на геосистеми за інформативністю поступається кількісній

Рис. 44. Модель реакції геосистем на зрошення:

Цифри в квадратах — процеси в геосистемах: 1 — надходження води на листову поверхню фітоценозу; 2 — надходження води на поверхню ґрунту; 3 — інфільтрація води в ґрунт; 4 — інфільтрація води в породах зони аерації; 5 — підняття рівня ґрунтових вод і його стабілізація на новій глибині; 6 — інфільтрація води в породах зони аерації; 7 — утворення верховодки; 8 — збільшення сумарного випаровування; 9 — збільшення вологості повітря приземного шару; 10 — збільшення температури повітря приземного шару; 11 — збільшення вологості ґрунту; 12 — зменшення температури ґрунту; 13 — зменшення температури поверхні ґрунту; 14 — площинний стік; 15 — площинний злив ґрунту; 16 — налив ґрунту; 17 — струмений розмив ґрунтів; 18 — утворення промоїн; 19 — карст; 20 — зміна фізико-агрегатного стану ґрунту; 21 — якісна і кількісна зміна органічної речовини в ґрунті; 22 — зміна родючості ґрунту; 23 — формування непромивного водного режиму ґрунту; 24 — розселення ґрунтів; 25 — відкладення солей у «мертвому горизонті» ґрунту; 26 — формування промивного водного режиму ґрунту; 27 — розселення ґрунтів зони аерації; 28 — збільшення концентрації солей у ґрунтових водах; 29 — опріснення ґрунтових вод; 30 — слабка зміна хімізму ґрунтових вод (переважно за рахунок Cl^-); 31 — формування випітного водного режиму ґрунту; 32 — засолення ґрунтів; 33 — мочаристість та олугівіння ґрунтів; 34 — формування промивного водного режиму ґрунтів; 35 — розселення ґрунтів; 36 — заболочення «гало-морфне»; 37 — заболочення «негаломорфне»; 38 — зміна екологічних умов росту рослин; 39 — заміна структури сівозміни; 40 — зміна продуктивності агроценозів; 41 — розорення та залучення до сівозміни; 42 — регресивна сукцесія; 43 — зменшення продуктивності; 44 — заміна структури сівозміни; 45 — збільшення врожайності; 46 — зменшення врожайності; 47 — заміна структури сівозміни; 48 — непридатність угідь до вирощування сільськогосподарських культур.

Цифри в круглячках — альтернативні ситуації: 1 — спосіб зрошення: а — дощуванням, б — напущком, затопленням, в — поливом по борознах; 2 — чи є нахил рельєфу в межах мікрогеохори; 3 — наявність умов для відтоку ґрунтових вод за межі мікрогеохори; 4 — участь ґрунтових вод у ґрунтоутворенні; 5 — водний баланс ґрунту: а — негативний (опаді+поливні води<випаровування), б — позитивний (опаді+поливні води>випаровування); 6 — наявність в межах мікрогеохори ефективного горизонтального дренажу; 7 — чи мінералізовані ґрунтові води; 8 — наявність у літеної основі мікрогеохори відносного водотриву; 9 — наявність у ґрунтах над водотривом легкорозчинних солей; 10 — водний баланс ґрунту: а — негативний; б — позитивний; 11 — засоленість ґрунтів; 12 — засоленість ґрунтоутворюючих порід; 13 — мінералізованість ґрунтових вод; 14 — рослинний покрив у межах мікрогеохори: а — природна рослинність, б — культурна рослинність (поля, сади, виноградники, тютюві насадження, культурні пасовища); 15 — характер змін екологічних умов рослинності: а — сприятливі для зростання рослин, б — несприятливі для зростання рослин; 16 — наявність виположеної частини схилу в межах мікрогеохори; 17 — зменшення крутизни схилу в сусідній мікрогеохорі.

Цифри в трикутниках — зовнішні зв'язки геосистеми: 1 — зрошення; 2 — опаді; 3 — бокове надходження вод поверхневого стоку; 4 — бокове надходження ґрунтових вод; 5 — зволоження сусідніх геосистем; 6 — інтенсифікація площинного змиву ґрунтів у сусідніх геосистемах; 7 — налив ґрунтів у сусідніх геосистемах; 8 — розвиток лінійної ерозії; 9 — відтік ґрунтових вод; 10 — підвищення рівня ґрунтових вод у сусідніх геосистемах; 11 — заболочування сусідніх геосистем; 12 — зміна популяційної структури угруповань у сусідніх геосистемах; 13 — зміна видового складу фітоценозів; 14 — поширення бур'янів у сусідніх геосистемах

оцінці ступеня антропогенної навантаженості геосистем (див. §8.4).

Реакції геосистем на антропогенні впливи. Певний антропогенний фактор безпосередньо спрямований на окремий елемент геосистеми. Оскільки ці елементи тісно пов'язані між собою різними типами відношень, їх зміни спряжені в закономірний причинно-наслідковий ланцюг, у якому зміна одного елемента або процесу спричиняє зміну інших. В результаті формується складна, але цілісна реакція геосистеми на антропогенний вплив, яка в своїй основі має причинно-наслідковий характер.

Важливою особливістю цієї реакції є те, що при формуванні ланцюга причинно-наслідкових зв'язків одна причина в різних геосистемах може спричинити зовсім різні наслідки. Так, при зрошенні інфільтрація поливних вод може призвести або до розсолення ґрунтів (якщо ґрунтові води не досягають ґрунтового профілю), або до вторинного засолення (при випітному водному режимі). Внаслідок площинного стоку із зрошуваних ландшафтних смуг до прилеглих можуть або намитися ґрунти в їх межах, або посилитися ерозія.— залежно від того, менш чи більш похила ця ландшафтна смуга порівняно з розташованою вище. В обох випадках одна причина зумовлює прямо протилежні наслідки (розсолення—засолення, змивання — намивання). Виходячи з альтернативності причинно-наслідкових зв'язків, що формуються в геосистемі як реакція на антропогенний вплив, модель цієї реакції можна представити алгоритмічною схемою (рис. 44). Роль альтернативних ситуацій у ній відіграють структурні особливості та умови геосистеми, які визначають напрям та характер її змін.

За допомогою алгоритмічної моделі для кожної геосистеми можна встановити характерний для неї ланцюг причинно-наслідкових зв'язків. Для цього послідовно аналізується, як веде себе конкретна геосистема в альтернативних ситуаціях моделі і в результаті виявляється її «лінія поведінки» як властива даній геосистемі траєкторія в алгоритмічній схемі. Ця траєкторія являє собою комплексну характеристику реакції геосистеми на зовнішній вплив. На рис. 44 така траєкторія є реакцією на зрошення мікрогеохор схилів стрімкістю 2—3° з чорноземами південними на малопотужних лесових суглинках, що залягають на середнь-верхньопліщених глинах. Такі траєкторії можна отримати для всіх геосистем певного регіону. Геосистеми, що мають подібні траєкторії, однотипні за змінами при дії антропогенного фактора і для них потрібні типові природоохоронні заходи.

§ 8.4. ОЦІНКА АНТРОПОГЕННИХ НАВАНТАЖЕНЬ ТА СТУПЕНЯ АНТРОПІЗАЦІЇ ГЕОСИСТЕМ

Антропогенні навантаження. Кожний вид антропогенного впливу на геосистему можна описати рядом параметрів, що безпосередньо характеризує ступінь антропогенного навантаження. Такими параметрами, наприклад, є: для впливу землеробства — кількість внесених добрив, пестицидів на одиницю площі за рік, число проходів сільськогосподарської техніки по полю за рік, питоми тиск сільськогосподарських машин на ґрунт, глибина обробітку ґрунту, маса ґрунту, яка щорічно втрачається із збиранням коренеплодів тощо; для впливу рекреації—кількість відпочиваючих на одиницю площі протягом року, максимальне число відпочиваючих за один день (пікове єдиночасне навантаження), число наметів, кострищ на одиницю площі, витоптування трав'яного ярусу (число проходів рекреантів за одиницю часу на одиницю площі); для промислових впливів: об'єми викидів різних забруднень в атмосферу та поверхневі води (середні разові, максимальні разові, в цілому за рік), шумове та теплове забруднення, об'єми води, що вводяться в технологічні цикли тощо.

Такі безпосередні показники антропогенних впливів на геосистему найбільш об'єктивні, проте далеко не в усіх випадках їх вдається визначити. Крім цього, взяті кожен окремо, вони не дають ступеня сукупного (інтегрального) впливу антропогенного фактора на геосистему. Оцінки інтегрального антропогенного навантаження можна отримати методом експертного оцінювання (визначення балів навантаження від окремих факторів) та на основі розрахункових формул.

Досить широко використовується бальний метод. Він полягає у ранжуванні видів впливів за ступенем трансформації ними природних геосистем. Наприклад, при оцінці антропогенної трансформації ландшафтів України П. Г. Шищенко (1988) прийняв такі оцінки (коефіцієнти) ступеня впливу на геосистему основних типів антропогенних факторів (за 1 прийнято природні геосистеми): лісгосподарські впливи 1,05—1,1, косіння та випас—1,15, впливи садово-плантаційного господарства—1,2, орного землеробства— 1,25, сільської забудови—1,3, міської — 1,35, гідробудівництва — 1,4, промисловості — 1,5.

Об'єктивніші оцінки можна отримати розрахунками. Для цього слід обґрунтувати показники та розрахункові формули, що дають уявлення про інтегральний вплив на геосистему певної групи антропогенних факторів. Запропоновано кілька подібних показників. При складанні ландшафтно-екологічної карти України ми використовували такі формули, за допомогою яких при обмеженій інформації про безпосередні показники антропогенних впливів можна визначити ступінь їх інтенсивності для будь-якої геосистеми.

Таблиця 19. Ступінь антропогенної зміненості геосистем (за К. Біллвітцем, 1980)

Вид зміни	Ступінь хемеробності геосистеми	Процеси та ознаки антропогенно-техногенного впливу
Незворотні зміни лабільних властивостей геосистем	Метахемеробна	Створення водонепроникної відкритої поверхні, отруєння ґрунту Зняття, видобування та засипка ґрунтів
	Поліхемеробна	Створення частково водонепроникної або слабопроникної поверхні Засипка природних ґрунтів та сміття Зняття, видобування або засипка природних родючих субстратів, часткове залучення токсикантів до круговороту речовин
Зворотні зміни лабільних та змінних властивостей геосистем	α -ойхемеробна	Створення пустищ, антропогенна гідроморфізація ґрунту, створення потужних родючих ґрунтів для городництва
	β -ойхемеробна	Обробка ґрунтів, землеробство, інтенсивне лучно-пасовищне використання земель, озеленення міст, створення зелених масивів та лісо-насаджень у відповідних екологічних умовах
Зворотні зміни лабільних властивостей геосистем	Мезохемеробна	Пасовищне використання земель, нормальне використання лісів, інтенсивне використання території для відпочинку
	Олігохемеробна	Малоінтенсивне використання лісів, малоінтенсивне пасовищне використання, забруднення земель стічними водами та шкідливими речовинами, що містяться в повітрі
Ніяких змін властивостей геосистем	Ахемеробна	Відсутність техногенного впливу

Обчислювались інтегральні оцінки індустриального, транспортного, аграрного, рекреаційного та урбаністичного навантаження. Наприклад, транспортне навантаження на i -ту геосистему (мезогеохору) обчислювали за формулою, побудованою за принципом гравітаційної моделі:

$$T = (I/S) [\Sigma (P_a P_i c_i / L_{a,i})],$$

де T — умовна оцінка транспортного навантаження на геосистему; I — довжина автошляхів у її межах; S — її площа; P_a — чисельність населення населеного пункту, найближчого до геосистеми; P_i — населення в містах, зв'язаних безпосередніми автошляхами з населеним пунктом «а»; $L_{a,i}$ — відстань по автошляху між ними; c_i — коефіцієнт провідності автошляху до i -го пункту (від

1,0—для автошляхів міжнародного значення до 0,05 — для внутрішньогосподарських польових доріг).

Ступінь антропоізації геосистем. Під ступенем антропоізації геосистем розуміють зміненість її структурних та динамічних особливостей в результаті функціонального використання (синонімами цього терміна є ступінь антропогенної трансформації, перетвореності, зміненості). В. Б. Сочава за цією ознакою поділяв геосистеми на корінні (не змінені) та похідні (змінені господарською діяльністю). Детальнішу градацію зміненості геосистем запропонував В. В. Виноградов (1981), у якій виділяє дев'ять ступенів антропоізації, а також К. Біллвіц (1980). Розроблена ним класифікація, що має назву «системи хемеробності», ґрунтується на врахуванні зворотності — незворотності змін геосистем, їх глибини та характеру (табл. 19); вона набула популярності серед ландшафтних екологів європейських країн.

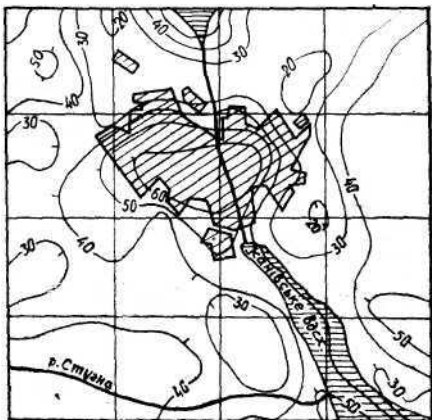


Рис. 45. Антропогенна зміненість (ступінь антропоізації) геосистем. Фрагмент для району Києва (за П. Г. Шищенком, 1988):
ізолінії — значення балів антропогенної зміненості геосистем

Кількісні методи оцінки ступеня антропоізації враховують структуру земельних угідь у межах геосистеми. Ф. М. Мільков (1973) за співвідношенням природних та змінених ПТК виділяє

такі ландшафти: антропогенні (природних угідь не більше 25 %), природно-антропогенні (25—50%), антропогенно-природні (5—75%), природні (75—100%).

Повніший підхід до оцінки антропоізації геосистем враховує не тільки процентне співвідношення угідь різних видів, але й ступінь зміненості геосистеми при її використанні під певне угіддя. Саме так, наприклад, оцінив антропогенну перетвореність ландшафтів України П. Г. Шищенко (1988):

$$B = 0,01 \sum b_i p_i,$$

де B — бал антропоізації геосистеми; b_i — ступінь антропоізації геосистеми при її використанні під угіддя i -го виду; p_i — частка площі геосистеми, яку в ній займає угіддя i -го виду.

Залежно від зонального типу геосистем їх зміненість одним видом угіддя різна. Так, у лісових геосистемах їх зміненість рідше слід вважати більшою, ніж орних лучних та степових геосистем. Тому бали антропоізації b_i визначаються в межах установлених

градацій. Прийнято такі їх значень: природоохорош території 1—10, ліси 11—20, заболочені землі 21—30, луки, пасовища 31—40, сади, виноградники 41—50, рілля 51—60, сільська забудова 61—70, міська 71—80, водосховища, канали, стави 81—90, кар'єрно-відвальні утворення тощо 91—100. За значеннями показника антропоізації геосистем можна побудувати ізолінійну карту антропоізації території (рис. 45).

Глава 9. СТІЙКІСТЬ ГЕОСИСТЕМ ДО АНТРОПОГЕННИХ ВПЛИВІВ

§ 9.1. ЗАГАЛЬНІ ФОРМИ СТІЙКОСТІ ГЕОСИСТЕМ

Більшість сучасних трактувань поняття стійкості в екології та ландшафтознавстві зводиться до розуміння цієї властивості як такої, що реалізується в гео- та екосистемах у різних формах (К. Холлінг, 1973; -Г. Оріанс, 1975; О.Д. Арманд, 1988; Я. Зонефельд, 1989 та ін.). Багато з цих концепцій мають той недолік, що форми стійкості, які ними виділяються, визначені нечітко, мають різний ступінь загальності, частково дублюють одна одну або навпаки — при поділі стійкості на її складові частини (форми) деякі її суттєві особливості не враховуються. Перший недолік характерний для концепції стійкості Г. Оріанса, другий — К. Холлінга.

Поняття «стійкість геосистем» набуває конкретності, якщо задані: змінні, що описують геосистему і простір її станів; області цього простору z_0 , зміни станів у межах якого вважаються несуттєвими; інтервал часу Δt , для якого оцінюється стійкість; зовнішній фактор f або група взаємодіючих факторів, до дії яких аналізується стійкість.

Якщо ці умови визначено, то можна виділити три загальні форми стійкості геосистеми (М. Д. Гродзинський, 1983): *інертність* — здатність геосистеми при дії фактора f не виходити із заданої області станів z_0 протягом інтервалу часу Δt ; *відновлюваність* — здатність геосистеми повертатися за час Δt до області станів z_0 після виходу з неї під впливом фактора f ; *пластичність* — наявність у геосистемі кількох областей станів $\{z_0\}$ в рамках інваріанта Z та її здатність переходити при дії фактора f , з однієї такої області до інших, не залишаючи завдяки цьому інваріантної області Z протягом часу Δt . Загальні форми стійкості геосистем графічно можна зобразити у трьохвимірному просторі змінних (рис. 46).

Таким чином, стійкість геосистеми полягає у її здатності при дії зовнішнього фактора перебувати в одній з областей станів та повертатися до неї за рахунок інертності та відновлюваності, а також переходити завдяки пластичності з однієї області станів до інших, не виходячи при цьому за рамки інваріантних змін протягом заданого інтервалу часу. Ці визначення, як і три можливі форми стійкості геосистеми, загальні в тому розумінні, що вони придатні для будь-якого антропогенного фактора f , інтервалу ча-

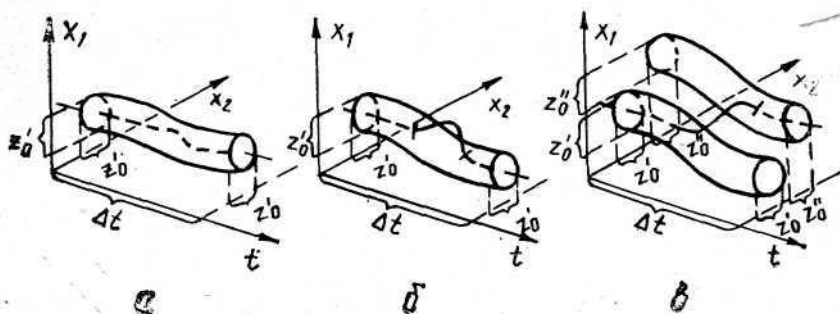


Рис. 46. Графічне зображення загальних форм стійкості геосистем:

a — інертність; $б$ — відновлюваність; $в$ — пластичність (позначення індексів — у тексті)

су Δt , виду та рангу геосистеми, критеріїв визначення областей станів z_0 та інваріанта Z , а також складу та числа змінних геосистеми.

Щодо критеріїв стійкості, *інертність* — найбільш «жорстка» її форма і найбільш бажана при господарському використанні геосистем. Особливе значення вона має в тих випадках, коли навіть одноразовий та швидко відновлюваний вихід геосистеми з заданої області станів неприпустимий (наприклад, з точки зору радіаційної безпеки, санітарно-гігієнічних норм та ін.).

Відновлюваність — важлива форма, що забезпечує стійкість насамперед особливостей біоти та ґрунту геосистем. Морфолітогенні властивості можуть відновлюватися лише на дуже значних інтервалах часу. Можливо, внаслідок цього в екології саме відновлюваність здебільшого отожднюється із стійкістю екосистем, тоді як в інженерній геології та геоморфології під стійкістю здебільшого розуміють інертність.

Добре відновлюваною вважається геосистема, якщо вона здатна швидко повертатися до початкової області станів та здатна повертатися до цієї області після значного за амплітудою відхилення від неї. Ці дві форми відновлюваності, що можуть в од-

ній геосистемі проявлятися сумісно (швидке відновлення суттєвих порушень), Г. Оріанс (1975) називає еластичністю та амплітудністю.

Пластичність—досить складна та маловивчена форма стійкості. Вперше положення про те, що стійкість екосистеми може забезпечуватися за рахунок наявності в просторі її станів кількох локально стійких областей (тобто таких, де вона високо інертна та відновлювана) сформулював Р. Левонтін (1969). Проте загальне визнання воно здобуло завдяки праці К. Холлінга (1973), який назвав цю форму стійкості «resilience» (англ.— пружність). Проте термін «пластичність» більше відповідає суті цієї властивості природних систем.

Наявність і особливості пластичності геосистеми багато в чому визначаються ступенем зв'язку між її станами (ступенем детермінованості їх змін). При сильному зв'язку станів, що виявляється в наявності усталеного порядку в послідовності їх змін, геосистема може перебувати в рамках інваріанта в тому разі, якщо зміна станів не має характеру тренду, а утворює у фазовому просторі замкнені цикли — орбіталі (див. рис. 34). Таку форму пластичності можна назвати орбітальною пластичністю. Для геосистем, стани яких слабо зв'язані (з однієї області станів геосистема може перейти до будь-якої іншої, в тому числі й до такої, яка не належить інваріанту), пластичність буде тим більшою, чим більше число локально стійких областей у рамках інваріанта. Таку форму пластичності іноді називають мультистійкістю.

Для вирішення конкретних завдань аналізу стійкості геосистем необхідно визначити області станів z_{ϕ} , зміни в межах яких вважаються несуттєвими. Саме поняття суттєвості орієнтоване на деякий об'єкт. Можна вести мову про суттєвість змін самої геосистеми як природного утворення, а можна оцінювати суттєвість змін геосистеми з точки зору виконання нею заданих соціальних функцій. З природноландшафтної точки зору весь простір станів геосистеми можна поділити на дві області — нормальних та аномальних станів. Нормальними є стани геосистеми, які формуються та змінюються за відсутності збурюючих впливів. За соціофункціональними критеріями стани геосистеми поділяються на допустимі та недопустимі. Допустимими є стани, перебуваючи в яких геосистема здатна виконувати функцію не нижче деякого рівня (наприклад, забезпечувати проектну врожайність), а недопустимими такі, коли природний потенціал геосистеми недостатній для забезпечення мінімально необхідного виходу функції. Докладніше про визначення областей нормальних та допустимих станів сказано в § 11.1.

§ 9.2 КІЛЬКІСНІ ПОКАЗНИКИ СТІЙКОСТІ ГЕОСИСТЕМ ТА ОСНОВНІ МЕТОДИ ЇХ ОЦІНЮВАННЯ

Оскільки стійкість у геосистемах реалізується в різних формах, то хоч і можна запропонувати один показник, який характеризує її всебічно, проте він виявляється малоінформативним. Щодо практичного та теоретичного значення більший ефект буде, якщо розробити комплекс кількісних показників стійкості, кожний з яких характеризував би окремі її форми та їх більш тонкі особливості. Розробка такого комплексу показників стійкості ґрунтується на понятті відмови геосистеми. Під нею розуміють подію, що полягає у виході геосистеми з заданої області станів z_o . Відповідно до змінної, що вийшла за межі діапазону своїх нормальних або допустимих значень, виділяються різні види відмов, наприклад, «галоморфізація геосистеми» (якщо вміст солей перевищить токсичні межі), «гідроморфізація геосистем» (якщо рівень ґрунтових вод піднявся вище критичної глибини його залягання), «дегуміфікація ґрунту» (якщо вміст гумусу стане меншим деякого встановленого значення) тощо. Поняття відмови ввів в ландшафтну екологію з математичної теорії надійності М. Д. Гродзинський (1983); її методи можна залучити до оцінки стійкості геосистем.

Показники інертності. Важливим показником цієї форми стійкості є ймовірність виникнення відмови i -го виду за час Δt — $q_i(\Delta t)$. Зручно також характеризувати інертність ймовірністю Невиникнення відмови i -го виду протягом проміжку часу Δt (тобто ймовірністю того, що за час Δt геосистема не вийде із заданої області нормальних чи допустимих станів z_o — $p_i(\Delta t)$). Ці показники зв'язані простим співвідношенням $p_i(\Delta t) = 1 - q_i(\Delta t)$.

Інертність геосистеми в деякий момент часу t_i оцінюється показником інтенсивності відмов у момент t_i — $\lambda(t_i)$. Іntenсивність відмов означає ймовірність того, що в геосистемі виникне відмова в момент часу t_i , якщо до цього вона не відбулася. За цим показником визначається характер зміни інертності геосистеми з часом, зокрема визначаються періоди, коли стійкість геосистем найменша.

При вирішенні багатьох завдань необхідно знати оцінку середнього часу функціонування геосистеми до виникнення відмови i -го виду — $T_{відм.i}$. З цією оцінкою, зокрема, пов'язане визначення безпечної тривалості певного антропогенного впливу та періодичності проведення профілактичних заходів (промивань зрошуваних геосистем від солей, плантажної оранки тощо).

Ці показники обчислюються для всіх видів відмов геосистеми. Узагальненими показниками інертності можуть бути ймовірність безвідмовного функціонування протягом Δt — $P(z_o, \Delta t)$, а також ймовірність виникнення за Δt хоча б однієї відмови будь-якого

виду — $Q(z_0, \Delta t)$. За припущення статистичної незалежності відмов різних видів значення цих показників обчислюються за виразом

$$P(z_0, \Delta t) = 1 - Q(z_0, \Delta t) = \prod p_i(z_0, \Delta t).$$

Важливими показниками відновлюваності геосистеми є: ймовірність відновлення геосистеми за час Δt після відмови i -го виду $p_{\text{відн.}i}(z_0, \Delta t)$, інтенсивність відновлення в момент часу t_i — $\mu_i(z_0, t_i)$, а також середній час відновлення геосистеми після відмови i -го виду — $T_{\text{відн.}i}$.

Інертність та відновлюваність характеризують стійкість геосистеми відносно деякої однієї її області станів z_0 . Таку стійкість часто називають локальною. Її кількісну оцінку можна знайти за формулою

$$P_l(z_0, \Delta t) = 1 - Q_l(z_0, \Delta t) + P(z_0, \Delta t) \cdot Q(z_0, \Delta t),$$

де $P_l(z_0, \Delta t)$ — ймовірність геосистеми перебувати та повертатися в область станів z_0 протягом часу Δt .

Показники пластичності. Пластичність можна оцінити ймовірністю того, що протягом часу Δt геосистема буде здійснювати переходи лише між областями станів $\{z_0\}$, що належать до одного інваріанта. Емпіричних даних щодо цього може виявитись недостатньо. Тому реально пластичність можна оцінити лише орієнтовно за посередніми ознаками. Однією з таких ознак є різноманітність геосистеми — в загальному випадку пластичність геосистеми тим вища, чим більше в ній областей станів z_0 та чим рівноймовірніші переходи між ними. Виходячи з цього, як посередні оцінки пластичності можна використовувати теоретико-інформаційні (ентропійні) показники.

Основні показники інертності та відновлюваності геосистем можна розраховувати за допомогою класичних методів математичної статистики за частотою виникнення відмов та відновлювань або за визначенням законом розподілу часу виникнення відмов. Розрахункові формули цих двох методів наведено в табл. 20. Перевагою цих методів оцінювання є простота розрахунків, а основний недолік пояснюється тим, що наявні емпіричні дані та теоретичні міркування часто не дозволяють визначити закон розподілу випадкової величини t_i або τ_i . За цими даним можна лише з'ясувати, збільшується чи зменшується стійкість геосистеми з часом. Проте цієї інформації достатньо для обчислення верхніх та нижніх граничних оцінок інертності та відновлюваності, тобто деякого діапазону, в якому знаходяться оцінки $p(z_0, \Delta t)$ або $q(z_0, \Delta t)$.

Інертність геосистеми з часом переважно зменшується (чим більший інтервал часу Δt , тим більша ймовірність відмови). Це пояснюється постійною або періодичною дією антропогенних факторів, дією пуасонового потоку випадкових впливів тощо. Для цього

Таблиця 20. Формули розрахунку показників інертності

Показник інертності	Розрахункові формули	
	за частотою події	за законом розподілу випадкової величини t_i
Ймовірність відмови за час $\Delta t - q(\Delta t)$	$\frac{n(\Delta t)}{N(t_0)}$	Н.Р.: $1 - \Phi[(t_i - t)/\sigma_i]$ Е.Р.: $1 - \exp\{-\lambda \Delta t\} \approx \lambda \Delta t$
Ймовірність безвідмовного функціонування за $\Delta t - p(\Delta t)$	$\frac{N(t_0) - n(\Delta t)}{N(t_0)}$	Н.Р.: $\Phi[(t_i - t)/\sigma_i]$ Е.Р.: $\exp\{-\lambda \Delta t\} \approx 1 - \lambda \Delta t$
Інтенсивність відмов в момент часу $t_i - \lambda(t_i)$	$\frac{N(t_i) - N(t_{i+1})}{N(t_i)(t_{i+1} - t_i)}$	Н.Р.: $\varphi[(t_i - t)/\sigma_i]/\sigma_i p(t_i)$ Е.Р.: $\lambda(t_i) = \lambda = \text{const}$
Середній час функціонування геосистеми до першої відмови — $T_{\text{відм}}$	$\frac{n}{1/N \sum t_i}$	Н.Р.: $T_{\text{відм}} = t$ Е.Р.: $1/\lambda$

Примітка. $n(\Delta t)$ — число геосистем, у яких виникли відмови за час Δt ; $N(t_0)$, $N(t_i)$, $N(t_{i+1})$ — числа геосистем, що не мали відмов відповідно на початковий момент часу t_0 , в момент t_i та t_{i+1} ; t_i — момент виникнення i -ї відмови; Φ — функція нормального розподілу; φ — функція щільності нормального розподілу; Н.Р. — розрахункові формули при нормальному законі розподілу t_i ; Е.Р. — те ж при експоненційному розподілі.

випадку граничні оцінки ймовірності безвідмовного функціонування геосистеми обчислюють за виразом

$$\text{нижня оцінка: } \underline{p}(z_0, \Delta t) = \begin{cases} \exp\{-\Delta t/T_{\text{відм}}\} & \text{при } 0 \leq \Delta t \leq T_{\text{відм}} \\ 0 & \text{при } \Delta t \geq T_{\text{відм}} \end{cases}$$

$$\text{верхня оцінка: } \bar{p}(z_0, \Delta t) = \begin{cases} 1 & \text{при } 0 \leq \Delta t \leq T_{\text{відм}} \\ \exp\{\omega \Delta t\} & \text{при } \Delta t > T_{\text{відм}}, \end{cases}$$

де ω — параметр, що залежить від Δt , значення якого наведені в довідниках з математичної статистики та теорії надійності.

До переваг методу граничного оцінювання стійкості відноситься простота розрахунків та мінімум необхідної інформації. Проте інтервали між верхньою та нижньою граничними оцінками можуть виявитись дуже широкими. І незважаючи на це, метод дуже корисний при оцінюванні стійкості геосистем до проєктованих антропогенних впливів, коли емпіричних даних отримати немає можливості!

У багатьох випадках ефективні методи оцінювання стійкості заї моделлю «навантаження — опір» (Капур; Ламберсон, 1980), Щодо геосистем, то суть її така. Стан геосистеми визначається співвідношенням двох «узагальнених» факторів — навантаженням-, яке намагається зруйнувати геосистему, та опору цьому навантаженню. Якщо навантаження більше опору, виникає відмова геосистеми. Дія навантаження на геосистему та її опір описуються характе-

ристиками, які являють собою випадкові величини з власними функціями розподілу. Якщо ці функції встановлені, то можна визначити ймовірність того, що при всіх можливих коливаннях навантаження та опору величина першого буде більша за другу, тобто виникне відмова геосистеми. Так, характеристика P , що описує навантаження, досить часто має експоненційний розподіл, а характеристика опору L — нормальний. У цьому випадку ймовірність відмови q обчислюється за виразом

$$q = \exp\{-L/P = \sigma_L^2/2P^2\}.$$

Для інших розподілів навантаження та опору також є відповідні формули (Капур, Ламберсон, 1980). Цей метод обмежений, бо за ним можна визначити стійкість геосистеми тільки до одноразового впливу антропогенного фактора (до одного поливу, одного викиду забруднень тощо); проте важлива перевага його полягає у можливості обґрунтувати норми антропогенних навантажень на геосистеми (див. § 11.4).

Крім розглянутих, для оцінювання стійкості геосистем можна користуватися й іншими методами, розробленими в теорії надійності. Це, зокрема, байєсовські методи (коли крім наявної емпіричної інформації враховуються також і деякі апіорні відомості), графічні (коли даних про відмови мало), оцінювання за деревами відмов (див. § 6.2), статистичного моделювання на ЕОМ (коли відмови дуже рідкісні). Більш докладно деякі з цих методів, а також конкретні приклади їх застосування при оцінці стійкості геосистем до меліоративних навантажень розглянуто в праці М. Д. Гродзинського, П. Г. Шищенка (1993).

§ 9.3. ЕКОЛОГІЧНІ РИЗИКИ ТА ПРОБЛЕМА ЇХ ОЦІНКИ

Екологічний ризик — нове для ландшафтної екології і поки що не досить чітко визначене поняття. Під ризиком здебільшого розуміють ймовірність виникнення в геосистемах вкрай небажаних змін, особливо пов'язаних із загрозою для здоров'я людини. Як екологічні ризики розглядаються небезпека різко токсичного забруднення екосистем та їх окремих середовищ, вимирання окремих видів тварин, рослин, опустинення, деґуміфікація, засолення ґрунтів, стихійні лиха тощо. Добре видно, що екологічний ризик у такому розумінні збігається з поняттям відмови геосистеми, і всі методи визначення ймовірності її виникнення є водночас і методами оцінювання ризику.

Більш глибокий аналіз екологічного ризику передбачає не тільки визначення можливості (ймовірності) його виникнення, а й оцінку втрат, які можуть бути з ним пов'язані. Дійсно, такі види відмови геосистеми, як осолонцювання нижніх горизонтів ґрунту та

усього його гумусового горизонту, можуть мати однакові ймовірності виникнення, проте вони розрізняються за ступенем зміни структури геосистеми, що виникають через ці відмови. Різні й їх економічні наслідки: першої відмови — зниження врожайності здебільшого малосуттєве, другої — геосистема повністю втрачає свій агропотенціал.

Оцінка екологічного ризику, крім визначення ймовірності події, яка вважається ризикованою (тобто ймовірності відмови геосистеми), передбачає ще чотири складові: природно-ландшафтну (як ступінь змінності геосистеми внаслідок відмови); соціоекономічну (як розмір економічних втрат, спричинених відмовою); антропоцентричну (як рівень загрози для здоров'я та самопочуття людини); естетичну (як втрату естетичної привабливості ландшафту).

Усі ці складові можна оцінити в балах експертним шляхом, і тоді інтегральний показник екологічного ризику певного виду буде визначений як добуток цих оцінок (балів) та ймовірності його виникнення. Проте в загальній теорії оцінки ризику встановлено, що по відношенню до сприйняття ступеня різних видів небезпеки експерти (тобто люди) дуже розрізняються в оцінках і тому експертний метод у даному разі не дає належного результату (Е. Хенлі, Х. Кумамото, 1987).

Природно-ландшафтну складову ризику можна оцінити за значенням дистанційного коефіцієнта між станом геосистеми до відмови та після неї. Найпростішим показником такого типу є:

$$D_j = \sum_{i=1}^n \alpha_i [(x_i - x_{\text{відм } j, i}) / (x_i + x_{\text{відм } j, i})]^2,$$

де D_j — ступінь змінності геосистеми внаслідок відмови j -го виду; n — число ознак, якими характеризується геосистема; α_i — «вага» i -ої ознаки (коефіцієнт її суттєвості); x_i — значення i -ої ознаки геосистеми до її відмови; $x_{\text{відм } j, i}$ — те ж після відмови j -го виду.

За соціоекономічною складовою ризику можна знайти кількісні оцінки у вигляді: вартості тієї частини корисного продукту, що втрачається внаслідок відмови геосистеми (наприклад, для агрогеосистем — вартості врожаю, недоотриманого внаслідок відмови); вартості заходів, необхідних, щоб відновити початковий стан геосистеми після відмови; величини природного потенціалу, що знижується через відмову, та ін.

Методи оцінювання антропоцентричної складової екологічного ризику потребують своєї розробки.

§ 9.4. КАРТОГРАФУВАННЯ І ТИПОЛОГІЯ ГЕОСИСТЕМ ЗА ЇХ СТІЙКІСТЮ

Визначивши дані ймовірності відмов та відновлення для всіх видів геосистем досліджуваного регіону, можна скласти серію карт, що характеризують його стійкість до антропогенних впливів.

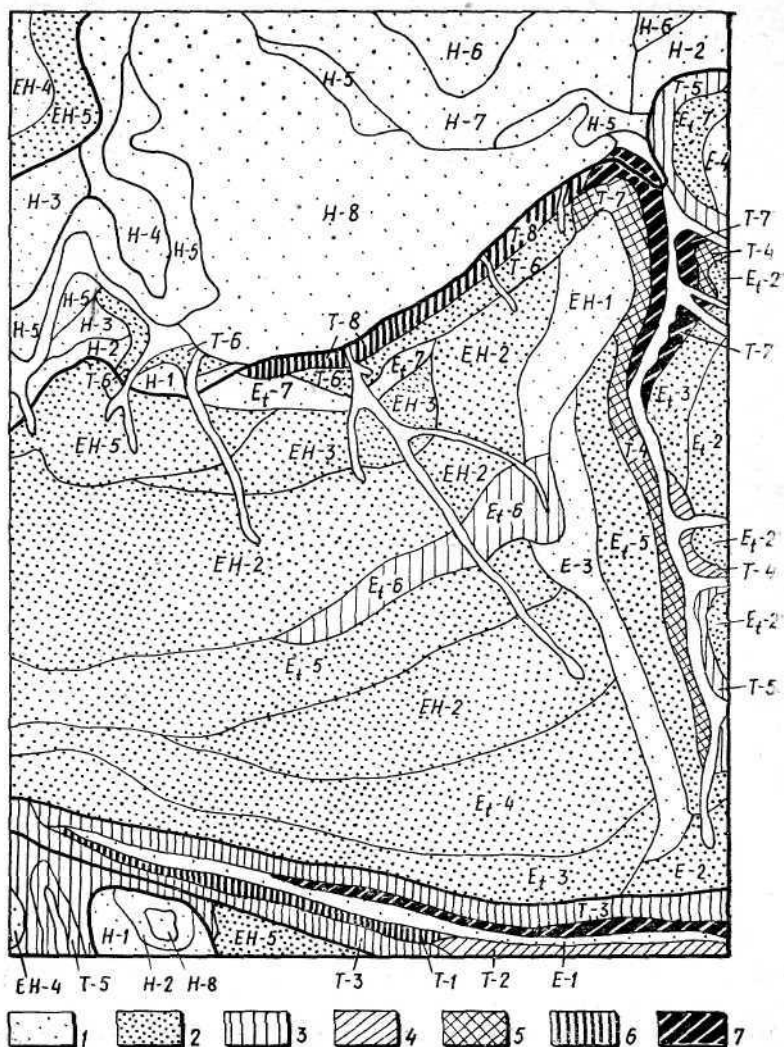


Рис. 47. Ймовірність виникнення за 20 років відмови у вигляді площинного змиву ґрунту (критерій— змив більш як 0,5 потужності верхнього тумусового горизонту):

ймовірності відмов: 1— 0; 2— 0,10—0,20; 3— 0,21—0,40; 4— 0,41—0,60; 5— 0,61—0,80; 6— 0,81—0,95; 7— 0,96—1,0

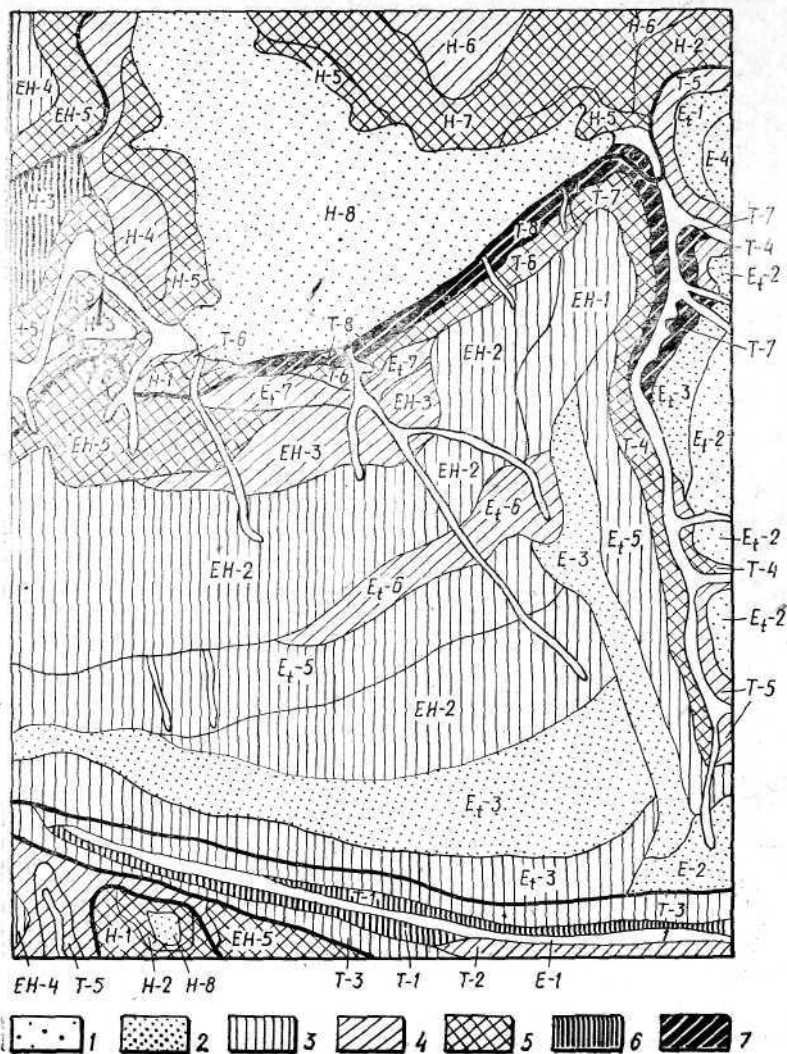


Рис. 49. Локальна стійкість геосистем:

значення ймовірності виникнення хоча б однієї відмови за будь-якого виду та неможливості її відновлення за 20 років: 1 — 0; 2 — 0,10—0,20; 3 — 0,21—0,40; 4 — 0,41—0,60; 5 — 0,61—0,80; 6 — 0,81—0,95; 7 — 0,96—1,0

Цю серію складають карти окремих видів відмов (рис. 47, 48), а також інтегральна, основою якої є значення показника локальної стійкості (рис. 49). За цими картами чітко виділяються ареали, нестійкі до антропогенних навантажень, конфліктні з точки зору їх сучасного функціонального використання. Ці ареали потребують особливої регламентації природокористування (введення жорстких норм на антропогенні впливи, функціональної переорієнтації, особливих природоохоронних заходів, більш ретельного моніторингу тощо).

При типології геосистем за їх стійкістю слід виходити з того, що вони відрізняються одна від одної, по-перше, характерними процесами, які визначають стійкість (за найбільш ймовірними видами відмов), по-друге, ступенем стійкості (за значенням показника P). Геосистеми, що мають однакові кількісні оцінки стійкості, можуть суттєво відрізнятися за факторами, які її визначають. Наприклад, мала стійкість до впливів, пов'язаних із зрошенням, для одних геосистем може бути зумовлена процесами підйому рівня ґрунтових вод і вторинним засоленням ґрунтів внаслідок цього, а для інших — інтенсифікацією площинної ерозії, процесами суфозії тощо. Проектування природоохоронних заходів, необхідних для цих геосистем, також буде різним.

Виходячи з цього, на першому ступені класифікації геосистем за їх стійкістю приймається характерний склад елементарних ландшафтно-екологічних процесів, які зумовлюють найбільш ймовірні види відмов (екологічних ризиків) геосистеми. Виділяються, наприклад, ерозійно нестійкі, гравігенно нестійкі, галогенно нестійкі геосистеми та ін. На другому ступені класифікації враховуються види ландшафтно-екологічних процесів, що супроводжують основні і зумовлюють менш ймовірні види відмов. За значеннями ймовірності виникнення відмови будь-якого типу (показник $Q(Z_0, \Delta t)$) геосистеми поділяються на практично інертні ($Q = 0,0-0,20$), відносно інертні ($Q = 0,21-0,40$), слабо інертні ($Q = 0,41-0,70$), практично не інертні ($Q=0,71-1,0$). Значення ймовірності відновлення найбільш ймовірних видів відмов враховуються на 4-му ступені класифікації. За цим показником геосистеми поділяються на практично відновлювані ($P_{\text{відн}}=0,81-1,0$), відносно відновлювані ($P_{\text{відн}}=0,61-0,80$), слабо відновлювані ($P_{\text{відн}}=0,31-0,60$), практично не відновлювані ($P_{\text{відн}}=0,0-0,30$). На останньому класифікаційному ступені геосистеми поділяються на дуже пластичні, пластичні, слабо пластичні, жорсткі (непластичні).

§ 10.1. ЗМІСТ ТА ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ МАСШТАБИ ПРОГНОЗУ

Поняття прогнозу визначається як науково обґрунтоване судження щодо можливих станів об'єкта у майбутньому, а прогнозування — як процес розробки прогнозу. Переважна більшість ландшафтознавців та геоекологів, які займаються цією проблемою, вкладають у ландшафтний (геоекологічний) прогноз та прогнозування аналогічний зміст (В. С. Аношко, О. Г. Ємельянов, А. Г. Ісаченко, Х. Ноймайстер, Х. Ріхтер, Ю. Г. Симонов та ін.). Ландшафтно-екологічне прогнозування можна визначити як наукові дослідження геосистем з метою визначення ймовірностей змін їх станів, просторових взаємодій, можливостей виконання різних функцій у майбутніх умовах зовнішнього середовища, включаючи в поняття останнього і проєктовані антропогенні впливи. Ландшафтно-екологічний прогноз — результат цього прогнозування і може бути представлений у прогнозних картах, графічних та математичних моделях або у вербальній (описовій) формі.

Важливою рисою ландшафтно-екологічного прогнозу є його поліваріантність — тобто прогноз кількох можливих (ймовірних) змін геосистем у майбутньому. Ця особливість зумовлена ймовірнісним характером змін геосистем та зовнішніх впливів на них. Процес зміни станів геосистем контролюється багатьма факторами, більшість із яких випадкові (стохастичні). Точно передбачити їх принципово неможливо (не стільки через наше недостатнє знання природи, скільки внаслідок її стохастичності), тому потрібно: для кожного виду геосистеми встановити ті види геосистем, у які вона потенційно може перейти за деякий часовий інтервал Δt ; для кожного з цих переходів визначити ймовірність його здійснення. До цього і має зводитись ландшафтно-екологічне прогнозування — для кожної геосистеми визначити ймовірності, з якими вона за інтервал часу Δt може перейти із свого початкового стану до іншого або змінитися на геосистему іншого виду.

Ландшафтно-екологічні прогнози розрізняються за просторовим та часовим масштабами. Під просторовим масштабом прогнозування мається на увазі ранг геосистем, зміни яких прогнозуються; та площа території, для якої складається прогноз. Часовий масштаб визначається часом упередження прогнозу — тобто відрізком часу, на який прогнозується ландшафтно-екологічна ситуація. Запропоновано декілька варіантів типології прогнозів за цими ознаками (Ємельянов, 1982; Ісаченко, Попов, 1982; Аношко та ін., 1985; Х. Ріхтер, 1987 та ін.). З точки зору вирішення практичних завдань, пов'язаних з ландшафтно-екологічним обґрунтуванням проєктуван-

ця ,природно-технічних систем та управління ними, прогнози за часовим масштабом доцільно поділяти на такі типи:

оперативні прогнози (строк упередження — до одного року). Прогнозуються зміни станів геосистем, зумовлені процесами сезонної динаміки з характерними часами порядку 10^0 — 10^2 діб. Оптимальним Для них є прогноз зміни стексів геосистем, виражений у ймовірностях зміни одного стеку на інші його види. Такий прогноз можна подати в прогнозному етоциклі геосистеми (див. рис. 38). У практичному відношенні оперативні прогнози здебільшого є управлінськими, тобто призначені для прийняття рішень по управлінню певної соціальної функції, яку має виконувати геосистема (призначення норм та строків поливів, визначення оптимальних строків агротехнічних заходів тощо);

короткострокові прогнози (строк упередження до 5 років). Прогнозуються зміни станів геосистем, зумовлені динамічними процесами з ХЧ порядку 10^0 років (осолонцювання, засолення ґрунтів, зміна хімічного складу та ступеня мінералізації ґрунтових вод, глибини залягання їх рівня, вміст забруднюючих речовин у різних геогоризонтах). Ці процеси переважно ландшафтно-флуктуаційної природи, суцесія за такий час проявиться не встигає. Прогноз здебільшого управлінський. За ним приймаються рішення, що здійснюються, наприклад, протягом однієї ротації сівозміни (визначаються оптимальні строки плантажної оранки, гіпсування ґрунтів тощо). Можуть складатися також короткострокові конфірмативні прогнози, тобто такі, які підтверджують або спростовують припущення щодо можливості виникнення небажаних змін геосистем при їх певному використанні;

середньострокові прогнози (строк упередження до 25—50 років). Прогнозуються зміни геосистем суцесійного характеру (ХЧ порядку 10^1 — 10^2 років), перебудова ландшафтних територіальних структур (мережі ландшафтних меж), зміни горизонтальних динамічних зв'язків між геосистемами. Середньостроковим ландшафтно-екологічним прогнозам надається особливо важливого значення, оскільки за цей час реалізуються найбільш суттєві зміни геосистем, а також тому, що строк 25—50 років здебільшого відповідає часу, протягом якого характер технологічного втручання в геосистему принципово не змінюється (в середньому перехід на нові виробничі, сільськогосподарські та інші технології здійснюється через 25—50 років).

Середньострокові прогнози виконуються при ландшафтно-екологічному обґрунтуванні проектів меліоративних, містобудівних, рекреаційних та інших природно-технічних систем. Вони можуть бути конфірмативного (обґрунтовується або відхиляється можливість реалізації певного проекту, наприклад, створення в даному регіоні меліоративної системи, будівництва АЕС тощо) або планіфікаційного типу (прогноз є основою проектування природно-тех-

нічних систем, обґрунтування оптимальних проектних рішень по функціональному використанню геосистем, необхідних природоохоронних заходів тощо);

довгострокові прогнози (строк упередження більше — 50 років). Складаються для визначення загальних тенденцій ландшафтно-сукцесійних та еволюційних змін геосистем і мають переважно теоретичне значення.

Таблиця 21. Співвідношення просторових та часових масштабів ландшафтно-екологічних прогнозів та відповідних їм методів прогнозування

Часовий масштаб прогнозу	Просторовий масштаб прогнозу			
	локальний	субрегіональний	регіональний	субконтинентальний
Оперативний	4, 5 (1)	4, 5 (1)	—	—
Короткостроковий	3, 4, 5, 6 (2)	3, 5, 6 (2, 4)	—	—
Середньостроковий	6, 7, 8 (2, 3, 4, 5)	3, 7, 8 (2, 4, 6)	2, 3, 7 (1, 6)	—
Довгостроковий	—	—	1, 2 (4, 5)	1, 2 (4, 5, 6)

Примітка. Цифрами позначено найбільш відповідні методи прогнозування (в дужках — що мають допоміжне значення): 1 — метод логічних розумових висновків; 2 — експертних оцінок; 3 — ландшафтно-екологічних аналогів; 4 — балансів; 5 — математико-статистичні; 6 — імітаційного моделювання; 7 — прогнозування за ландшафтно-сукцесійними рядами; 8 — за матрицями Маркова

За просторовим масштабом ландшафтно-екологічні прогнози поділяються на:

локальні — об'єктами прогнозування є геотопи, наногеохори, мікрогеохори, ландшафтні смуги, ПГ-ланки, ПГ-сектори, окремі біоцентри, басейнові ЛТС 1-го, 2-го, рідше 3-го порядків. В адміністративному відношенні локальні прогнози відповідають території господарства, лісництву, іноді — кільком полям сівозміни;

субрегіональні, об'єктами яких є мезо- та макрогеохори, ландшафтні яруси, парадинамічні райони, ПГ-смуги, басейни 3—4 порядків, біоцентрично-сітвові структури. Складаються вони для адміністративних районів, областей, території великого міста з його хінтерландом (наприклад, для Київського столичного регіону), значних за розмірами меліоративних систем, національних парків;

регіональні прогнози охоплюють геосистеми регіональних рангів (ландшафтні зони, провінції, басейни великих річок (Дніпра, Дністра та ін.). Об'єктами прогнозування є макрогеохори, ландшафтно-екологічні райони та підрайони, ПГ-сектори, парадинамічні райони, рідше — ландшафтні яруси, басейни річок вище 4-го порядку;

субконтинентальні прогнози складаються на великі одиниці ландшафтно-екологічного районування — субконтинент, пояс у ме-

жах континенту або на цілу середню (типу України, Франції) та велику за розмірами державу. Об'єктами прогнозування можуть бути таксони ландшафтно-екологічного районування, рангом менші від субконтиненту (зони, провінції, області, райони), басейни великих річок.

Між часовими та просторовими масштабами прогнозу є певна, відповідність (табл. 21).

§ 10.2. ОСНОВНІ МЕТОДИ ПРОГНОЗУВАННЯ

У прогностиці та математиці розроблено багато методів прогнозування. Однак внаслідок специфіки ландшафтно-екологічного аналізу, (часто обмежений об'єм інформації, її ймовірність та нечітка визначеність, стохастичність зовнішнього середовища тощо) далеко не всі з них вдається застосувати. Найбільше відповідають цій специфіці такі методи: логічних розумових висновків, експертних оцінок, ландшафтно-екологічних аналогів, балансовий, статистичні (аналіз часових рядів, регресійний аналіз тощо), імітаційного моделювання, прогнозування за сукцесійними рядами геосистем, прогнозування за допомогою матриць Маркова.

Вибір методу прогнозування залежить від наявної інформації про геосистем и та зовнішні впливи на них, а також від просторово-часового масштабу прогнозу (див. табл. 21). Розглянемо найбільш відповідні для ландшафтної екології методи прогнозування. З іншими можна ознайомитись по підручнику В. С. Аношко та ін. (1985).

Метод логічних розумових висновків (його також називають методом наукової спекуляції) ґрунтується на знанні загальних закономірностей змін геосистем при дії на них певних природних або антропогенних факторів. Інформаційне забезпечення прогнозування складають загальні відомості про природу регіону і теоретичні положення ландшафтної екології та інших наук. Оскільки фактологічна забезпеченість прогнозування слабка, роль інтуїції, наукової грамотності дослідника мають вирішальне значення для обґрунтованості прогнозу. Прогноз, складений за цим методом, — попередній, його слід деталізувати більш досконалими методами.

Методи експертного оцінювання досить різноманітні. Суть їх полягає в підборі групи експертів, їх опитуванні за спеціально складеними анкетами, в яких чітко сформульовані питання щодо майбутніх станів геосистем, та статистичній обробці отриманих даних (експертних оцінок). В результаті цієї обробки обґрунтовується деякий єдиний прогнозний висновок. Виділяються дві групи експертних методів — індивідуальні (висновки експертів незалежні, до того ж виключаються їх взаємні консультації при складанні прогнозу; найбільш популярним методом цієї групи є метод «Дель-

фі») та колективні експертні методи (прогноз складається при колективній роботі експертів, яка організована за певними правилами «ділових ігор»).

Експертні методи доцільно застосовувати у випадках, коли: немає достатнього фактологічного матеріалу для прогнозування іншими методами; прогноз необхідно скласти в стислий строк, за який не вдається провести польових ландшафтно-екологічних досліджень; прогножуються зміни геосистем до принципово нових видів антропогенних впливів, яких раніше геосистеми не зазнавали.

Метод ландшафтно-екологічних аналогів полягає в пошуку для геосистеми, для якої складається прогноз, її аналогів — геосистем аналогічного виду, але таких, які деякий час знаходилися під впливом фактора, зміни в результаті дії якого необхідно прогнозувати. Оскільки абсолютно ідентичних геосистем відшукати практично неможливо, результати прогнозу орієнтовні, хоч їх і можна представити в кількісній формі.

Суб'єктивний фактор цього методу пов'язаний з вибором геосистем-аналогів. Його можна уникнути, використавши положення та методи теорії подібності. Суть їх зводиться до того, що для геосистем та процесів, що прогножуються, конструюються критерії подібності — безрозмірні числа, що відображають взаємодії факторів, які визначають закономірності певного процесу або властивості геосистеми. У подібних геосистемах критерії подібності мають одне значення і не змінюються при їх функціонуванні та різних динамічних процесах (Л. Б. Розовський, 1969). За геосистеми-аналоги слід обирати такі, що мають близькі значення критеріїв подібності. Відношення цих критеріїв є перехідним коефіцієнтом, на який слід помножити значення геосистеми-аналога з тим, щоб перенести ці відкоректовані значення на геосистему-об'єкт прогнозування.

Статистичні методи прогнозування (регресійного та факторного аналізів, екстраполяції, часових рядів) дають вірогідні результати при наявності вибірки великого об'єму. Їх можна використовувати і при обробці малих вибірок ($N < 30$), але в цьому випадку результати прогнозу будуть орієнтовними, оскільки довірчі інтервали оцінок досить широкі.

Прогнозування за схемами ландшафтної сукцесії — специфічний метод ландшафтної екології. Знаючи позиції геосистеми на сукцесійному ряду та напрям сукцесії вздовж нього, для будь-якої геосистеми можна визначити можливу послідовність її змін на інші. Якщо для досліджуваного регіону сукцесійні схеми побудовані, то для отримання прогнозу необхідно лише визначити для кожного ландшафтно-сукцесійного ряду, в якому напрямі при певному впливі на геосистеми відбуватимуться їх зміни — в бік клімаксової геосистеми чи ініціальної.

Визначення цього напрямку ґрунтується на знанні загальних закономірностей змін геосистем при їх функціональному використан-

ні, що проектується, або при прогнозованих змінах зовнішнього середовища: (потепління чи похолодання клімату тощо). Так, при зрошенні степових геосистем слід чекати на їх зміни в таких напрямках. Вздовж гідроморфного ряду зміни йдуть у бік, ініціальних геосистем, вздовж ксероморфного — до клімаксової. Це зумовлено додатковим зволоженням ґрунтової товщі геосистем, підняттям рівня ґрунтових вод, незначною зміною мікро- та мезоклімату в бік його більшої вологості. Якщо зрошувальні норми екологічно обґрунтовані і забезпечується промивний тип водного режиму геосистеми, то внаслідок розсолення ґрунтів геосистеми вздовж галоморфного ряду прямують до клімаксу, а за умови достатнього дренажу така сама тенденція характерна і для галогідроморфного сукцесійного ряду. Зміни вздовж літоморфного ряду багато в чому визначаються прийнятою структурою сівозміни та загальною культурою землеробства. Так, іригація часто призводить до зміни спеціалізації сільського господарства, зокрема, до збільшення частки просапних культур на зрошуваних землях, що сприяє розвитку ерозії. Це може зумовити зміни геосистем уздовж літоморфного сукцесійного ряду в напрямі його ініціальних позицій. За раціональної, екологічної адаптованої системи землеробства можна досягнути бездефіцитного балансу гумусу. Це призводить до змін літоморфізованих геосистем у напрямі клімаксу. Ці зміни йдуть вкрай повільно.

При осушенні загальні закономірності сукцесійних змін геосистем такі. Вздовж літоморфного та псамоморфного рядів — в бік їх ініціальних позицій, що зумовлено посиленням дефляції осушених геосистем, «випрацюванням» торфу та інших негативних наслідків екологічно необґрунтованого дренажу. Вздовж гідроморфного сукцесійного ряду за рахунок зниження рівня ґрунтових вод, поступового зменшення оглеєності ґрунтів тощо геосистеми прямують до клімаксу. Геосистеми псамоморфного ряду змінюють одна одну в напрямі ініціальних стадій.

Аналогічно можна встановити напрям ландшафтної сукцесії і для інших антропогенних впливів, що проектується. Суттєве обмеження методу прогнозування за сукцесійними схемами полягає в тому, що за ними можна встановити лише послідовність змін геосистем, але не час, через який одна геосистема зміниться іншою.

Прогнозування за матрицями Маркова полягає у визначенні для кожної геосистеми ймовірностей її перебування в різних станах (або заміни геосистеми одного виду іншими) на кожний з m моментів часу послідовно заданих через m часових інтервалів Δt . Це завдання вирішується аналізом матриць Маркова, для побудови яких використовуються оцінки ймовірностей відмов різних видів $q(Z_o, \Delta t)$ та відновлення геосистем після них за час Δt — $P_{відн}(Z_o, \Delta t)$. Дійсно, виникнення відмови певного виду означає не що інше, як перехід геосистеми за час Δt з початкового стану до іншого. Наприклад, при виникненні галоморфного виду відмови геосис-

тема з незасоленими ґрунтами переходить у геосистему з вторинно засоленими ґрунтами (один вид геосистеми змінюється на інший). Ймовірністю такого переходу є ймовірність галоморфної відмови геосистеми. Зміна геосистеми елювіального водного режиму з незасоленими ґрунтами на гідроморфну геосистему із засоленими солонцюватими ґрунтами матиме місце, якщо за час Δt відбудуться

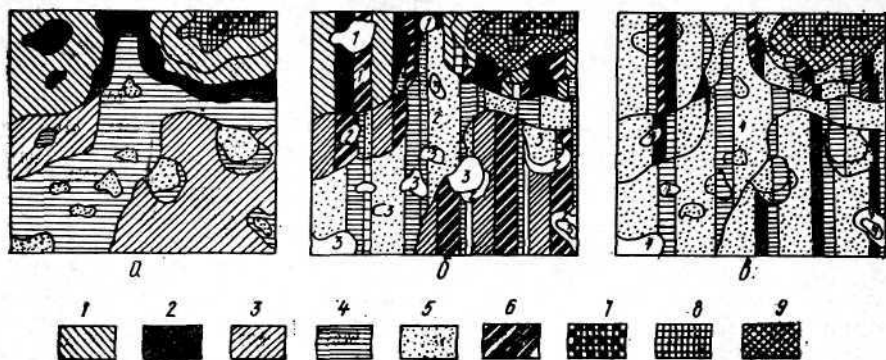


Рис. 50. Сучасна ландшафтна структура тераси нижньої течії Дністра (а) та прогноз її змін через 22 (б) та 55 років (в):

ширина смуги з певною штриховкою пропорційна ймовірності того, що даний контур буде зайнятий відповідним видом наногеохори. *Наногеохори:* 1 — плоска терасова рівнина елювіального режиму з чорноземами південними малогумусними середньосуглинковими; 2 — те ж — з чорноземами солонцюватими; 3 — те ж — з чорноземами засоленими; 4 — терасова рівнина гідроморфного режиму з лучно-чорноземними засоленими ґрунтами; 5 — те ж — з лучно-чорноземними солонцюватими засоленими (солончакуватими) ґрунтами; 6 — те ж — з лучно-чорноземними солонцюватими ґрунтами; 7 — те ж — з лучно-чорноземними модальними ґрунтами (в сучасній ЛТС не розвинуті); 8 — терасові рівнини елювіального режиму з чорноземами південними засоленими солонцюватими (не розвинуті); 9 — пологі схили з нееродованими чорноземами південними малогумусними; 10 — те ж — із змитими ґрунтами; 11 — пологі схили з ерозійними борознами (гофровані схили), змитими ґрунтами.

Цифри — ймовірності прогнозованої ЛТС у межах контура: 1— 5—0,55; 2 — 0,25; 8—0,10; 4—0,10; 2 — 5 — 0,85; 4—0,15. 3 — 5—0,9; 4—0,10. 4 — 5—0,80; 4—0,20

три види відмов — гідроморфна, галоморфна та алкаломорфна (відмова осолонцювання). Ймовірність такого переходу розраховують як добуток ймовірностей одночасного за Δt виникнення цих трьох відмов. Ймовірність зміни гідроморфної геосистеми елювіальною відповідає ймовірності відновлення відмови гідроморфного виду. Таким чином можна розраховувати всі можливі варіанти змін однієї геосистеми іншими за час Δt . Якщо значення цих ймовірностей розраховані для всіх геосистем досліджуваного регіону, отримуємо матрицю перехідних ймовірностей — важливий результат ландшафтно-екологічного прогнозу. На її основі можна вирішувати широкі комплекс прогнозних завдань. Зважаючи на його ефективність, розглянемо реалізацію цього методу на конкретному прикладі — локальному середньостроковому прогнозі змін при зрошенні мезогеохори тераси нижньої течії Дністра.

Фрагмент ландшафтної карти мезогеохори показано на рис. 50, а. Наногоехори, що її складають, відрізняються засоленістю, солонцюватістю, водним режимом ґрунтів та ступенем його змитості. При зрошенні та інтенсифікації землеробства можливі п'ять видів відмов цих геосистем: галоморфна (індекс G); гідроморфна (H); алкаломорфна, тобто у формі вторинного осолонцювання ґрунтів (A); площинно-ерозійна, тобто у формі змиву ґрунтів (E); лі-

Таблиця 22. Ймовірності виникнення відмов та їх відновлення за $\Delta t = 11$ років (значення індексів відмов та видів наногоехор див. у тексті)

Вид геосистеми	Ймовірність виникнення відмови виду					Ймовірність відновлення відмови виду				
	G	A	H	E	R	G	A	H	E	R
1	0,1	0,4	0,2	0	0	—	—	—	—	—
2	0,2	—	0,2	0	0	—	0,3	—	—	—
3	—	0,5	0,2	0	0	0,1	—	—	—	—
4	—	0,7	—	0	0	0,1	—	0,1	—	—
5	—	—	—	0	0	0	0,2	0	—	—
6	0,6	0,7	—	0	0	—	—	0,1	—	—
7	0,6	—	—	0	0	—	0,2	0,1	—	—
8	—	—	0,2	0	0	0,1	0,3	—	—	—
9	0	0	0	0,2	0,1	0	0	0	—	—
10	0	0	0	—	0,1	0	0	0	0	—
11	0	0	0	—	—	0	0	0	0	0

нійно-ерозійна — виникнення мережі ерозійних борозн, «гофрування» схилів (R). За методами, викладеними у § 9.2, для всіх видів наногоехор обчислено значення ймовірностей відмов цих видів та відновлення геосистем після них для інтервалу часу $\Delta t = 11$ років (період ротації сівозміни). Отримані оцінки наведено в табл. 22.

Користуючись ними, визначають ймовірності зміни за 11 років геосистеми i -го виду геосистемою j -го виду. Так, зміна геосистеми виду «1» на «2» (див. підпис до рис. 50) можлива в тому разі, якщо за цей час матимуть місце такі три події: геосистема «1» залишиться незасоленою (не виникне відмови виду G), ймовірність p_G чого дорівнює $p_G = 1 - q_G = 1 - 0,1 = 0,9$; чорноземи в геосистемі «1» стануть солонцюватими (відбудеться відмова виду A), ймовірність чого дорівнює $q_A = 0,4$; геосистема «1» збереже елювіальний режим (не буде відмови Я): $p_H = 1 - q_H = 1 - 0,2 = 0,8$. Таким чином, ймовірність зміни за 11 років наногоехори виду «1» наногоехорою виду «2» дорівнює $P(1 \rightarrow 2) = (1 - q_G) \cdot q_A \cdot (1 - q_H) = (1 -$

Для переходу наногоехори 4-го виду в 1-ий необхідно щоб:

1) відновився елювіальний режим, ймовірність чого для наногоехори «4» дорівнює $P_{відн. H} = 0,1$; 2) відбулось розсолонення ґрунтів (тобто відновлення відмови виду G) — $P_{відн. G} = 0,1$; 3) ґрунти

Таблиця 23. Матриця ймовірностей переходів наногеохор тераси Дністра за $\Delta t = 11$ років (види наногеохор — див. підпис до рис. 50)

Вид наногеохори	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	0,43	0,29	0,05	0,01	0,01	0,11	0,07	0,30	0,00	0,00	0,00
2	0,19	0,45	0,05	0,01	0,03	0,05	0,11	0,11	0,00	0,00	0,00
3	0,04	0,04	0,36	0,09	0,09	0,01	0,01	0,36	0,00	0,00	0,00
4	0,00	0,01	0,03	0,24	0,57	0,03	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00
5	0,00	0,00	0,00	0,20	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
6	0,01	0,03	0,02	0,16	0,38	0,11	0,25	0,04	0,00	0,00	0,00
7	0,01	0,03	0,01	0,11	0,43	0,07	0,29	0,05	0,00	0,00	0,00
8	0,02	0,06	0,22	0,05	0,13	0,01	0,01	0,50	0,00	0,00	0,00
9	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,77	0,19	0,04
10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,10
11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00

геосистеми «4» залишилися несолонцюватими (не відбудеться відмови виду «А») — $p_A = 1 - q_A = 1 - 0,7 = 0,3$. Отже, ймовірність трансформації за 11 років геосистеми 4-го виду до 1-го розраховуються як: $P(4 \rightarrow 1) = p_{\text{відн}} H p_{\text{відн}} G(1 - q_A) = 0,1 \cdot 0,1 \cdot (1 - 0,7) = 0,003$.

Обчисливши аналогічно ймовірності переходів для кожного виду наногеохор, можна скласти матрицю перехідних ймовірностей (табл. 23), яка є матрицею Маркова (сума в кожному рядку строго дорівнює 1). Її важлива особливість полягає в тому, що, піднісши її до другого степеня, отримаємо матрицю ймовірностей перебування геосистеми у різних станах на момент $2\Delta t$ (в нашому прикладі — через 22 роки), до третього степеня — на момент $3\Delta t$ (33 роки) і так далі. Послідовне піднесення матриці перехідних ймовірностей до все вищого степеня здійснюється за допомогою комп'ютера, який видруковує такі матриці, починаючи з її квадрату (на момент $2\Delta t$) та закінчуючи матрицею для деякого $k\Delta t$, коли ланд-

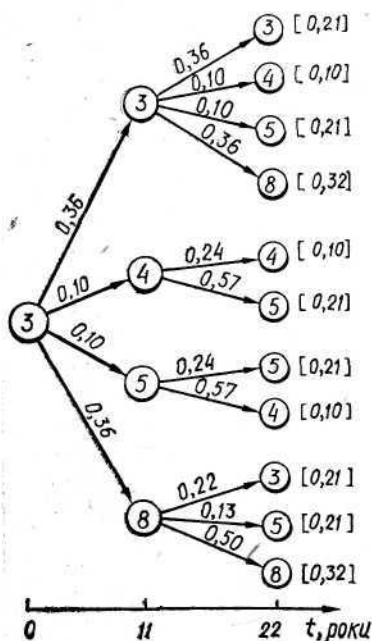


Рис. 51. Граф змін геосистем, що прогноуються на різні строки упередження прогнозу (індекси геосистем — див. підпис до рис. 50) Цифри біля ребер графу — ймовірності переходів, у дужках — ймовірності перебування геосистеми 3-го виду у відповідному стані через 22 роки

шафтна структура стабілізується і в подальшому практично ніякі зміни в ній уже не відбуваються. Для розглянутого прикладу така стабілізація за умови незмінного режиму зрошення та культури землеробства має відбуватися через 12—15Δt, тобто через 132—165 років, коли практично всі геосистеми, крім 9, 10 і 11-го видів, трансформуються в геосистему 5-го виду (гідроморфного режиму із засоленими солонцюватими ґрунтами).

Серія матриць ймовірностей переходу геосистем до різних станів на різні строки упередження прогнозу є важливим багатим матеріалом ландшафтно-екологічного прогнозування. Проте їх деякий недолік пов'язаний із складністю інтерпретації та поганою наочністю отриманих результатів. Тому на основі матриці Маркова будується серія прогнозних карт (див. § 10.3 та рис. 50 б, в), а також графі прогнозних змін геосистем. Приклад такого графу для геосистеми 3-го виду наведений на рис. 51.

§ 10.3. ЛАНДШАФТНО-ЕКОЛОГІЧНЕ ПРОГНОЗНЕ КАРТОГРАФУВАННЯ

При вирішенні багатьох завдань ландшафтно-екологічної оптимізації території дуже зручно результати прогнозування подати в картографічній формі. Тому прогнозну карту слід розглядати як основний документ ландшафтно-екологічного прогнозування. Вона складається на контурній основі ландшафтно-карти, але, на відміну від неї, моделює не сучасну ландшафтну структуру, а прогнозовану. У зв'язку з цим зміст контурів прогнозної карти інший, а їх сітка може бути трансформована (якщо прогнозується зміщення ландшафтних меж, поява нових та зникнення деяких існуючих на даний час геосистем тощо).

Зміст прогнозної карти визначається її призначенням та методом, за яким був отриманий ландшафтно-екологічний прогноз. Так, якщо прогнозування здійснене за ландшафтно-сукцесійною схемою, його результати можна показати на карті, для кожного контуру якої вказується ряд послідовності можливих змін геосистем. Якісним фоном виділяються контури, для яких прогноуються небажані (катастрофічні в екологічному відношенні) зміни.

Суттєво розширюються можливості прогнозного ландшафтно-екологічного картографування, якщо цей прогноз здійснений методом марківських матриць. За серією цих матриць на різні строки упередження прогнозу (тобто на різні $k\Delta t$) можна скласти подібну їм серію прогнозних карт. Як приклад, на рис. 50, б, в наведені дві такі карти, що дають прогноз змін геосистем через 22 та 55 років. На цих картах для кожного контуру відповідною штриховкою вказано види наногеохор, які можуть займати даний контур на відповідний строк. Ширина смуг із штриховками (в см) відповідає

ймовірності того, що ландшафтний контур буде представлений **наногеохорою** відповідного виду. Значення цієї ймовірності може **бути також** інтерпретоване як частка площі контуру, яка буде зайнята відповідним видом наногеохори.

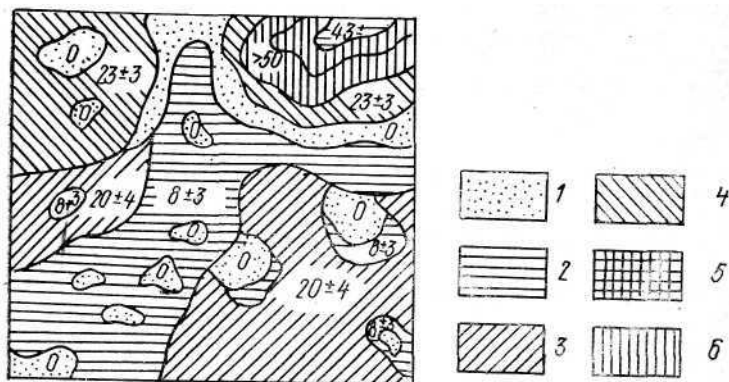


Рис. 52. Прогноз часу вторинного осолонцювання ґрунтів (роки):

1—0; 2 — 5—11.; 3 — 16—24; 4 — 20—26; 5 — 39—47; 6 — понад 50

За оцінками середнього часу функціонування геосистеми до виникнення відмови i -го виду (показник стійкості $T_{\text{відн}}$ — див. § 9.2) можна скласти карти прогнозованого часу, на який очікується певна зміна геосистем (їх осолонцювання, гідроморфізація, засолення, інтоксикація тощо). На рис. 52 дано приклад прогнозової карти такого типу. Вони можуть бути ефективно використані при визначенні строків та ареалів проведення природоохоронних заходів.

Глава 11. ПИТАННЯ ОПТИМІЗАЦІЇ ГЕОСИСТЕМ

§ 11.1. ЛАНДШАФТНО-ЕКОЛОГІЧНІ ПРІОРИТЕТИ ТА КРИТЕРІЇ ОПТИМАЛЬНОСТІ ГЕОСИСТЕМ

Оптимізацій геосистем — це дії, спрямовані на переведення геосистем у стани, в яких вони здатні максимально ефективно виконувати задані функції, не зазнаючи при цьому небажаних змін протягом невизначено довгого часу.

Геосистему можна оптимізувати в різних напрямках — до максимально ефективного виконання нею деякої виробничої функції (наприклад, аграрної), максимізації її пейзажної привабливості, максимального збереження та відтворення первісного природного ста-

ну тощо. Нерідко ці напрями (цільові функції оптимізації) перебувають у протиріччі між собою або ж повністю несумісні (як, наприклад, виробнича гірничовидобувна та заповідна). Тому першим етапом оптимізації геосистем є визначення ландшафтно-екологічних пріоритетів розвитку регіону. Воно полягає у ранжуванні видів функцій у порядку їх значущості для даного регіону з урахуванням сучасної екологічної ситуації в ньому, специфіки його ролі в масштабі держави (спеціалізація у виробничому комплексі) та вищих одиниць ландшафтно-екологічного районування (унікальність природних умов, ступінь збереженості природних ландшафтів), загальних тенденцій та потреб соціально-економічного розвитку.

За ступенем значущості окремих функцій регіони можуть суттєво розрізнятися, проте в сучасних умовах для їх усіх найвищий пріоритет мають антропоекологічні функції (забезпечення та відтворення умов середовища, за яких немає загрози для здоров'я та самопочуття людини) та природоохоронні (збереження «живої» природи, стійкість антропізованих геосистем до процесів деградації — ерозії, засолення, дегуміфікації тощо). При оптимізації геосистем будь-якого регіону саме ці функції мають бути цільовими, тобто заходи, що плануються, повинні бути орієнтовані насамперед на забезпечення здорового середовища існування людини та виключення екологічних ризиків і конфліктних ситуацій між господарською функцією геосистеми та її природними особливостями.

За додержання цих умов пріоритет другого порядку слід визнати за функцією, відповідно якій геосистема має найвищий природний потенціал. При однаково сприятливих природних умовах для виконання декількох функцій пріоритет слід віддати тій з них, яка пов'язана з меншим екологічним ризиком або надто важлива з економічної точки зору. Наприклад, для геосистеми, яка має високий агропотенціал та багаті ресурси горючих копалин, пріоритетною буде гірничовидобувна функція.

Ефективна реалізація пріоритетної функції здебільшого можлива при виконанні геосистемою деяких інших функцій, пов'язаних з нею. Так, рекреаційна функція виконується більш ефективно, якщо геосистема несе також естетичну, інформаційно-пізнавальну функції та деякі інші. Загалом кожна функція має характерний «кортеж» інших функцій, реалізація яких сприяє її ефективному виконанню. Таким чином, пріоритетність функцій визначається як ієрархія цілей оптимізації — функціями першого порядку є природоохоронна та антропоекологічна, другого — ті, що мають найвищий природний потенціал, третього — функції, що сприяють виконанню функцій 2-го порядку. Наприклад, для Південного берега Криму пріоритетність функцій така: природоохоронна та антропо-екологічна — рекреаційна — естетична — інформаційно-пізнавальна — функція водопостачання — комунікаційна.

Визначення пріоритетності функцій є основою розробки регіональної екологічної політики, зокрема обґрунтування схем функціонального зонування регіону.

Крім встановлення ландшафтно-екологічних пріоритетів, оптимізація геосистем має ґрунтуватись на визначенні тих станів геосистем, які є для них оптимальними в природному та соціофункціональному відношеннях.

Із соціофункціональної точки зору оптимальними є стани, перебуваючи в яких геосистема здатна виконувати задану функцію максимально ефективно. Для визначення таких станів для кожної функції необхідно встановити деяку її характеристику, за величиною якої можна судити про ефективність функціонування геосистеми. Для більшості функцій таких характеристик є декілька. Так, для агрофункції ними можуть бути: врожайність, показники якості продукції (вміст клейковини в зерні, цукру у винограді тощо), собівартість продукції та ін. Завдання полягає у визначенні параметрів геосистеми, за яких значення показників ефективності її функціонування досягають максимуму або деякого запланованого рівня.

Для цього для кожної змінної геосистеми знаходять залежність між її значеннями та показником ефективності (наприклад, між запасами гумусу в ґрунті та врожайністю, вмістом солей у ньому та цукристістю винограду). Якщо ці залежності встановлені, то за ними можна визначити діапазони оптимальних значень характеристик геосистеми. Методи вирішення подібних завдань розроблені в лінійному програмуванні. На основі такого підходу виявлено оптимальні значення багатьох змінних геосистеми. Так, для агрофункції геосистем степової зони України оптимальна вологість ґрунту знаходиться в діапазоні 60—80 % найменшої вологості, оптимальні температури коливаються від 12—14 ° (для фази сходів та кушення) до 18—22° (фази колосіння та визрівання), глибина промочування геосистеми дощами та поливними водами 60—80 см, рН ґрунту 6,1—7,2, запаси гумусу — більше 600—650 т/га, потужність гумусових горизонтів 150—160 см, щільність ґрунту 1,10—1,35 г/см³, вміст водорозчинних солей — не більше 0,10 %, рівень прісних ґрунтових вод 120—160, мінералізованих — глибше 5—10 см, стрімкість поверхні 1°—1°30'.

Області станів геосистеми, визначені за зв'язком її змінних з показником ефективності, є оптимальними з функціональної точки зору. Проте при визначенні цих областей не враховується виконання геосистемою ресурсозберігаючих та середовищевідновлювальних функцій. Оптимально ці функції виконуються, якщо геосистема знаходиться в області нормальних природно зумовлених станах. Тому з *природно ландшафтною точки зору* критерієм оптимальності геосистем є нормальність її стану.

Нормальні стани геосистеми формуються за відсутності збурюючих факторів в умовах статистичного «шуму» — фонового коли-

вання інтенсивності багатьох факторів її динаміки. Такий характер розвитку геосистеми зумовлює те, що статистичний розподіл змінних геосистеми має описуватись нормальним законом. Виходячи з цього, значення x_{opt} геосистеми, що обмежують область її оптимальних значень, можна визначити статистично за допомогою рівняння

$$\Phi \left[\frac{x_{\text{opt.max}} - x_{\text{opt.min}}}{\sigma_x} \right] = \frac{1 - P(\epsilon)}{2},$$

де Φ — функція нормованого нормального розподілу; σ_x — середнє квадратичне відхилення змінної x ; $P(\epsilon)$ — заданий рівень ймовірності відповідності геосистеми нормальному стану, який може бути прийнятий $P=0,95$, або $P=0,99$ — для змінних геосистеми, збереження яких у нормі особливо необхідне.

Оскільки збурюючий антропогенний фактор призводить до зміщення геосистеми з області її нормальних станів у певному напрямі, розподіл її змінних набуває асиметричності і часто описується логарифмічно-нормальним законом. На цій підставі В. Д. Федоров (1974) запропонував оцінювати нормальність j -ї змінної екосистеми відношенням її середнього арифметичного до середнього геометричного. Виходячи з цього, можна ввести інтегральну характеристику нормальності (природної оптимальності) стану геосистеми:

$$D = \frac{1}{nk} \sum_{j=1}^k \left[\left(\sum_{i=1}^n x_{ij} \right) : \sqrt[n]{\prod_{i=1}^n x_{ij}} \right],$$

де D — оцінка нормальності (природної оптимальності) стану, в якому знаходиться геосистема; k — число її змінних; x_{ij} — i -те значення j -ої змінної; n — об'єм вибірки.

Важливим критерієм оптимальності геосистем є їх стійкість до антропогенних впливів—оптимальними є лише ті області станів, знаходячись у яких геосистема характеризується низькою (наприклад, на рівні $q=0,05$) ймовірністю відмов та високою ймовірністю відновлення. Тобто оптимальними слід вважати локально стійкі стани геосистеми. Цей критерій вимагає визначення оцінок стійкості геосистем у станах, які є оптимальними в природному та функціональному відношеннях. Якщо ці стани нестійкі, а відтак пов'язані з екологічними ризиками та конфліктними ситуаціями, за оптимальні з ландшафтно-екологічної точки зору їх вважати не можна. У цьому разі як оптимальні визначаються стани геосистеми, знаходячись у яких вона виконує господарську функцію з дещо меншою ефективністю, ніж максимально можлива, проте її стійкість при цьому забезпечується на бажаному рівні.

Оптимальна ландшафтно-екологічна організація території зводиться до обґрунтування такої територіальної диференціації функцій (на практиці — схеми угідь), за якої максимально повно реалізуються природні потенціали геосистем, виключені конфліктні ситуації між її функціональним використанням та природними особливостями, забезпечується з заданою високою ймовірністю стійкість як окремих геосистем, так і ЛТС в цілому. Оптимально організована територія має бути не тільки високопродуктивною та безконфліктною, але й естетично привабливою.

Задоволення усіх цих вимог — складна ландшафтно-екологічна проблема, хоч можна назвати окремі регіони, територіальна організація яких близька до оптимальної. Здебільшого це території національних парків (як, наприклад, Гяуйського в Латвії), де оптимуму досягнуто певною мірою стихійно — шляхом адаптації (тривалою історичного пристосування) форм господарювання місцевого населення до особливостей природного ландшафту.

Цілеспрямоване наукове обґрунтування схем оптимальної організації території розпочалося в Європі з 60-х років. В ФРН при вирішенні питань територіального планування стало обов'язковим складання «ландшафтних планів» — схем оптимального розміщення різних функціональних зон у відповідності з територіальною диференціацією комплексу природних умов. Проте методика обґрунтування ландшафтних планів недостатньо комплексна і розроблена не досить чітко. Ці ж вади властиві Територіальним комплексним схемам охорони природи (ТерКСОП), які законодавчо встановлені в колишньому СРСР як обов'язкові при плануванні економічного розвитку адміністративних одиниць (областей та районів). Широкого визначення в європейських країнах здобула концепція та методика раціональної організації території, розроблена на початку 80-х років словацькими ландшафтними екологами Л. Міклошем та ЛІ. Ружічкою під назвою «LANDER» (ландшафтно-екологічне планування). Згідно неї, рекомендації з екологічно оптимальної локалізації різних угідь ґрунтуються на кількісній оцінці відповідності геосистем різним соціальним функціям з урахуванням їх соціальної значущості для держави в цілому та адміністративних одиниць нижчого рівня.

Оптимізація організації території виходить з визначених для неї ландшафтно-екологічних пріоритетів. Визначаючи природоохоронну функцію за пріоритетну для будь-якого регіону, при його ландшафтно-екологічній оптимізації першочерговим завданням є визначення оптимального співвідношення природних та господарських угідь. Цю проблему поставив ще В. В. Докучаєв, проте сучасний рівень ландшафтно-екології не дозволяє розробити струн-

кої системи методів її вирішення на необхідному для практики рівні.

З ландшафтно-екологічних позицій слід визначити не тільки оптимальне співвідношення угідь, але й мінімально необхідну площу окремої ділянки природної рослинності (біоцентру) та оптимальну структуру їх розміщення по території. Таким чином, *проблема оптимальної організації природного каркасу ландшафту* (термін литовських географів) включає 3 важливі завдання: виявити оптимальне процентне співвідношення природних та господарських угідь; визначити мінімально необхідну площу окремого біоцентру; спланувати оптимальну біоцентрично-сітьову ЛТС.

Визначення оптимального співвідношення площ природних та господарських угідь. Оскільки основний негативний наслідок зведення лісів та розорання степів — інтенсифікація ерозійних процесів, необхідну лісистість («щільність») території можна розрахувати, виходячи з кореляційної залежності між лісистістю та коефіцієнтом стоку. О. О. Молчанов (1960) наводить фактичні дані про цю залежність для різних водозбірних басейнів території колишнього СРСР. Виходячи з цих даних та визначивши значення коефіцієнта стоку, при якому лімітується ерозія (воно близьке до 10—15 %), отримаємо, що для досягнення таких значень стоку в степу лісистість має складати 10 %, а в лісостепу—15 %. В. В. Докучаєв та П. О. Тутковський вважали, що в степу лісистість повинна становити 10—20 %, О. І. Воєйков — не менше 10 %, а зараз лісистість степу України становить 2,0—2,8 %. Оптимальну лісистість можна орієнтовно визначити також за максимальною величиною приросту підземного стоку в складі водного балансу. З досвіду його визначення видно, що в межах України величини оптимальної лісистості зменшуються з північного заходу та півночі на південний схід та південь від 39—40 до 16—17 %. Для зони мішаних лісів оптимальна лісистість складає 23—40 %, лісостепу — 17—23, степу 15—17 %.

Мінімальний розмір біоцентру можна встановити з біоекологічної, фізико-географічної та агроекологічної точок зору. З біоекологічних позицій оптимальна площа біоцентру має бути такою, щоб забезпечувалось ефективне самовідтворення популяцій та гарантувалось їх існування протягом невизначено довгого часу. Як зазначалося в § 4.8, для цього необхідні площі в кілька сотень і тисяч квадратних кілометрів, що зараз для більшості регіонів недосяжне. Тим не менше, з встановлених залежностей між площею біоцентру та його видовим складом, віковою структурою популяцій впливає, що для різних угруповань існують деякі критичні значення площі, нижче якої різко зменшується їх видова насиченість та інші фітоценотичні показники. За даними європейських ландшафтних екологів, для багатьох типів рослинності такою площею є **200 м²**. Цю величину орієнтовно можна прийняти за мінімально

необхідну площу окремого біоцентру. Проте стійкість популяційної структури угруповань таких ареалів мала і завжди є високий ризик їх деградації.

З фізико-географічної точки зору мінімальний розмір ділянки з природною рослинністю (насамперед лісовою) має бути таким, щоб вона могла впливати на мезоклімат. Цей фактор особливе значення має для регіонів з недостатнім зволоженням. За даними М. І. Будико та О. О. Дроздова (1953), для різних ландшафтних зон розмір лісових масивів, при якому вони впливають на збільшення атмосферних опадів, коливається від кількох до десятків квадратних кілометрів. Біоцентри, площею менші за 1 км^2 , мезоклімату регіону практично не змінюють.

З агроекологічної точки зору біоцентр, вкраплений у структуру агроландшафту, має оптимізувати прилеглі поля за рахунок птахів, комах, рептилій, що живуть у ньому. При цьому можна і не вимагати від такого біоцентру стійкості його популяційної структури, допускається їх певна деградація, яка може лімітуватися штучно (підсадкою дерев, чагарників тощо). За даними НДІ біології Дніпропетровського університету, ділянки з насадженою природною рослинністю площею $0,5\text{--}1 \text{ га}$ в степовому ландшафті забезпечують біологічний захист та запилення агроценозів у радіусі 2 км . Біоцентри меншої площі такої оптимізуючої ролі не відіграють.

Обґрунтування оптимальної територіальної структури природних угідь ґрунтується на концепції біоцентрично-сітьової ЛТС (див. § 4.8). В оптимально організованій території всі біоцентри мають бути зв'язаними біокоридорами в єдину мережу. Оптимальність цієї мережі оцінюється α -, β - та γ -індексами зв'язності. Найбільшої ефективності біоцентрично-сітьова ЛТС досягає при значеннях $\alpha=1$, $\beta=1$, $\gamma=3$. При невідповідності параметрів існуючої ЛТС цим значенням слід створити нові біоцентри та біокоридори. Оптимальним місцеположенням останніх є балки та лощини. Крім стабілізації біоцентрично-сітьової ЛТС, створені тут лісонасадження та залужені схили виконують також протиерозійну та водозахисну функції.

Території, не зайняті природною рослинністю та забудовою мають бути диференційовані на угіддя відповідно до природних потенціалів та оцінок стійкості геосистеми до антропогенних впливів. Причому останній критерій має пріоритетне значення перед високим потенціалом геосистеми.

§ 11.3. НОРМУВАННЯ АНТРОПОГЕННИХ НАВАНТАЖЕНЬ

Ландшафтно-екологічне нормування антропогенних навантажень має на меті визначення таких параметрів антропогенних впливів, за яких забезпечуються стійкість геосистем та ефективне вико-

нання ними заданих функцій. Ця дуже важлива для практики проблема почала розроблятися ландшафтною екологією лише останнім часом, і надійних та об'єктивних методів нормування поки що не вироблено.

У загальному вигляді завдання нормування впливу q -го виду, що описується m параметрами, полягає у визначенні для кожного j -го параметра множини його значень Q_j , при яких протягом заданого інтервалу часу $[t_0, t_1]$ геосистема з заданою ймовірністю не вийде з області оптимальних станів Z_{opt} ні за жодною з k змінних X_j , які описують її. Формально це завдання формулюється як

$$P\{x_i(t) \in z_{opt}(t), q_j \in Q_j, \forall i \in [1, k], j \in [1, m], t \in [t_0, t_1]\} \geq 1 - \alpha,$$

де α — мале число, що визначає «жорсткість» збереження геосистеми в області оптимальних станів $0 \leq \alpha < 1$; $\forall$ — квантор загальності.

Значення параметрів впливу $\{q^*\}$, при яких геосистема досягає значень, що обмежують область її оптимальних станів, є гранично допустимими для антропогенного впливу q -го виду та обмежує область допустимих впливів. Пошук таких впливів і є головною метою ландшафтно-екологічного нормування. Для цього необхідно: для кожного виду антропогенного впливу встановити властивості та процеси геосистеми, які можуть при цих впливах змінюватись у небажаному напрямі; знайти залежність величини цих змін від величини антропогенного впливу; за встановленими гранично допустимими значеннями змінних геосистеми, що обмежують область її оптимальних станів, знайти величини гранично допустимого антропогенного впливу для всіх його параметрів.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Основна

- Исаченко А. Г.* Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М., 1991. 366 с.
- Одум Ю.* Экология : В 2-х т. М., 1986. Т. 1. 326 с; Т. 2. 376 с.
- Преображенский В. С., Александрова Т. Д., Куприянова Т. П.* Основы ландшафтного анализа. М., 1988. 192 с.
- Сочава В. Б.* Введение в учение о геосистемах. Новосибирск, 1978. 319 с.
- Уиттекер Р.* Сообщества и экосистемы. М., 1980. 327 с.

Додаткова

- Берущашвили Н. Л.* Четыре измерения ландшафта. М., 1986.. 182 с.
- Василевич В. И.* Очерки теоретической фитоценологии. Л., 1983. 247 с.
- Геоэкологические* принципы проектирования природно-технических геосистем. М., 1987. 322 с.
- Гродзинский М. Д., Шищенко П. Г.* Ландшафтно-экологический анализ в мелиоративном природопользовании. К., 1993. 244 с.
- Крауклис А. А.* Проблемы экспериментального ландшафтоведения. Новосибирск, 1979. 233 с.
- Маркин Б. М.* Теоретические основы современной фитоценологии. М., 1985. 136 с.
- Рамад Ф.* Основы прикладной экологии. Л., 1981. 543 с.
- Forman R. T. T., Godron M.* Landscape Ecology. New York, 1986. 619 p.
- Naveh Z., Lieberman A. S.* Landscape Ecology. Theory and Application. Berlin; Heidelberg; Tokyo, 1984. 356 p.