

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

БОЯРИНЦЕВ Є. Л.

АНТРОПОГЕННА ГІДРОЛОГІЯ
РОЗДІЛ «ГІДРОЛОГІЯ МІСЬКИХ ТЕРИТОРІЙ»

Конспект лекцій

Б 72
УДК 556.1

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій (протокол № 8 від 28.05.2015 р.).

Бояринцев Є. Л.

Антропогенна гідрологія; розділ: Гідрологія міських територій: конспект лекцій. □
Одеса, ОДЕКУ, 2015. 61с.

Конспект лекцій призначений для навчання студентів освітнього рівня «магістр» спеціальність «Гідрологія». Метою викладання дисципліни «Антропогенна гідрологія» є створення у студентів сучасних теоретичних уявлень про механізми формування гідрометеорологічних характеристик в умовах антропогенного навантаження, у том числі і на урбанізованих міських територіях.

Конспект лекцій використовується для студентів денної та заочної форм навчання.

ISBN 978-966-186-027-7

© Бояринцев Є. Л., 2015

© Одеський державний екологічний університет, 2020

Вплив урбанізації на процеси формування стоку

Під урбанізацією звичайно розуміють освоєння земель для будівництва міст, сільських населених пунктів, об'єктів промисловості і спеціального використання (аеропорти, спортивні споруди і інш.), а також шляхів повідомлення.

Урбанізація докорінно змінює природні умови, створює покривало землі з йому властивими новими властивостями, абсолютно відмінними від природних. Урбанізація формує нову течію нова якість гідрологічних процесів, значно, іноді багато разів змінює гідрологічні характеристики.

Переважаючу частину площі урбанізованих земель займають міста. Останні і діють на гідрологічні процеси найбільш ефективно. Тому головним об'єктом дослідження впливів урбанізації на стік є територія міст.

Ці дослідження поки ще абсолютно недостатні, не повністю обґрунтовані методично. Але хоч гідрологія міст, як особлива галузь науки, ще не сформувалася, саме по цьому не можна переоцінити велике наукове і прикладне значення гідрологічних досліджень міських земель. Територія міст включає в себе велике число елементів, надзвичайно різних за умовами формування гідрологічних процесів, за характеристиками стоку. Для виконання гідрологічних досліджень і розрахунків по урбанізованим територіям доцільно класифікувати ці території, виділивши також їх

типи, які володіють генетичною єдністю, спільністю умов стокоформування.

Зрозуміло, всередині кожного такого типу поверхні кількісні характеристики втрат стоку широко варіюють. Ця мінливість може бути оцінена тільки статистично шляхом обґрунтування кривих просторового розподілу елементів втрат або стоку.

Особливості формування стоку в містах є не тільки різноманіття цих умов на різних типах або елементах поверхні. Має значення також водообмін між вказаними елементами поверхні, що створює своєрідну будову полів втрат і стоку.

У вченні про стік розрізняють, відповідно до умов природних басейнів, дві стадії, дві категорії рушення води: стік схиловий і стік русловий.

Поверхневий склоновий стік має ручейкову структуру. Він відбувається окремими струмками в склонових мікротальвегах, утворених природними чинниками (наприклад, ерозією) або що створюються штучно обробкою ґрунтів.

У другій стадії свого розвитку поверхневий стік концентрується в овражно балочної, а потім в річковій мережі, утворюючи руслові потоки часами заповнюючі пойми рік.

Втрати стоку атмосферних осадків формуються на склоновій стадії, визначаючись характером схилів. У

руслах же відбувається трансформація склонового притоки під впливом разновременности добігання води до облікового створа і руслопойменного водообмена.

Міські території звичайно охоплюють ряд схилів, кожний з яких розчленовується вулицями на окремі квартали.

Поверхневий стік всередині кварталів здійснюється окремими потоками або струмками, маючи деякі межі аналогії зі стіканням з природних схилів.

Внутриквартальні склонові потоки зливаються в канали ливневої каналізації, що проходять вздовж вулиць або ж поступають в поверхневі притратуарні лотки, впадаючи в дождеприемники ливнесточних труб.

Руслової стік по вуличних водостоках відрізняється від природного овражно балочного, головним чином, тільки по своїх гідравлічних параметрах. Склоновий же стік з площі кварталу має і інші, більш глибокі відмінності від природного. Внутриквартальна площа складається з вельми різномірних за умовами втрат стоку елементів, які мозаїчно розташовані по схилу. Ця площа включає в себе:

- 1) ділянки, повністю непроникні, скидаючи все випадаючі осадки за винятком нікчемної їх частки, що йде на змочування поверхні (дахів будівель)
- 2) ділянки, також водотривкі, але здатні акумулювати деяка кількість дощової води в мікродепрессиях (бетонні і асфальтированні покриття)

3) проникні ґрунтові поверхні (деякі двори і вулиці, площі) «зелену зону» (бульвари, парення, сади і інш.).

Двори вельми різні по ущільненню ґрунту. У центральних кварталах міст з багатоповерховою забудовою ґрунт найбільш ущільнений і вбирання вельми слабе, на околицях же, що мають звичайно одноповерхову изреженную забудову, ґрунтові поверхні менш ущільнені, і вбирання зростає, хоч все ж залишається меншим, ніж в природних умовах.

Частина внутриквартальної, а іноді і межквартальної площі займає рослинне покривало (древонасаждения, газони, а на околицях сади і городи). Вельми різноманітний процес стікання струмків дощових вод по внутриквартальної поверхні, їх концентрації у все більш великі потоки, і, нарешті, злиття в русловом русленні. Особливості цього процесу залежать від розміщення будівель по площі кварталу, архітектури будівель, наявності дворових водостоків і інших конкретних особливостей даного кварталу.

Вода, що зливається з дахів у двори, при наявності дворових водостоків, так само як і вода, що зливається на вуличні тротуари, майже відразу поступає в ливневую каналізацію. Але якщо дворові водостоки відсутні, то води, зібрані дахами будівель, знову розтікаються по поверхні, вбираються в ґрунт і затримуються в депресіях дворів; стік

у вуличну каналізацію сповільнюється і скорочується по об'єму.

Особливими умовами стоку характеризуються сучасні споруди на околицях великих міст, де багатопверхові будівлі поєднуються з великими озелененими ділянками між ними. Тут особливо виражений характер міського стоку, що перемежається: один з видів склонового стоку (з дахів) переходить в руслової, потім знову в склоновий, і знову в руслової.

Взагалі саме поняття «склоновий стік» в застосуванні до міських територій стає декілька умовним. Поле стоку формується тут на різнохарактерних склонових ділянках, вельми різних по довжині. Переважають створені забудовою схили з довжиною, що вимірюється поперечником кварталів. Вздовж вулиць створюються схили мінімальної довжини, рівній ширині тротуару або половині проезжей частини вулиці (включаючи бульвар, де він є). Місцями в зеленій зоні околиць міста і передмісті довжина схилу багато разів зростає, досягаючи протяжності природних схилів не схильних забудові.

Загалом умови формування паводочного стоку в містах володіють найбільшим різноманіттям, значно змінюючись від одного кварталу до іншого, будучи індивідуальними на кожному елементарному водозборі конкретного водотока. Врахувати в гідрологічному розрахунку все це

різноманіття практично неможливо подібно тому, як не можна виконати розрахунок для кожного микроручейка природного схилу дані для такого розрахунку відсутні. Тому єдиною можливим методом розрахунку стоку з міських територій є його визначення як суми приток з ділянок поверхні маючи спільні межі умов формування. Параметри втрат і гідравлічні параметри визначаються приблизно на основі осереднення даних вибіркового експериментів і спостережень, проведених в умовах приблизно типових для даного вигляду поверхні.

Для реалізації такого методу розрахунку передусім необхідно встановити поверхні однорідні відносно втрат стоку.

Територію міст можна розділити на два типи:

- 1) площі, що мають водотривкі покриття, малопроницаемые або майже не проникні і
- 2) ґрунтові поверхні, що володіють порівняно високою проникністю.

Якщо $\square_1$ - частка ваги загальної площі міста, маюча малопроницаемые покриття, то частка, зайнята ґрунтовими поверхнями $\square_2 = 1 - \square_1$

Величина , яку називають коефіцієнтом покриття або коефіцієнтом забудови, є найважливішою характеристикою стокообразовання в містах і інших населених пунктах. Середнє значення цього коефіцієнта для

великих міст України складає біля 0,3. У невеликих містах і ПГТ значення істотно меншають, звичайно становлячи 0,1 0,05. У сільських населених пунктах величина вимірюється сотими частками одиниці. Дуже сильно змінюється цей коефіцієнт по території кожного міста в центрі великих міст, зайнятих житловими і адміністративними будівлями, він звичайно перевищує 0,5, досягаючи 8,8 і навіть більше. На околицях він становить 0,05 0,10, а іноді і менше. Встановити величину для водозбору кожного водотока неважко по докладних картах міст, що є і інших матеріалах, що є в комунальних установах. Міські поверхні, що мають покриття, не цілком однорідні; їх доцільно розділити на два типи:

- 1) покрівлі будівель, здатні втримати тільки шар осадків, що витрачаються на змочування поверхні звичайно що вимірюється десятими частками міліметра (частіше за все від 0,4 до 0,7 мм.);
- 2) бетонні, асфальтові і інші водотривкі покриття внутриквартальних і вуличних поверхонь, практично не володіючи інфільтраційною здатністю, але здатних затримати в замкнених западинах поверхні значна кількість вологи.

Відповідні цим видам покриття вагові коефіцієнти

$$\alpha_3 = F_k / F \quad \text{і} \quad \alpha_4 = F_n / F, \quad \text{де}$$

F - загальна площа міста (або його облікової частини);

F_k - площа, зайнята покрівлями; і F_n - площа, що має

водотривкі покриття ґрунтів.

Ґрунтові поверхні міста також потрібно розділити на два вигляду:

- 1) внутриквартальні і вуличні ділянки з більш або менш ущільненим і не маючим рослинності ґрунтом і
- 2) території з рослинним покривалом («зелена зона» міста).

На обох видах ґрунтової поверхні втрати стоку утворить як інфільтрація, так і поверхневе затримання. Однак, інфільтрація в зеленій зоні значно вище, ніж за її межами.

Особливістю втрат стоку на всіх видах ґрунтової поверхні міських територій є непостійність параметрів втрат: вони мають мінімальну величину в центрі міста з найбільшим ущільненням ґрунту, і значно зростають на околицях і в передмісті, де в межах зеленої зони вони місцями наближаються до природних. Ось чому параметри інфільтрації (а бажано також і поверхневого затримання) потрібно визначати особливо для різних районів міста для центра, околиць, передмістя.

У містах, що мають специфічний характер комунального господарства, забудови, доцільна також диференціація втрат по районах новобудов, промислових і т.д. Крім того,

враховуючи мінливість втрат на певному вигляді поверхні всередині кожного міського району, розрахунок середньої порайонної величини втрат доцільно поєднувати з оцінкою їх просторової забезпеченості.

Сказане вище про особливості формування поверхневого дощового стоку з міських територій показує, що стік трансформується під впливом урбанізації вельми значно.

Підземна складова річкового стоку під впливом вказаного чинника змінюється також значно, хоч і трохи менше, ніж поверхнева. Умови стікання у водоносних горизонтах а час підземного добігання води на урбанізованих територіях практично ті ж, що і на природних схилах. Живлення ж ґрунтових вод під містами змінюється істотно. Оскільки зазнає зміни інфільтрація. Однак під містами просочення в ґрунтові води змінюється неоднозначно, перебуваючи під впливом протилежно діючих чинників (з одного боку, в зв'язку із зменшенням вбирання дощових і талих вод на міських землях, убуває і просочення в ґрунтові води). Але, з іншого боку, міста отримують безперервну притоку по системах міського водопостачання; значна частина водопровідних вод просочується у водоносні ґрунти, збільшуючи підземний стік. Результат вказаних протилежних впливів може бути різним: в умовах сухого клімату і рясного водопостачання стік підземних вод під містом може зрости, при вологому кліматі і недостатньому

водопостачанні ґрунтове живлення рік, навпаки, меншає. Саме тому розрахунок зміни підземного стоку під впливом урбанізації повинен бути побудований на аналізі трансформації водного балансу міських територій.

Потрібно також брати до уваги, що густина річкової мережі, дренируючої водоносні горизонти, у багато разів менше частоти розчленування поверхні ярами, балками, міськими водостоками. Швидкості ж рушення ґрунтових вод у багато тисяч разів менше поверхневих швидкостей стікання. Тому час добігання ґрунтових потоків вимірюються не хвилинами або годинами (як поверхневих), а як правило, роками. У процесі стікання ґрунтових вод в них підсумовується інфільтраційний приток від великого числа злив, що формується на різних ділянках міст. Ось чому для оцінки загального підземного стоку з міських територій цілком можна обмежитися обліком сумарного коефіцієнта забудови, $\overline{\alpha}_1$ і не вдаватися до подальшої деталізації будови поверхні.

Визначення втрат поверхневого стоку в умовах урбанізації.

При урбанізації виникають поверхні, які, як було сказано вище, надзвичайно розрізняються по всмоктуючій здатності, а також по характеру процесу поверхневого затримання води.

Визначення втрат стоку на інфільтрацію і поверхневе затримання необхідне для рішення двох задач:

- 1) оцінки впливу урбанізації на річковий стік середньомноголетний, річний, сезонний, місячний, а також максимальний і
- 2) розрахунку і проектування ливневої каналізації міст.

Для рішення першої задачі повинна бути визначений притока з міських територій загалом з всієї поверхні стокоформирующих елементів поверхні міст. Як показують чисельні експерименти, для розрахунку втрат з території кожного міста з всієї сукупності його стокоформирующих поверхонь досить врахувати загальний коефіцієнт забудови, тим самим розділивши дану територію на два основних елементи на поверхні покриті, майже непроникні, (покрівлі будівель, покриті двори, дороги, вулиці і т.д.) і ґрунтове, більш або менш проникні (сади, парення, бульвари, непокрите дворові ділянки і т.п.).

На покритих малопроницаемых поверхнях інфільтрацію вважають практично рівною нулю, враховуючи тільки поверхневе затримання (накопичення води в калюжах, змочування поверхні). У такому випадку для визначення загального шара втрат за час (тривалість дощу, розрахунковий календарний час), може служити формула

$$P_T = P_{з,1} \square_1 + P_{з,2} (1 - \square_1) + P_{н,2} (1 - \square_1), \quad (1)$$

де $P_{u,5}$ - середній шар затримання в межах покритої зони міста; T - те ж в кордонах ґрунтової зони; i - середній шар інфільтрації за час в ґрунтовій зоні.

Уточнення розрахунку шара втрат можна досягнути, визначивши середні значення інфільтрації особливо для зеленої і оголеної зон ґрунтової території міст.

Відповідна розрахункова формула має вигляд:

$$P_T = P_{3,1} \square_1 + P_{3,2} (1 - \square_1) + P_{u,5} + P_{u,6} \square_6 \quad (2)$$

Де $\square_1$ - шар інфільтрації за час в межах ґрунтової зони, позбавленої рослинності та $P_{u,6}$ - те ж в межах зеленої зони.

Коефіцієнт $\square_5 = F_{гр} / F$ і $\square_6 = F_{зел} / F$, де

$F_{гр}$ - площа зайнята чисто ґрунтовими поверхнями;

$F_{зел}$ - площі зеленої зони і

F - загальна площа міста.

Помітимо, що коефіцієнти $\square_5$ і $\square_6$ легко можна визначити по планових і інших матеріалах, що є в комунальних установах. Враховувати ж неоднорідність територій, що мають покриття, при розрахунку загального шара втрат в місті P_z навряд чи доцільно. Дійсно, для

точного визначення середніх шарів втрат при різних видах покриття і відповідних коефіцієнтах потрібна обширна інформація, яка звичайно відсутня. Однак, досвідчені дані, що є свідчать про те, що втрати на поверхневе затримання на різних видах внутриквартальних і вуличних покриттів мало різні, підкоряючись не стільки характеру покриття, скільки початковому рельєфу. Помилка оцінки втрат по недостатній інформації може перевищувати різницю їх фактичної величини на різних видах покриттів поверхні (інфільтрація на яких близька до нуля). Ось чому для визначення загальних втрат поверхневого стоку з території міст потрібно застосовувати формулу (2). Можливо застосовувати і формулу (1), хоч це зв'язане з деякою втратою точності розрахунку.

Інфільтрація ливневих вод на ґрунтових поверхнях міст

Як показали численні теоретичні і експериментальні дослідження, процес інфільтрації води в ґрунт краще усього відбивається математичною моделлю вигляду:

$$k_t = k_0 + \frac{A}{t^n}, \text{ де} \quad (10)$$

k_t - інтенсивність інфільтрації води в момент t після розрахункового початку процесу (звичайно виражається в мм/міна при t в хвилинах), k_0 - параметр, рівний

постійному мінімуму інфільтраційної здатності ґрунту, що встановлюється в межі при необмеженому зростанні t ; A - параметр інфільтрації, що залежить від міри зволоження ґрунту.

Запропоновано багато емпіричних формул, що виражають параметр в залежності від вмісту вологи, дефіциту ґрунтової вогкості і різних індексів зволоження ґрунту.

Найбільше поширення отримала показова формула вигляду:

$$A = A_0 e^{-b_1 I_w} \quad (11)$$

Тут A_0 і b_1 - чисельні параметри, що залежать від фізичних властивостей ґрунту - від ґрунтової різниці, рослинності, а в містах від типу забудови або покриття ґрунту; I_w - індекс зволоження, що враховує попередні осадки, заблаговременність їх випадання і температуру повітря:

$$I_w = \sum_{t=0}^{t_m} x_t \quad (12)$$

Тут x_t - добові осадки, що випали за t діб до дати, на яку розраховується індекс; $\square_t$ - частка осадків, що зберігається в ґрунті на ту ж дату; t_m - максимальний час, протягом якого вологи, та, що поступила від осадків може

частково зберігатися в ґрунті. Коефіцієнт збереження $\square_t$ залежить від температури повітря за цей час.

Помітимо, що параметр b_1 є квазиконстантой - має майже постійні значення на обширних територіях. Так, майже для всієї України можна покласти $b_1 = 0,03$.

Потрібно мати на увазі, що формула (10) виражає інтенсивність інфільтрації повністю забезпечену надходженням води на поверхню ґрунту, тобто характеризує інфільтраційну здатність останнього.

На початку будь-якого дощу, навіть ливневого, притока води не заповнює інфільтраційну здатність ґрунту оскільки пьезометричний схил в цій стадії інфільтрації вельми великий. Для розрахунку дійсної інфільтрації по функції інфільтраційної здатності необхідно у (10) відлічувати час t від моменту часу, що запізнюється відносно початку дощу на деяку величину t_0 . Ця приводка часу t_0 визначається з умови рівності шара осадків шару всмоктуючої здатності ґрунту в момент початку стоку, коли інтенсивності інфільтрації і дощу рівні один одному.

Прирівнюючи інтенсивність дощу h_0 до інтенсивності інфільтрації по (10), отримаємо момент початку стоку:

$$t_{nc} = \left(\frac{A}{h_0 - k_0} \right)^{1/n} \quad (13)$$

Відповідний шар втрат, рівний інфільтраційній здатності ґрунту за час до початку стоку t_{nc} :

$$P_0 = \int_0^{t_{nc}} k_t dt = k_0 t_{nc} + \frac{A t_{nc}^{1-n}}{1-n} = \left(\frac{A}{h_0 - k_0} \right)^{1/n} \frac{h_0^{1-n} - k_0^{1-n}}{1-n}$$

Прирівнюючи цю величину шару опадів, що вбралися до початку стоку, $x_0 = h_0 (t_0 + t_{nc})$ маємо:

$$t_0 = \frac{P_0}{h_0} - t_{nc} \quad (14)$$

Шар інфільтраційних втрат ливневих вод на проникній (ґрунтовий) поверхні міста

$$P_{n,2} = \int_0^T k_t dt = k_{0,2} T + \frac{A_2 T^{1-n}}{1-n}, \text{ при } A_2 = A_{0,2} e^{-b_1 I_w} \quad (15)$$

Тут T - тривалість стокоутворення, тобто тривалість дощу T_∂ за вирахуванням часу t_0 , протягом якого стік відсутній: $T = T_\partial - t_0$;

$k_{0,2}$, $A_{0,2}$, n , b_1 - параметри інфільтрації, осереднені по всій міській ґрунтовій поверхні.

Точно так само можна написати і вирази, що визначають шари втрат на інфільтрацію особливо для зеленої зони міста ($P_{n,6}$) і не покритих ділянках ґрунту ($P_{n,5}$):

Для зеленої зони:

$$p_{n,6} = k_{0,6}T + A_{0,6}e^{-b_1I_w} \frac{T^{1-n}}{1-n} \quad (16)$$

Для ґрунтової поверхні, позбавленої рослинності:

$$p_{n,5} = k_{0,5}T + A_{0,5}e^{-b_1I_w} \frac{T^{1-n}}{1-n} \quad (17)$$

Тут $k_{0,6}$ і $A_{0,6}$ - параметри інфільтрації, середні по зеленій зоні, а $k_{0,5}$ і $A_{0,5}$ - те ж по площі оголеного ґрунту.

Експериментальними дослідженнями, виконаними на різних ґрунтових поверхнях, Одеси і Харкова, встановлено, що показники редукції вбирання на деяких міських територіях практично той же, що і в природних умовах; можна прийняти $n = 3/4$.

Середнє значення параметрів $k_{0,2}$ і $A_{0,2}$ для ґрунтових поверхонь великих міст, як показали експерименти, значно менше відповідних параметрів, властивих сільхозполям.

Для міських територій встановлені середні значення $k_{0,2} = 0,03$ мм/мін, а $A_{0,2} = 2,5$ і $b_1 = 0,008$, а для сільськогосподарських угідь на південних чорноземах Одеської області $k_0 = 0,06$ мм/мін, а $b_1 = 0,03$ і $A_0 = 8,2$.

Інтенсивність інфільтрації на міських ґрунтових територіях значно менше, ніж в природних умовах, але вона повільніше редуцируется із зростанням зволоження, що показує зменшення величини b в містах. З зростанням зволоження в містах фронт просочення води зміщається в глибіню ґрунту в менш ущільнені її пласти.

Існують експериментальні дані, що показують значні відмінності інфільтрації в межах 5-й і 6-й зон ґрунтової поверхні. Встановлені наступні зональні параметри інфільтрації:

- 1) для зеленої зони: $k_{0,6} = 0,04$ мм/міна і $A_{0,6} = 5$;
- 2) для голої ґрунтової зони $k_{0,5} = 0,02$ мм/міна і $A_{0,5} = 1,3$.

Ці осередненні значення параметрів отримані за даними експериментальних досліджень ґрунтових територій Харкова і Одеси. Слідуює однак помітити, що значення k_0

і A_0 неоднакові для різних міст і міських селищ і навіть районів міста, змінюючись в залежності від характеру, щільності забудов, щільності насадження і інших чинників. Тому для гідрологічних розрахунків по маловивчених урбанізованих територіях доцільна постановка інфільтраційних експериментів для перевірки і уточнення початкових параметрів. Задачею подальших досліджень є розробка більш докладної

класифікації інфільтрационных параметрів по типах і зонах міських територій.

Особливістю інфільтрации в місті є її надзвичайно велика мінливість по площі кожної однорідної зони, що включає в себе як майже непроникні гранично щільні ділянки, так і легко всмоктуючі вологу сильнопористые землі садів і парків.

У таблиці приведені узагальнені дані ряду інфільтрационных зйомок території міст.

Як видно з таблиці, всмоктуюча здатність в містах змінюється всередині одного типу поверхні у багато разів. Розрахунки з використанням приведених даних показує, що зливи дають стік практично з всієї території міста і, отже, як розрахункові потрібно приймати середні по площі значення інфільтрации.

Тільки слабкі дощі поглинаються найбільш проникними (переважно озелененими) ділянками міської території. У цьому останньому випадку для розрахунку стоку потрібно визначати стокообразующую площа водообразования по

табл. 3.

Поверхнєве затримання на різних міських територіях

Поверхневим затриманням називають ту частину осадків, яка механічно утримується на поверхні землі. Поверхнєве затримання формується:

- 1) процесом змочування, тобто утворення тонкої водяної плівки на поверхні ґрунту і предметів, що знаходяться на йому.
- 2) Накопиченням води у всіх западинах (депресіях) поверхні землі.

Відповідно до цього розрізняють дві фази (стадії) поверхневого затримання фази змочування і затримання або акумуляцій води в склонових депресіях.

Змочування поверхні тонкою плівкою води передуює процеси інфільтрації води в ґрунт, водообразовання на поверхні, накопичення води в депресіях і формування поверхневого стоку. Шар осадків, що витрачається на змочування поверхні, вельми малий, і тому змочування поверхні, позбавленої рослинності, завершується швидко. Сильні дощі змочують поверхню майже вміть за час, іноді менше однієї хвилини. Шар води, що витрачається на змочування зрошуваної поверхні, часто називають «початковими втратами».

Для визначення стоку як розрахунковий шар осадків беруть різницю їх фактичної величини і шара початкових втрат

z_0 , а тривалість осадків приймають фактичну або зменшену на одну хвилину.

На поверхнях, покритих рослинністю, особливо залесених, шар змочування значно зростає, оскільки листова поверхня трав, і, тим більше, - дерев, може багато разів перевищувати площу, яку займає ця рослинність

Шар води, що витрачається на зволоження рослинності, розглядають як особливий елемент водного балансу суші, називаючи цю величину перехопленням. Місткість перехоплення, тобто найбільша кількість вологи, яка може затримати рослинність, значно перевищує величину змочування оголеної поверхні. Так, перехоплення води в темнохвойних лісах досягає 4мм, а місцями і більше. Тривалість процесу перехоплення також значно більше тривалості змочування оголеної поверхні. У лісах це зумовлене багаторуслим характером листової поверхні: нижні яруси захищені верхніми, з яких вода стікає окремими цівками. Якщо дощ слабкий, то в його кінці під кронами дерев часто зберігаються незволожені ділянки поверхні. Під час сильних стокообразующих дощів і злив крони дерев практично повністю насичуються вологою незабаром після початку осадків через 5 - 10 хвилин іноді трохи довше. Але все ж розраховуючи паводочний стік, перехоплення можна приблизно відносити до початкових втрат, прийнявши момент заповнення місткості

перехоплення за початок координат часу. Від цього початку враховується хід що подальших випадають після заповнення місткості перехоплення осадків, і визначається динаміка інфільтрації, водообразовання, затримання з акумуляцією і стоку. Зрозуміло, облік ходу перехоплення у часі міг би дещо уточнити розрахунок, але необхідних для цього даних поки дуже мало.

Після змочування поверхні і заповнення місткості перехоплення починається водообразовання з'являється поверхнева вода, що частково стікає, а частково що заповнює депресії самих різноманітних розмірів. Кожна депресія має свій микроводосбор, оконтуренный микроводоразделом. Частина вододілу, що має найнижшіе відмітки, утворить поріг зливу, розташований звичайно упоперек схилу. У заглубленной частині депресії, що має відмітки нижче за поріг зливу, і затримується поступаюча з микроводосбора вода. Загальний об'єм поверхневого затримання на схилі в межі рівний сумарній місткості всіх западин, лежачих нижче відповідних порогів зливу. Ця величина називається місткістю поверхневого затримання. Вода, що зливається через пороги депресій, поступає або в микротальвеги, формуючи ручейковий склоновий стік, або в нижерасположенные депресії, форсуючи їх наповнення.

Процес заповнення місткості поверхневого затримання відбувається протягом тривалого часу: спочатку заповнюються до порогів зливу найдрібніші депресії, потім депресії середніх розмірів; і, нарешті, найбільш великі замкнені пониження схилів. Більшість стокообразующих дощів не створює повного заповнення місткості поверхневого затримання останнє продовжується, хоч і із зменшуваною у часі інтенсивністю, протягом всього дощу. Тільки дуже рідкі катастрофічні зливи можуть цілком заповнити всю місткість поверхневого затримання. Ось чому абсолютно не придатний поширений на практиковий спосіб обліку втрат на поверхнєве затримання як постійної величини «початкових втрат» у часу ніби попередніх виникненню стоку. Поверхнєве затримання потрібно розглядати як процес що розвивається у часі з уповільненою інтенсивністю.

До безповоротного поверхневого затримання води в мікродепресиях після їх заповнення до порогів зливу приєднується тимчасова акумуляція накопичення води в депресіях вище за пороги зливу. Вода акумулюється також вздовж микротальвегов - в розливах ручейкової стічної мережі, в депресія, що живляться цими струмочками, в деяких інших елементах микрорельєфа. Після кінця водообразования на спаді стоку, акумульована вище за пороги зливу вода повертається в ручейкову мережу.

Очевидно, тимчасова акумуляція практично не впливає на величину стоку т. к. не змінює його втрати. Але вона впливає на хід склонового стоку, створює розпластання гідрографа останнього.

Величина поверхневого затримання змінюється в дуже широких межах в залежності від структури, характеру земної поверхні. Місткість поверхневого затримання сильно змінюється в залежності від загального схилу схилів. На крутих схилах місцевості, що перевищують середню величину приватних схилів стінок депресій, затримання практично відсутнє. Як показали дослідження схилів Карпат і Кримських гір, вже при схилах понад 150 затримання практично немає (калюжі після злив відсутні). На еродированих схилах депресії, затримуючі воду, не були виявлені вже при схилах більше за 8 100.

Схили схилів є найважливішим чинником розвитку микрорельєфа, що визначає місткість поверхневого затримання. У роботі [] на основі геометричних міркувань запропоновані приватні моделі, що оцінюють вплив схилу на місткість затримання:

$$1) \text{ Статечна } V_{I_m} = V_m (1 - a_1 I)^n \quad (18)$$

$$2) \text{ Показова } V_{I_m} = V_m e^{-a_2 I} \quad (19)$$

Тут V_{I_m} - місткість затримання при схилі земної поверхні I ; V_m - гранична місткість поверхневого затримання, що має місце при $I \rightarrow 0$; a_1, a_2, n - параметри.

На основі детальних зйомок поверхні польових і лугових схилів були встановлені наступні значення параметрів затримання: $a_1=7$; $a_2=39$ і $n=4$.

Теорія поверхневого склонового затримання дощових вод / 7/, побудована на даних статистичного аналізу матеріалів інструментальних зйомок схилів привели до встановлення залежності вигляду

$$P_z = \square V_{I_m} \left(\frac{S_t}{V_m} \right)^r, \quad (20)$$

де $S_t = x - P_u$,

тобто являє собою шар «пасивного» водообразовання, - різниця осадків і інфільтрації; r - параметри, причому $r \approx 0.5$.

Підставляючи сюди значення V_I по (18) отримуємо:

$$P_z = P_0 (1 - 7I)^4 S_t^r.$$

Тут $P_0 = \square V_m^{1-r}$, тобто є геоморфологічним параметром, що залежить від максимальної місткості затримання V_m що відповідає умові загального схилу.

Цей параметр, будучи пов'язаний з «бугристістю» поверхні (відстань між центрами вододілів і відповідними

микротальвегів) служить характеристикою кожного вигляду поверхні, її будови. Узагальнення даних детальних зйомок микрорельєфа, дало наступні значення параметра P_0 :

1. польові землі $P_0=1,04$;
2. зелена зона міст $P_0=0,90$;
3. непокриті (грунтові) території міст без рослинності $P_0=0,80$;
4. міські околиці з індивідуальною забудовою кварталів, ПГТ і сільські населені пункти $P_0=0,70$;
5. Території зі старою комунальною забудовою $P_0=0,45$;
6. Території з новою багатоповерховою забудовою $P_0=0,42$
7. Промислові приміські райони міст $P_0=0,30$

Приведені тут значення P_0 характеризують як непокриті, так і покриті поверхні землі.

Дахи будівель практично не мають скільки-небудь значних западин і затримують тільки плівку води. Тому повні втрати на затримання в межах міських кварталів або водозборів, що включають будівлі, потрібно визначати по формулі:

$$P_z = P_0(1-7I)^4 \sqrt{S_t} (1-\square_{зд}) + \square_{зд} z_0 \quad (22)$$

Де $\square_{зд}$ - відносна площа, зайнята будівлями (з обліком непроникних ливнестоков, що відводять стікаючу з дахів воду за межі кварталу), і z_0 - шар втрат на змочування.

Величина z_0 залежить не стільки від матеріалу дахів, скільки від їх стану засоренности обпалим листям, пилом і т.п. При доброму стані дахів і водоотводящих лотків, звичайно в умовах центральних районів міста, величина z_0 дуже невелика; в середньому вона становить 0,5 мм. На околицях міст, в передмісті, шар змочування дахів дещо зростає, іноді до 1,5 мм. Розрахункові значення z_0 для околиць міст, ПГТ і т. п. Можна прийняти рівним 1,0 мм. У зеленій зоні міст (парення, бульвари і інш.) будівлі або відсутні, або займають нікчемну площу, чому для цієї зони можна прийняти $z_0=0$. В інших зонах облік величини дещо уточнює розрахунок втрат дощового стоку.

Щоб розрахувати сумарний шар втрат на міських територіях по (8) або (9), необхідно встановити загальні втрати на затримання для покритої (P_{30}) і ґрунтової ($P_{3,2}$) ділянок міста. Для цього використовують формулу (21) при значеннях $P_0=0,5$ для покритої і $P_0=0,84$ для ґрунтової поверхні.

У основу моделювання поверхневого затримання можна покласти не тільки статичну модель місткості затримання (18), але і показову (19). У останньому випадку шар поверхневого затримання виражається так:

$$P_3 = P_0 e^{-39I} \sqrt{s_t} \quad (23)$$

Формули (21) і (23) дають близькі результати, але (21) теоретично заслуговує деякої переваги, оскільки показова модель (23) дає речовинні (хоч і малі) величини місткості затримання на особливо крутих схилах, де вона фактично відсутня.

Як видно з вищесказаного, процеси формування втрат стоку в містах різноманітні, вельми різні на різних міських територіях: є поверхні, на якій інфільтрація практично відсутній і втрати формуються тільки поверхневим затриманням, але існують і землі, на яких, як в межах зеленої зони, значно переважає інфільтрація.

У умовах міста синхронність в ході інфільтрації і затримання не спостерігається. Тому широко поширений в практиці гідрологічних розрахунків спосіб моделювання, побудований на ототожненні ходу інфільтрації і затримання шляхом апроксимації функції затримання не зовсім застосуємо до міських територій. Цей метод можна застосовувати тільки для окремих ділянок поверхні міст, насамперед для зеленої зони. Але, загалом, значно краще використати спосіб роздільного визначення втрат на затримання і інфільтрацію, описаний вище.

Трансформація водного балансу на міських територіях

Рівняння водного балансу урбанізованих територій

На урбанізованих територіях, особливо в умовах великих міст, спостерігається вельми істотна трансформація водного балансу його прибуткових і витратних елементів, а також водного запасу, що є.

Притока води в ґрунтовий шар міст визначається не тільки осадками і їх інфільтрацією, в ґрунт. Істотну роль має також надходження в ґрунт вод, що подаються системами водопостачання для забезпечення промисловості, міського господарства і господарських потреб населення.

Таким чином, загальне надходження води в ґрунт міста

$$P_u = P_{u,x} + P_{u,m}$$

тут $P_{u,x}$ - шар інфільтрації дощових вод; $P_{u,m}$ - те ж від штучної водоподачі.

Осадки витрачаються на вбирання в ґрунт $P_{u,m}$, схиловий стік $y_{нов}$, і поверхневе затримання P_3 . Звідси слідує, що

$$P_{u,x} = x + \Delta x - P_3 - y_{нов}. \quad (24)$$

Тут через Δx визначено приріст шара осадків в містах (в порівнянні з відкритими не урбанізованими територіями). Визначаючи інфільтрацію по всій території

міста потрібно мати на увазі наявність непроникних покритих поверхонь на відносній площі $\square_2 = 1 - \square_1$.

Тому для всього міста рівняння (24) потрібно переписати так:

$$P_{u,x} \square_2 = x + \Delta x - P_3 - y_{нов} \quad (24')$$

Необхідно зазначити, що після закінчення дощу вода, накопичена в ємкостях поверхневого затримання, вбирається в ґрунт протягом часу, що частіше за все вимірюється годинами, або декількома десятками годин.

Затримана на поверхні вода частково живить випаровування, але величина останнього складає дуже невелику частку вбирання. Дійсно, навіть граничний мінімум інтенсивності вбирання, т. е. параметр, k_0 як ми бачили, становить 0,02 - 0,04 мм/міна, в той час як інтенсивність випаровування з водної поверхні навіть літом рідко перевищує 0,002 - 0,003 мм/міна. Тому розраховуючи баланс води за добовий, а тим більше декадний або місячний інтервал часу, втрати на поверхневе затримання можна віднести до інфільтраційним. У такому випадку

$$P_{u,x} \square_2 = x + \Delta x - y_{нов} \quad (24'')$$

Тут x - шар осадків, що випало за розрахунковий час в природних умовах даного географічного пункту, Δx - приріст осадків над містом, та $y_{нов}$ - поверхневий стік з території міста.

Збільшення осадків над містом зумовлено зростанням шорсткості поверхні землі, особливо наявність висотних будівель, що посилює висхідні струми повітря і конденсацію l_0 під час рушення влагонесущих маси повітря.

Поповнення водного балансу ґрунту за рахунок інфільтрації що подаються на територію міста вод можна виразити так:

$$P_{u, m} = M_{вдп} - R_n - R_k \quad (25)$$

де $M_{вдп}$ - водопостачання міста (водоподача), виражена шаром води, рівномірно розподіленим по площі (мм), R_n - безповоротне споживання води в житлових і промислових кварталах міста (мм), R_k - каналізаційний стік відпрацьованих вод за межі міста у водоприемник.

Безповоротне споживання води як питний, так і технічної, що використовується в промисловому виробництві, нікчемно мало в порівнянні зі скиданням або із загальною водоподачей.

Тому в балансових розрахунках можна використати співвідношення:

$$P_{um} = M_{вдп} - R_k \quad (25')$$

Шар води, що поступає в ґрунт різними шляхами при поливі вулиць і тротуарів, зрошуванні зеленої зони, за

рахунок витоку води з водопровідних труб, фільтрації з систем побутової, промислової і ливневої каналізації і інш. Інфільтрація всіх вод характеризується великою мінливістю по площі. Є ділянки землі, на яких відсутній штучна водоподача і вбираються води тільки природних осадків. Але нарівні з цим існують і місця з великою концентрацією подачі води в ґрунт, що служать як би вікнами просочення в підземні води.

Таким чином, влагозапасы ґрунтів в містах вельми значно варіюють по площі.

Загальний шар інфільтрації:

$$P = P_{u, x} + P_{u, n} \approx x + \Delta x - y_{нов} + M_{вдп} - R_{\kappa} \quad (26)$$

Стік води з ґрунтового шара (z) визначається трьома компонентами балансу:

$$z = e - y_{нов} + V \quad (27)$$

де e - випаровування, $y_{нов}$ -поверхневий стік, та V - просочення в ґрунтові води.

Згідно із законом водного балансу притока води в ґрунт за вирахуванням стоку складає акумуляцію води в цьому шарі.

Таким чином, можна записати:

$$x + \Delta x - y_{нов} + M_{вдп} - R_{\kappa} - (e + y_{нов} + V) = \Delta W_n, \quad (28)$$

де W_n - приріст запасів вологи у ґрунті за розрахунковий проміжок часу.

Просочення води в ґрунтові води і підземний стік в природних умовах

Просочення атмосферних осадків в ґрунтові води є одним з основних елементів водного балансу ґрунту і підґрунтя процесом, що визначає підземний стік. Шар просочення можна визначити з рівняння водного балансу ґрунту (28):

$$V = x + \Delta x - y_{ск} + M_{вдн} - R_k - e - \Delta W_n \quad (29)$$

Рівняння (29), враховуючи (26) можна записати так:

$$V = P_{u,x} + P_{u,m} - e - \Delta W_n \quad (29')$$

Для багаторічного періоду (або повного періоду циклічності в ході гидрометеорологических величин) $W_n = 0$, тоді

$$V_0 = P_{0n} - e_0 \quad (30)$$

де, V_0 , P_{0n} і e_0 - відповідно, багаторічні норми просочення, інфільтрації і випаровування.

Для одного такту інфільтраційного притоку, утвореного одним дощем, випаровуванням в (29) можна нехтувати, так як його інтенсивність в період дощу редуцируется, в середньому вона багато разів менше інтенсивності скільки нібудь значних осадків.

Отже, для одного такту інфільтраційного припливу, утвореного одним дощем випаровування e в (29) можливо не враховувати, оскільки його інтенсивність у період

опадів незначна. Тоді, для одного такту притоку

$$V = P_u - \Delta W_n.$$

З цього виразу видно, що інфільтрація в ґрунт витрачається на просочення углиб і на поповнення вологозапасів ґрунту. Особливістю цього процесу є певна послідовність розвитку: спочатку інфільтраційний притік повністю витрачається на заповнення місткості затримання, вимірюється різницею, $W_{Bc} - W$, де W_{Bc} - запас води, що втримується ґрунтом в стані насичення капілярів, а W - існуючий (до дощової) вологозапас в мм. І тільки після насичення ґрунту до величини W_{Bc} починається просочення.

Сказане обґрунтовує іншу редакцію формули просочення, відносно до природних умов:

$$V = P_u - W_z \quad (31)$$

де W_z - ґрунтове затримання, яке дорівнює $W_{Bc} - W$.

Ґрунтове затримання має місце тільки у верхньому корнеобитаемом шарі зони аэрації, з якого відбувається стік води на випаровування. У подпочвенном шарі вологозапаси навіть в сухий час року залишаються на рівні водоутримуючої здатності та $W_z = 0$. Тому вода, що просочилася через ґрунтовий шар, без втрат опускається до рівня підземних вод.

Баланс підземних вод виражається рівнянням:

$$V - y_{nz} - u_n = \Delta W_{gr} \quad (32)$$

Тут y_{nz} - стік в ріки (підземне живлення рік) з всіх водоносних горизонтів, що знаходяться в товщі ґрунту, дренируемой річковою системою, u_n - перетік води в пласти, лежачі глибше під зоною дренування, і ΔW_{gr} - акумуляція в підземних водах за час, для якого розраховують баланс.

Шар перетекання (званий також шаром глибокої інфільтрації), має істотні значення тільки на малих річкових басейнах з невеликою глибиною дренирування H . На значних басейнах величина u_n стає вельми малої, і на великих ріках - практично рівної нулю. Це пояснюється малою частотою дренирування глибоких водоносних горизонтів, повільністю їх розвантаження у віддалені водоприймачі - моря, озера, низов'я найбільш великих рік, підпорним режимом стоку глибоких горизонтів. Таким чином, підземне живлення великих річок можна визначити виразом:

$$y_{nz} = M - \Delta W_{gr} \quad (33)$$

Для малих річок

$$y'_{nz} = \square (V - \Delta W_{gr}, \quad (33')$$

$$\text{де } \square = 1 - \frac{u_n}{y_{nz}}.$$

Множник $\square$ зветься коефіцієнтом перехоплення, так як він показує, яку частку просочення перехоплює дана річкова система.

Для багаторічних періодів часу акумуляція в ґрунтові води відсутня і $\Delta W_{zp} = 0$.

Таким чином,

$$y_{(zp)0} = V_0, \text{ або } y'_{(zp)0} = \square V_0. \quad (34)$$

Як бачимо, норма повного підземного живлення рівна нормі просочення. Коливання ж підземної притоки в ріки, його максимуми, мінімуми і забезпечені значення залежать, крім просочення, і від процесу акумуляції в ґрунтових водах.

Основною задачею розрахунку підземного живлення є визначення просочення через ґрунтовий шар в ґрунтові води. Величина просочення залежить як від зональних чинників (осадків, випаровування), так і від інтразональних - насамперед від ґрунтового покриву, його потужності, інфільтраційної здатності, структури, пов'язаної з рослинністю і господарським використанням ґрунту від всього поєднання властивостей ґрунту, що визначають її тип. Інтразональними (або, інакше внутрішньозональними), називають чинники, що змінюються в середині даної кліматичної зони, а зональними пов'язані з кліматом і, отже, постійні в певному

географічному пункті. Зональні чинники можуть бути виражені географічно картою ізоліній. Інтразональні чинники, особливо в своїх осереднених по деякій площі значеннях, загалом слідує за просторовою зміною чинників зональних. Але на деяких малих водозборах або масивах значення інтразональних чинників можуть відрізнятися від властивих даних зоні. Зокрема, існує зональне ґрунтове покривало, типи і різниці якого відповідають певним кліматичним умовам. На цьому засноване складання ґрунтових карт, що показують географічне поширення зональних типів і різниць ґрунтів. Але на окремих масивах або малих водозборах ґрунтове покривало під впливом місцевих особливостей рельєфу, механічного складу підґрунтя і інших чинників, мозаїчно розподілених в просторі, може ставати дещо відмінним від зонального; можуть виникати інтразональні ґрунтові різниці.

Внаслідок сказаного, для визначення шара просочення на схилі, масиві, басейні, можна прийняти модель (6), визначену в залежності від зонального шара V_z за розрахунковий час і інтразонального ґрунтового коефіцієнта K , що враховує відхилення характеристик ґрунтового і рослинного покривала для даного басейну, від зонального. Величина V_z картирується, а K – є поправний коефіцієнт до значення, знятого з карти.

При наявності антропогенних впливів в (6) потрібно ввести також коефіцієнти, що враховують урбанізацію (ϵ) та меліорацію (δ), тобто азональні чинники.

Початкова інформація про шари просочення, необхідна для ідентифікації розглянутих вище моделей, може бути отримана трьома способами:

1. визначення величини V за даними спостережень в створах великих річок. У цьому випадку по добових витратах будують гідрографи стоку за всі роки спостережень і виконують їх розчленування на поверхневу (паводкову) і підземну складові. Остання на великих річках відповідає просоченню. Таке розчленування на основі сучасних теоретичних обґрунтувань прийомів срезки паводочних піків на річному гідрографі виконується із задовільною точністю. Спосіб, що розглядається дає суми просочення на великій, іноді дуже різномірній площі басейну. Географічне узагальнення таких величин складання карти изолиний просочення зустрічає деякі труднощі; але таке узагальнення необхідне для гідрологического розрахунку по будь-якому малому невивченому басейну, що особливо має міста. Можна використати приведені в табл. 2 значення ґрунтового коефіцієнта, по яких з (6) визначити зональні шари просочення. Помітимо, що

табл. 2 складена для обмеженого числа самих основних видів поверхні.

Звичайно значення просочення, як і багатьох інших гідрологічних величин, осереднених по площі басейнів, відносять до геометричних центрів тягарі басейнів. Потім проводять ізолинії просочення (повного ґрунтового живлення) в першому наближенні, шляхом інтерполяції. Далі визначають по кожному басейну значення просочення як середньо зважені по карті першого наближення. Зіставляючи цю величину з наведеною, у разі їх істотного розходження, переносять початкові значення просочення з центра тягаря басейну в іншу точку, розташовану на осі басейну в сторону в сторону більше за низьке або більш високе зволоження (цю розрахункову точку можна назвати центром водності басейну). Потім проводять ізолинії у другому наближенні і зіставляють нові середні значення з початковими даними. Якщо і у другому наближенні розходження між спостереженнями і обчисленнями вийде істотним, вдаються до третього наближення. Картування визначає зональний шар просочення V_z . Цю операцію потрібно поєднувати з визначенням ґрунтового коефіцієнта по табл 2. Заметім, що таблиця 2 складена для обмеженого числа самих основних видів поверхні. Тому табличні дані бажано коректувати і доповнювати новими матеріалами

експериментів і спостережень. Для визначення уточнених значень - служать експериментальні визначення інфільтрації в зональних і різних випробуваних умовах, а також і дані паралельних спостережень над стоком з однорідних басейнів, що мають зональне і відмінне від зонального ґрунтове покривало. Якщо умови на басейні, що досліджується відрізняються від зональних, то значення, що отримуються для цього басейну V , приводяться з урахуванням коефіцієнта α , до зональних V_z , які і картируються.

Потрібно зазначити, що чим більше площа басейну ріки, тим ближче середні по цій площі значення чинників просочення до зональних. Тому дані по великих басейнах можуть служити як опорні. Однак, дані по дуже великих басейнах, маючі центри тягара або водности, видалені від замикаючого створа, не освітлюють великих територій. Так, наприклад, відомості, що є про підземний стік великих рік не дають інформації по широкій смузі Прічерномор'я.

Другий спосіб отримання інформації про шари просочення полягає у визначенні цієї величини з рівняння водного балансу ґрунту. Для визначення разового шара просочення V' , утвореного одним потужним дощем, використовують рівняння:

$$V' = P_u - \Delta W_z \quad (35)$$

де P_u визначається для природних умов по (24'), а для міст по (26).

Сумарний шар просочення за календарний місяць, сезон, рік визначається просто як сума

$$V = \sum_1^N V' \quad (36)$$

де N - число випадків просочення за розрахунковий інтервал часу.

Розрахунок по (36) найкраще виконувати для всіх календарних років, протягом яких є метеорологічні дані, потрібні для визначення інфільтрації по (24") або (15). Грунтове затримання обчислюється по співвідношенню:

$$\Delta W_z = W_{Bc} - W,$$

де W_{Bc} водоутримуюча здатність ґрунтового шару, W - запас вологи в ґрунті на початку стокообразующего дощу. Величина W легко визначається при наявності спостережень над ґрунтовою вологістю. При відсутності репрезентативних гідрологічних і агрометеорологічних станцій, ведучій такі спостереження, вологозапас визначається приблизно на основі розрахунку водного балансу ґрунту.

Розрахунок динаміки вологозапаса і синхронного ходу просочення точніше усього виконувати за кожний календарний рік спостережень, або, ще краще, за роки періоду циклічності осадків і стоку. Для кожного року

спостережень відлік часу потрібно вести від початку весняного сніготаяння, оскільки на цю дату влагозапас ґрунту W_H можна прийняти рівним її водоутримуючій здібності W_{Bc} - ґрунт звичайно досягає такого насичення навіть в південній найменше зволоженій зоні України і зберігає такий стан вологості протягом досить довгого часу.

Для визначення ходу влагозапасов і просочення протягом теплого часу року після кінця сніготаяння, цей час розбивають на сменяющие один одну відрізки, своєрідні по характеру водного балансу.

Виділимо:

- 1) інтервали Δt_i (такти просочення), всередині яких, внаслідок випадання рясних осадків, відбувається насичення ґрунту і просочення; та
- 2) укладені між тактами просочення відносно сухі проміжки часу Δt_i , в яких просочення відсутнє.

Нумерацію тактів просочення і проміжків між ними ведуть від початку сніготаяння. Тоді Δt_i буде означати тривалість першого такту просачиванияталых вод, t_1 - наступний за Δt_1 "сухий" інтервал, Δt_2 - другий такт просочення звичайно що утворюється дощовими водами, і сменяющийся інтервалом t_2 і т.д.

Шар просочення в Δt_i -м такті визначимо як V_1 .

Вологозапаси ґрунту в кожному Δt_i -м інтервалі (такті) просочення збільшуються від початкового значення W_{Hi} до кінцевого W_{Ki} , який переходить на початок наступного $i+1$ -го сухого інтервалу.

За час останнього запас вологи зменшується від W_{Ki} до $W_{H(i+1)}$.

Кожний такт просочення **складається з:**

- 1) початкової фази насичення ґрунту від вогкості до, тривалість якої рівна часу від початку дощу до моменту насичення всієї товщі ґрунту;
- 2) фази розвитку посачивання, що продовжується від моменту насичення ґрунту до закінчення зливи і
- 3) фази завершення (спаду) просочення, тривалість якої рівна часу витікання гравітаційної води з ґрунту.

Перші дві фази завершуються протягом дощу, тривалість якого вимірюється звичайно годинами, рідко перевищуючи 10 15 годин. Третя фаза, згідно з експериментальними даними, що є, триває протягом декількох годин. Отже, загальна тривалість такту рясного дощу і просочення як правило становить частину діб.

У балансових розрахунках без відчутної погрішності відносять шар просочення від одного дощу до діб, в які випав цей рясний дощ. Тривалість дощового такту

просочення, вважають рівної одним добам, або у разях особливо тривалих дощів числу днів їх безперервного випадання. Точно також тривалість просочення талих вод (першого такту просочення), можна прийняти рівній тривалості снготаяння.

Тривалість тактів просочення незначна, але інтервали часу між ними, навпаки, вельми великі, так як насичення ґрунту до граничної водоудерживаючої здатності спостерігається рідко.

Наприклад, на півдні України, просочення спостерігається в роки середнього зволоження тільки 1-2 рази в рік; в центрі нашої країни- 3-4 рази, а частіше тільки в особливо багатоводні роки.

Влагозапас ґрунту на початок весняного (першого) такту просочення, як відмічено вище, рівний i , природно, зберігає цю величину до кінця такту. У цьому першому такті ґрунтове затримання відсутнє. У наступному першому сухому інтервалі влагозапас скорочується до деякої величини, потім збільшується до u у другому такті просочення і т.д. В i -м такті просочення влагозапас зростає від величини, що сформувалася до кінця попереднього сухого інтервалу, до, фази такту, що встановлюється до початку 2-й (початок просочення).

Ґрунтове затримання в i -тому такті:

(37)

По (37) в першому (весняному) такті просочення $=0$.

Шар що просочилася за i -й такт у відповідності з (31) визначається так:

(38)

(Останній член цього рівняння ґрунтовий стік, в зв'язку з його малістю, можна не враховувати).

Влагозапаси перед початком i -го такту просочення визначаються з умови балансу за попередній ($i - 1$ -й) сухий інтервал:

(39)

де - сума осадків в інтервалі.

У (39) враховується тільки поверхневий стік від короткочасних злив, що не дають просочення, а отже і ґрунтового стоку (стік від рясних дощів, як поверхневий, так і ґрунтовий, враховується в балансі води за такти просочення). До суми осадків на урбанізованих територіях потрібно ввести добавку.

Величина у (38) визначається як викладено вище для природних схилів і зеленої зони міст по (16), а для урбанізованих територій по (26).

Для конкретного визначення дат тактів просочення і відповідних інтервалів виконують оцінку можливості просочення від добових осадків з шаром даючим інфільтрацію, що перевищує ґрунтове задержання_ (за час

від кінця попереднього такту просочення до дати випадання даного дощу).

Згідно (38) і (39) для виконання цієї умови необхідно нерівність

Або в спрощеному вигляді:

При зворотному знаку нерівності просочення даного дощу відсутнє, і його шар включається в суму для визначення просочення від подальшого рясного дощу. Інтервали, і в цьому випадку об'єднуються в один і-тий.

Обчислені по викладеній методиці за всі календарні роки спостережень шари просочення і його внутрігодовое розподіл зазнають статистичної обробки, внаслідок якої обчислюються щомісячні і річні суми просочення різної забезпеченості і їх середні багаторічні норми.

Описаний спосіб розробки дає досить повну і точну характеристику просочення. Його недоліком є надзвичайно великий об'єм обчислень. Можливий і інший похід до розрахунку просочення, заснований на моделюванні внутрігодового розподілу осадків і температур повітря. Для визначення норми просочення і його внутрігодового розподілу складається модель внутрігодового ходу добових осадків. З цією метою осадки розподіляються по інтервалах їх шара (наприклад, від 0 до 10-ти; від 10 до 20-

ти; від 20 до 30мм і т.д.) і підраховують число днів з осадками кожного такого інтервалу і їх середні шари за окремі місяці даного року, потім осередняють ці характеристики за всі роки спостережень. Розподіляючи дні з осадками різної висоти в межах кожного місяця, отримують осередненну за ряд років модель внутригодового ходу осадків

Такі моделі використовуються для розрахунку норми просочення. Випаровування в таких розрахунках визначається по його середньогодовим значенням. По такій же схемі можна сформувати і моделі розподілу осадків за роки розрахункової забезпеченості, наприклад, для середньо -сухого і середньо вологого року.

Розрахунок просочення по модельованих рядах осадків і осередненому внутригодовому ході випаровування в порівнянні з раніше описаним способом визначення величини для кожного календарного року вимагає меншого об'єму обчислень. Метод моделювання має ще одне достоїнство: результати розрахунку для кожного календарного року відповідають неповторній випадковій послідовності випадання осадків саме в цьому році, в той час як орієнтування на осередненне розподіл осадків відтворює найбільш вірогідний їх хід протягом середнього року.

3. Третій спосіб отримана інформація про просочення полягає в аналізі даних режимних спостережень над рівнем ґрунтових вод. Якщо свердловина, в якій спостерігаються рівні води, розташована на рівному схилі, не у вододілу і на достатній відстані від ерозионных врезів, від пунктів огорожі ґрунтових вод або зрошувальних систем, за межами можливого поширення хвиль подпора, то будь-який зафіксований синхронний з осадками підйом рівня дозволяє обчислити відповідне цим осадкам просочення.

Шар просочення визначається співвідношенням

$$(6.23)$$

де - наступний за випаданням дощу підйом рівня води в свердловині і - коефіцієнт водоотдачі гравітаційної води, залежний від механічного складу водоносної породи (вивчений досить детально).

У практиці гідрологических розробок особливо бажано використати всі три, вказані вище, джерела інформації, так як це дає можливість коректування отриманих величин просочення і вибору їх найбільш достовірних розрахункових значень.

Приводячи отримані по ряду об'єктів величини просочення до його зональної норми, складають карти ізолиний.

На мал. __ приводиться така карта для території України.

Знаючи зональну норму, можна визначити норму підземного стоку.

Теорією підземного стоку обґрунтована наступна формула:

$$(6.24),$$

де α - коефіцієнт перехоплення; β - ґрунтовий коефіцієнт, γ - коефіцієнт, що враховує вплив зрошування на підземний стік.

Виконаний ряд розробок по визначенню коефіцієнтів формули (6.24). Для коефіцієнта перехоплення на основі апроксимації теоретичних виразів багатоярусного ґрунтового живлення рік, обґрунтована формула

$$(6.25),$$

де F - площа басейну, $F_{1кр}$ - «перша критична площа» водозбору, при якій виникає ґрунтове живлення ріки (середня площа водозборів джерел річкової системи); α - гідрогеологічний параметр.

У ряді досліджень був встановлений і узагальнений коефіцієнт по території України. Він зростає з півдня на північ і убуває в горах. На більшій частині півдня України $\alpha = 0,2$. У центральних районах нашої країни цей параметр збільшується до 0,3, а на северо заході України в Поліссі досягає граничного значення 0,5. У Карпатах змінюється в межах 0,20 - 0,25.

Грунтовий коефіцієнт, що враховує вплив інтразональних особливостей ґрунтового рослинного покривала на підземний стік, визначається, як було викладено вище, по (6*) з використанням табл. 2.

Коефіцієнт, що враховує вплив іригації на підземне живлення, визначається по формулі, запропонованій в /2/:

$$(6.26)$$

Тут коефіцієнт мелиорированности, тобто відношення площі зрошування до всієї площі басейну; - норма водозабору з ріки на зрошування в мм; - ґрунтове живлення ріки до зрошування; - частка ґрунтового живлення у воді, що забирається на зрошування; - коефіцієнт збільшення ґрунтового живлення на зрошуваній площі. Величина визначається по карті изолиний. На півдні Одеської області досягає 4-х, але швидко убиває на півночі. Коефіцієнт на півдні України близький до 0.8.

Для переувлажнених рівнин зі слабим схилом в (6.24) замість коефіцієнта, що враховує вплив зрошування на підземний стік, потрібно ввести коефіцієнт впливу боліт і їх осушення. Помітимо, що динаміка впливу заболоченості на підземну складову річкового стоку вивчена поки недостатньо; розробка методу оцінки коефіцієнта є задачею подальших досліджень. Для оцінки впливу урбанізації в (6.24) ще один коефіцієнт. Визначення цього параметра розглянуте нижче, в розділі 7.

6.3 Зміна атмосферних осадків на території міст.

Дослідження осадків на урбанізованих територіях в поєднанні з їх синхронним вимірюванням на відкритій місцевості проводилися в багатьох містах, різних по розміру, характеру і щільності забудови, розташованих в різних кліматичних зонах. Всі ці дослідження показали, що на території міст випадає більше осадків, ніж в сільськогосподарській місцевості (приріст осадків над містом визначимо через Δ). Це пояснюють впливом двох, приблизно рівнозначних чинників:

1. посиленням висхідних потоків повітря над містом, турбулентності повітряної маси при що обтікаються будов і
2. підвищенням змістом аерозолів що служать ядрами конденсації в повітрі міст.

Однак вимірювання, виконані в різних містах, в різних інтервалах часу, дали варіюючі величини. У деяких пунктах і відрізках часу були визначені значення близькі до нуля, а в ряді випадків складові до 50 % і навіть більше процентів від суми осадків на відкритій місцевості. Так, в Воркуте за зимовий період визначений приріст осадків, рівне 60% від осадків за містом. У Ла Порте (США) навіть суми річних осадків виявилися на 31%, а в

Нью Йорке на 16% більше, ніж на відкритій місцевості. Однак, частіше за все, за теплий час року не перевищує 10-15% (Київ 11%, Челябінськ 5%, Москва 2%, Екатеринбург менше за 1%),

Є пропозиції по нормуванню величини: для великих промислових центрів (з підвищеним змістом аерозолів) приймати $\approx 0,1$, а для міст невеликих, що не мають обширних промислових територій, $\approx 0,05$ -(застосовно до дощових осадок або їх річних сум). Ці нормативи мають, звичайно, орієнтовний характер. Вони більш або менш відповідають регіонам з інтенсивною ливневою діяльністю. На Півночі більшість осадків випадають з невеликою інтенсивністю, і турбулентність вологонесущих повітряної маси ослаблена, що і пояснює низькі значення (наприклад, в Москві і Екатеринбурге).

Взагалі ж, варіює і у часі в певному пункті і по території. У різних містах одного і того ж регіону зафіксовані вельми різні добавки до природних осадок. Головною причиною непостійності отриманих є недостатність початкової інформації, звичайно представлені різницями даних в двох пунктах в містах і за містом.

Зливи (а саме вони дають найбільше значення), мають обмежену площу поширення, велику редукцію шара осадків по території. У залежність від ходу атмосферної циркуляції, центр площі, окропленої зливою, тобто точка,

де осадки максимальні, може виявитися або в місті, або за його межами; може трапитися і так, що за містом випаде злива, а в місті його немає, і навпаки (що дуже часто спостерігається, наприклад, в Одесі).

Ось чому для обчислення необхідно взяти пункти, однаково орієнтовані відносно площі, окропленої зливою. Це вимагає побудови изогіет дощу за даними спостережень великого ливнемерного куща. На жаль, такій інформації поки не є.

Недостатність інформації по зумовлена також недостатньою репрезентативністю даних пунктів спостережень в містах: дощоміри розташовують то в паренні, то на дахах будівель, де кількість випадаючих осадків може значно відрізнятись від середніх на території даного району міста. Таким чином, встановити розрахункове значення можливо лише орієнтовно. Мабуть, для великих промислових міст України потрібно приймати, а для середніх міст. Величину в малих містах, ПГТ і селах можна прийняти рівної нулю.

Дійсно, для виконання гідрологічних розрахунків по природних або урбанізованих територіях, використовують дані метеостанцій або карти изоліній, що узагальнюють результати спостережень. Але прилади, реєструючі осадки, часто розташовують не на відкритій

місцевості, а на околиці або всередині населених пунктів, в паренні, між будівлями, а також на дахах.

У цих випадках наблюденные, а також картированные кількості осадків включають в себе величини (цілком або частково). При розрахунку водного балансу і стоку з урбанізованих територій необхідно аналізувати початкову інформацію про осадки, щоб з'ясувати, чи потрібно враховувати величину, чи ні.

6.4 Розрахунок випаровування з міських територій.

Випаровування в умовах міст вивчене недостатньо, що пов'язано з трудностю вимірювання випаровування з поверхні деяких елементів міських територій, як, наприклад, зі стін будівель, то змочуваних дощем, то позбавлених волога, з різних видів покриттів і

Методику розрахунку випаровування в природних умовах і на зрошуваних землях можна вважати розробленою.

БОЯРИНЦЕВ ЄВГЕН ЛЬВОВИЧ

**АНТРОПОГЕННА ГІДРОЛОГІЯ
РОЗДІЛ «ГІДРОЛОГІЯ МІСЬКИХ ТЕРИТОРІЙ»**

Конспект лекцій

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул.Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс; (0482) 32-67-35

Е-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016