

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ**

**Харківський національний автомобільно-дорожній  
університет**

**Кафедра теоретичної механіки і гідравліки**

**ГІДРАВЛІКА, ГІДРОЛОГІЯ, ГІДРОМЕТРІЯ**

Навчальний посібник з дисципліни  
« Гідравліка, гідрологія, гідрометрія»  
для студентів спеціальності 7.04010601

2015

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ

Харківський національний автомобільно-дорожній університет

ГІДРАВЛІКА, ГІДРОЛОГІЯ, ГІДРОМЕТРІЯ

Навчальний посібник з дисципліни «Гідравліка, гідрологія,  
гідрометрія»  
для студентів спеціальності 7.04010601

Затверджено  
методичною радою  
університету,  
протокол №  
від

2015

Укладач: О.В. Біловол

Кафедра теоретичної механіки і гідравліки

## ПЕРЕДМОВА

Друга частина навчального посібника «Гідравліка, гідрологія, гідрометрія» містить основи гідрології річок, формування та методів розрахунку максимального стоку і річкової гідрометрії. Призначена для студентів, які навчаються за спеціальністю «Автомобільні дороги і аеродроми».

Зміст посібника відповідає теоретичному та практичному матеріалу типової програми курсу «Гідравліка, гідрологія, гідрометрія», що викладається у технічних університетах України. В ньому розглянуто методи і склад гідрологічних і гідрометричних вишукувань дорожніх споруд, основні фізичні і хімічні властивості води, морфометричні і фізико-географічні характеристики річкового басейну і їх вплив на річковий стік, особливості кінематики і динаміки річкового потоку, живлення і водний режим річок, льодовотермічний режим річок та режим наносів, статистичні методи обробки гідрологічних спостережень та їх обмеженість, методи розрахунку паводків і водопіль.

Посібник насичений прикладами, що ілюструють використання основних фізичних законів і методів гідрології при аналізі природних процесів.

## **Розділ 6. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК**

### **6.1. Мета і склад гідрологічних і гідрометричних вишукувань дорожніх споруд**

Гідрологічні і гідрометричні вишукування спільно з геодезичними і геологічними складають основу інженерних вишукувань при будівництві доріг, мостів та інших споруд. Вони враховуються на етапах проектування, будівництва, експлуатації і при техніко-економічному обґрунтуванні доріг та споруд дорожнього водовідведення. В період будівництва характерні рівні високих вод, льодоходу, межені та ін., терміни, в які вони спостерігаються, визначають черговість та час виконання окремих видів робіт, впливають на вибір технології зведення об'єктів мостового переходу. Його експлуатація також залежить від

гідрологічних особливостей річки, які відповідні за пропуск льодоходу, організацію руху на затоплених заплавах ділянках насипу, обстеження окремих споруд і ремонт пошкоджених елементів.

Гідрометричні роботи дозволяють одержати певний об'єм гідрологічних характеристик, виявити їх особливості і ступінь мінливості. Обробка та аналіз результатів вимірювань дають можливість встановити розрахункові значення витрат, рівнів, швидкостей та інших елементів потоку для споруди під час проектування. Перераховані розрахункові значення повинні забезпечити рівні вимоги експлуатації для споруд одного типу і розміру на різних водотоках. Це досягається введенням єдиних величин вірогідності перевищення розрахункових характеристик.

Об'єм, склад і характер гідрометричних спостережень і гідрологічних розрахунків впершу чергу визначаються класом і призначенням споруди. Так, обґрунтування проекту великого мостового переходу і дорожньої труби не можливо співставити по об'єму і складу. Гідрологічні роботи визначаються також ступенем вивченості водотоку, морфометричними і фізико-географічними особливостями району будівництва, стадією проектування. На кожній стадії організацію і проведення гідрометричних робіт регламентують нормативні, керівні і методичні документи.

Найбільш повний об'єм вишукувань проводиться при проектуванні мостового переходу. Розглянемо перелік відомостей про режим річок необхідний для цього: рівні характерні і розрахункові; витрати; швидкості; повздовжні похили вільної поверхні; шорсткість дна русла; наноси і особливості руслового процесу; характеристики зимового режиму; морфометричні і фізико-географічні характеристики; спеціальні відомості.

До характерних і розрахункових рівнів відносять рівень високих вод, високий історичний рівень, розрахунковий рівень високих вод заданої верогідності перевищення, рівні посування криги (високий і низький), рівень першого посування, рівень льодоходу, рівень високого льодоходу, рівень межених вод (середньої і низької межени), рівні 10%-вої верогідності перевищення і виходу води на заплаву, рівень корчоходу, дані багаторічних водомірних спостережень відповідні рівні для переносу

даних спостережень з найближчих створів постійних багаторічних споережень.

Розрахункові рівні і витрати, а також рівні високих вод, необхідні для розрахунку отвору мосту і його положення у створі. По рівню льодоходу і рівню посування криги розраховують опори на тиск криги. Розміри крижаних полів враховуються при визначенні розташування і розмірів мосту. Ці дані необхідні при проектуванні льодорізів і організації пропуску криги. Рівні меженних вод потрібні для організації будівельних робіт.

Бажано знати витрати при перераховани вище рівнях, а також розподіл витрат між руслом і заплавою. Але у більшості задовольняються розрахунковими витратами. На основі багаторічних спостережень будується крива витрат і емпірична крива вірогідності перевищення.

Велчина і напрямок швидкостей, що відповідають рівню високих вод і розрахунковим рівням, враховуються при визначенні глибини закладення фундаментів опор. Вони впливають також на розташування отвору мосту і на укріплення відкосів насипу на заплавах ділянках. Поле швидкостей визначає комплекс заходів по керуванню русловим процесом і захисту споруд мостового переходу від руслових деформацій.

Повздовжній похил вільної поверхні і шорскість дна русла, що входять до формули Шезі, бажано знати при рівнях високих і меженних вод для екстраполяції кривої витрат, а також для визначення витрат на заплавах і у руслі.

При активному русловому процесі і значних витратах наносів наявність відомостей про них дозволяє правильно вибрати компоновку мостового переходу і прогнозувати розмив. Відомості про наноси необхідні і для організації наміву дорожніх споруд, прогнозування їх намулення.

Для розрахунку опор на дію криги крім рівня посування криги і льодоходу необхідно знати товщину льодяного покриву. Розміри льодяних полів, швидкість їх руху і траєкторії окремих криг визначають кількість, розміри і компоновку льодорізів, відомості про них використовуються для запобігання заторів. Важливими є також відомості про шугу, про можливість зажорів, заторів і намерзання криги, про терміни появи інших зимових явищ.

Відомості про опади і їх річний розподіл, швидкість і напрямок вітру, температурний режим та інші кліматичні особливості одержують по даним найближчих до району будівництва метеостанцій. Ці відомості використовуються як для одержання розрахункових гідрологічних величин, так і для визначення часу і способів проведення вишукувань і будівельних робіт.

Гідрометеорологічне забезпечення будівництва і експлуатації дорожніх споруд передбачає одержання певних спеціальних відомостей, що стосуються льодово-термічного, гідрохімічного і гідробіологічного режиму річки, гідрогеологічної будови басейну та рельєфу місцевості. Наприклад, про хімічний склад води в річці і ґрунтових вод для врахування агресивної дії на бетонні, металеві та інші конструкції, про карстові явища, вічну мерзлоту та ін.

Під час вишукувань необхідно виявити всі фактори, які можуть впливати на умови проектування, будівництва і експлуатації мостового переходу. Слід врахувати наслідки діяльності організацій і відомств по судноплавству, сплаву лісу, будівництву водозаборів і т.ін. Мостовий перехід може опинитись під дією гідротехнічних, меліоративних та інших об'єктів; в межах підпору гребель, близько до розташованих вище по течії водоскидів, в зоні підтоплених територій. На споруди мостового переходу можуть діяти вітрові хвилі та хвилі пропуску. При наявності лісів можливий корчохід, а в гірських районах – селі.

## **6.2. Кругообіг води на Землі**

*Кругообігт води на Землі* – це безперервний замкнутий процес переміщення води на земній кулі. Він має циклічний характер і складається з кількох основних ланок: випаровування води, перенесення водяної пари повітряними течіями, утворення хмар, випадання опадів, поверхневого і підземного стікання вод суші в океан. Основними факторами, що зумовлюють цей процес, є сонячна радіація та сили ваги.

Основним джерелом надходження води в атмосферу є Світовий океан, з поверхні якого під дією сонячної радіації випаровується близько 448 тис. км<sup>3</sup> води на рік або 86,4% загальної

кількості вологи, що випаровується на всій земній кулі . Процес випаровування води з поверхні океану і її повернення у вигляді атмосферних опадів знову в океан називається *малим* або *океанічним* круговообігом води. Менша частина вологи (близько 8%) бере участь у *великому круговообігу*, вступаючи в складну взаємодію із земною поверхнею, фізичними, хімічними та біологічними процесами, що на ній відбуваються.

Кількісно кругообіг води виражається рівнянням водного балансу (закон збереження маси води). Так, для малого круговообігу рівняння водного балансу має вигляд

$$Z_0 = X_0 + Y_c; \quad (6.1)$$

для великого кругообігу

$$Z_c + Y = X_c; \quad (6.2)$$

для земної кулі в цілому

$$Z_3 = X_3; \quad (6.3)$$

де  $Z_0, Z_c, Z_3$  – середні багаторічні сумарні випаровування відповідно з поверхні Світового океану, з поверхні суші, з поверхні всієї земної кулі;  $X_0, X_c, X_3$  – середня багаторічна сума опадів відповідно на поверхню океану, на поверхню суші, на поверхню всієї земної кулі;  $Y_c$  – середній сумарний багаторічний стік із суші.

### **6.3. Основні фізичні і хімічні властивості води**

Вода в природі перебуває в трьох агрегатних станах – рідкому, твердому та газоподібному. Перехід води з одного агрегатного стану в інший зумовлюється температурою і тиском. При постійному тиску та зниженні температури цей перехід відбувається послідовно: пара – вода – лід. Проте за певних умов можливі переходи з одного стану в інший без проміжної фази – з пароподібного в твердий і навпаки. Температура замерзання



дистильованої води і танення льоду при нормальному атмосферному тиску прийнята за  $0^{\circ}$ , а температура кипіння – за  $100^{\circ}$ . Температура замерзання і кипіння води залежить від її солоності й атмосферного тиску. Чим більша солоність води, тим нижча її температура замерзання і вища температура кипіння. Морська вода замерзає при температурі  $-1,0 \dots 2,0^{\circ}$ , а кипить при температурі  $100,08 \dots 100,64^{\circ}$ . При підвищенні тиску лід плавиться при від'ємних температурах.

Вода може перебувати у переохолодженому стані, тобто бути рідкою при температурі нижче точки замерзання. Дистильовану воду в лабораторних умовах охолоджують до  $-72^{\circ}$ , після чого починається спонтанна кристалізація. В природних умовах переохолодження буває незначним і досягає  $0,005 \dots 0,01^{\circ}$ . Грунтові води через їх підвищену мінералізацію можуть переохолоджуватися значно більше.

*Густина води* (маса води в  $1 \text{ м}^3$ ) змінюється залежно від температури, причому ці зміни порівняно з іншими рідинами мають аномальний характер. Хімічно чиста вода найбільшу густину має при температурі  $4^{\circ}$ . Внаслідок цієї аномалії водойми навіть в умовах суворого клімату не промерзають до дна, бо при охолодженні до  $4^{\circ}$  вода стає більш густою і опускається на дно, а при дальшому охолодженні верхні шари її стають менш густими і залягають на поверхні. Крім того, лід легший за воду, тому при замерзанні водойм крига спливає на поверхню і оберігає від замерзання більш глибокі шари води.

*Питома теплоємність води* (кількість тепла, яке необхідне для нагрівання  $1 \text{ кг}$  води на  $1^{\circ}$ ) значно вища, ніж твердих тіл та інших рідин і дорівнює  $1 \text{ ккал/кг.град}$ . Внаслідок великої теплоємності води океани, моря, озера та інші водойми акумулюють величезну кількість тепла, яке при зниженні температури виділяється в атмосферу.

*Прихована теплота випаровування води* (кількість тепла, яке необхідне для випаровування  $1 \text{ кг}$  води при постійній температурі і нормальному атмосферному тиску) при  $0^{\circ}$  дорівнює  $597 \text{ ккал/кг}$ . Така ж кількість тепла виділяється при конденсації  $1 \text{ кг}$  води.

*Прихована теплота плавлення льоду* (кількість тепла, яке потрібне для плавлення 1 кг льоду при температурі 0<sup>0</sup>) дорівнює 79,67 ккал/кг при нормальному атмосферному тиску.

Теплопровідність води незначна. *Коефіцієнт молекулярної теплопровідності* (кількість тепла, яке проходить за 1 с через площу 1 м<sup>2</sup> при зміні температури в 1<sup>0</sup> на відстані 1 м у напрямку потоку тепла) в середньому становить 0,14 кал/м<sup>2</sup>с.град. У зв'язку з цим водні маси в природних водоймах нагріваються в основному внаслідок перемішування.

Завдяки порівняно великому поверхневому натягу (75,5 кН/м при температурі 0<sup>0</sup>) і здатності змочувати поверхню більшості твердих тіл вода має властивість підійматися по капілярах і, зокрема, по порах ґрунту.

Однією з характерних властивостей води є її *рухомість*, тобто здатність переходити від нерухомого стану до руху під дією будь-якої малої сили. Через рухомість вода легко приймає форму посуду, в який вона налита.

Воді властива *в'язкість*, або внутрішнє тертя (здатність води чинити опір при переміщенні одного шару відносно іншого). В'язкість обумовлена переносом кількості руху через межу між шарами води молекулами (молекулярна в'язкість) або турбулентними молями (турбулентна в'язкість).

З підвищенням температури молекулярна в'язкість знижується, а збільшення солоності приводить до її підвищення. Турбулентна в'язкість крім температури і солоності залежить також від структури потоку.

Характерною особливістю молекул води (гідролів) є їх властивість об'єднуватися в агрегати: дигідролі (з двох простих молекул) і тригідролі (з трьох простих молекул). Рідка вода являє собою суміш гідролів, дигідролів і тригідролів. При зміні температури співвідношення між їх кількістю змінюється. Цим і пояснюються деякі аномалії фізичних властивостей води.

Природна вода є хорошим розчинником і завжди містить у собі завислі і розчинені речовини. Залежно від розмірів часток бувають справжні розчини (речовина перебуває у вигляді молекул та іонів) і колоїдні (поряд з молекулами та іонами містять їх групи). Частки речовин розміром більше 10<sup>-5</sup> мм називаються суспензіями,

або зависями; вони видимі простим оком і бувають як органічного, так і неорганічного походження.

Концентрація розчинених у воді речовин характеризується *солоністю*, яка виражається в проміле – кількість солей у грамах, що міститься в 1 кг води.

У природних водах є якась кількість газів, в основному кисню, двоокису вуглецю, азоту тощо. Особливе місце займає іон водню, який має велике значення в хімічних і біологічних процесах, що відбуваються у воді.

#### **6.4. Річка та річкова система**

*Річкою* називається природний водний потік, який постійно або більшу частину року протікає у видовжених зниженнях земної кори в розробленому ним руслі і живиться в основному за рахунок атмосферних опадів.

Атмосферні опади, які випадають на поверхню Землі, стікають по ній у вигляді струмочків. Ці струмочки розмивають земну поверхню і утворюють тимчасові ерозійні борозни. З'єднуючись, вони дають початок річкам, які виносять свої води в океани, моря або озера. Річка, яка впадає в одну з таких водойм, називають *головною річкою*, а ті, що впадають в неї, - *притоками*. Сукупність усіх річок, що несуть свої води через головну річку в море або озеро, називається *річковою системою*.

Річки, озера і болота, що знаходяться на даній території, складають *гідрографічну мережу*. Сучасна гідрографічна мережа є результатом тривалих і складних процесів, які відбувались під впливом геологічних, кліматичних та інших факторів. Суттєву перебудову вона набула під час тектонічних рухів земної кори і внаслідок останнього обмерзання. В період танення льодовика вода виробляла величезні за розміром русла, в яких згодом внаслідок зменшення кількості талої води накопчувалися алювіальні відкладення. Пізніше у товщі цих відкладень формувались русла знасно менші за розміром. В сучасних умовах ведеться інтенсивне будівництво водосховищ, зрошувальних каналів та ін., які змінюють обриси гідрографічної мережі.

*Руслова мережа* є частиною гідрографічної мережі і являє собою сукупність русел всіх водотоків у межах даної території. Найвищою ланкою руслової мережі є улоговини стоку – ерозійні утворення, згодом занесені породою. Вони являють собою погано виражені витягнуті улоговини з пологими у більшості випадків вкритими дерном схилами і прямолінійним профілем. Площа водозбору не перевищує  $0,05 \text{ км}^2$ .

Злиття улоговин стоку приводить до утворення наступної ланки руслової мережі – *лощин*, які є більш вираженим ерозійним утворенням. Вони мають порівняно з улоговинами високі і круті схили. Як на дні, так і на її схилах можуть утворюватись пробоїни, рівчаки і яри. Площа водозбору лощини перевищує  $0,05 \text{ км}^2$ .

*Суходол* є перехідною ланкою до річкової долини і має асиметричний поперечний переріз. У суходолі добре виражений, на відміну від лощин, береговий і донний розмив. Площа водозбору суходолу перевищує  $1,0 - 1,5 \text{ км}^2$ .

Злиття суходолів, у свою чергу, приводить до утворення річкових долин, які є останньою ланкою ерозійного процесу. В них відбувається чергування розмивів і намивів русла відповідно особливостям транспорту наносів. Річкові долини діляться на два типи: перший тип не має заплави, а другий має.

Таким чином, верхні ланки руслової мережі є областями формування рідкого і твердого стоку постійних і тимчасових водотоків. Нижні ланки – долини річок – в основному є шляхами транспорту наносів, які надходять з верхніх ланок руслової мережі.

## **6.5. Морфометричні характеристики річок**

Рух води, що випала на сушу у вигляді опадів, суттєво залежить від особливостей морфометричної будови річки і її басейну: довжини, звивистості і розгалуженості річки, густоти річкової мережі; площі, довжини, середньої ширини, асиметрії і похилу басейну.

*Довжина річки* – це відстань між *витоком* (місцем, де річка зароджується) і *гирлом* (місцем, де річка впадає в іншу річку, озеро або море) вздовж фарватера (лінії найбільших глибин).

Вимірюється по крупномасштабній карті за допомогою курвіметра або циркуля з розхилом 1 мм.

*Звивистість річки* характеризується коефіцієнтом звивистості, який являє собою відношення довжини річки до відстані між витоком і гирлом по прямій.

*Розгалуженість річки* – це відношення сумарної довжини її приток до довжини головної річки.

*Густота річкової мережі* характеризується коефіцієнтом густоти, який являє собою відношення сумарної довжини річкової мережі на даній площі до величини цієї площі. Коефіцієнт густоти річкової сітки вимірюється в км/км<sup>2</sup>.

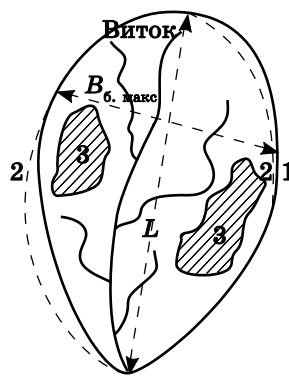


Рис. 6.1. Схема басейну річки: 1 – вододіл, 2 – підземний вододіл, 3- безстічні області

Поверхня суші, з якої річкова система збирає свої води, називається *водозбором*. Водозбір (рис. 6.1) разом з площами внутрішнього стоку і безстічними площами, які мають з ним спільні межі, називають басейном річки.

Річкові басейни обмежені вододілами. *Вододіли* - це лінії на земній поверхні, які ділять стік атмосферних опадів по двох протилежних схилах.

Річки збирають воду не лише з поверхні Землі, а й з верхніх шарів літосфери (підземні води). Відповідно до цього розрізняють поверхневі та підземні вододіли.

Основною характеристикою річкового басейну є його площа в квадратних кілометрах. Величина площі басейну  $F$  вимірюється по карті планіметром або палеткою. основні згини русла.

*Довжина басейну* вимірюється за картою як вістань по прямій від гирла до найвіддаленішої точки басейну. У випадку звивистості басейну пряма замінюється на ламану, кожен відрізок якої повторює основні згини русла. При односкатному басейні довжину визначають вздовж вісі траси від головного водорозділу до штучної споруди

*Середня ширина басейну* визначається як відношення площі басейну до його довжини.

Нерідко басейни бувають асиметричними, що має велике значення для формування водного режиму річки. Характеристикою асиметрії басейну слугує *коефіцієнт асиметрії*

$$K_a = \frac{F_l - F_n}{F}, \quad (6.4)$$

де  $F_l, F_n$  - площі лівобережної і правобережної частин басейну.

*Середня довжина безруслвих схилів* визначається за формулою

$$b_c = \frac{1000F}{1.8(L_0 + \sum L_i)}, \quad (6.5)$$

де  $\sum L_i$  - сума довжин другорядних улоговин басейна, до якої входять улоговини довжиною, що перевищує 75% середньої ширини одного схилу басейну.

Висотні характеристики річкових басейнів можна одержати за допомогою *гіпсометричної карти* і *гіпсографічної кривої* (рис. 6.2). Гіпсографічна крива дає уявлення про розподіл площі водозбору за висотними зонами. Для її побудови залежно від діапазону висот назначаються висотні інтервали і вимірюються площі, що в них знаходяться. За даними цих вимірювань будується діаграма розподілу площ за висотними зонами. Послідовно складаючи площі кожної зони починаючи від найвищої позначки одержимо гіпсографічну криву.

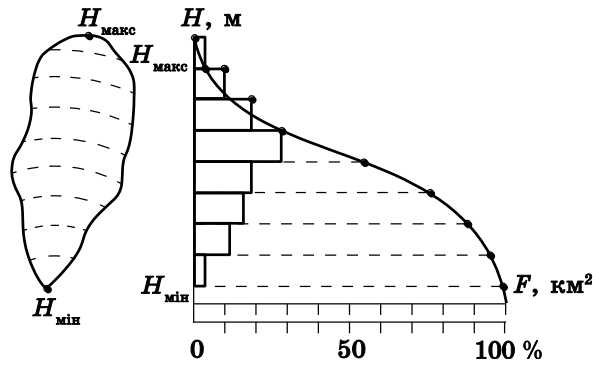


Рис. 6.2. Розподіл площі басейна по висотам і гіпсографічна крива

*Середню висоту басейна* можна визначити шляхом ділення площі між гіпсографічною кривою і осями координат на площу басейна.

Значний інтерес має *похил басейну*, який можна обчислити за формулою

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}. \quad (6.6)$$

де  $H_1 - H_2$  – перевищення між відмітками басейну у верхній і нижній частинах;  $L$  - довжина басейну.

*Середній похил схилів* басейну визначається за формулою

$$I_c = \frac{\Delta \sum l_i}{F}, \quad (6.7)$$

де  $\Delta$  - інтервал між суміжними горизонталями в метра;  $\sum l_i$  - сума дожин всіх горизонталей в межах басейну в кілометрах.

## 6.6. Фізико-географічні характеристики річкових басейнів

Фізико-географічні характеристики включають *географічне положення* басейну у вигляді географічних координат його крайніх точок і *кліматичні характеристики басейну* (кількість опадів, сніговий покрив, температура і вологість повітря), геологічну будову і рельєф басейну, рослинний покрив, водні об'єкти.

Найважливішою кліматичною характеристикою басейну є *опади*, краплі води та кристали льоду, що випадають за певних умов з хмар. Укрупнення крапель до потрібних розмірів не може відбуватися шляхом конденсації. При конденсації утворюються тільки дуже малі краплі. Для виникнення крупних крапель процес конденсації повинен тривати надмірно довго. Вони виникають іншими шляхами.

Краплі можуть укрупнюватися шляхом взаємного злиття, чому сприяють турбулентність, різниця у розмірах і протилежний електричний заряд крапель. У результаті такого укрупнення із шаруватих хмар випадає мжичка, а з потужних купчастих хмар – мілкий малоінтенсивний дощ.

Для утворення рясних опадів необхідно, щоб хмари були змішаними, тобто складались з переохолоджених крапель і кристалів льоду. Такими є високо-шаруваті, шарувато-дощові і купчасто-дощові хмари. Паралельно з ростом кристалів за рахунок сублімації відбувається випаровування крапель і перегонка водяної пари з крапель на кристали. При зіткненні кристали можуть приморожувати краплі до себе і за рахунок цього збільшуватись.

Якщо в нижній частині хмари температура повітря вище нуля, кристали тануть і перетворюються в краплі, які випадають з хмари у вигляді дощу. Якщо температура від'ємна до самої земної поверхні, випадає сніг або крупа.

За генетичною ознакою розрізняють три типу опадів: циклонічні, конвективні і орографічні.

*Циклонічні опади* пов'язані з фронтальними хмарами, що виникають на границі між теплою і холодною повітряними масами. Якщо тепле повітря рухається у бік холодного (теплий фронт), то утворюються слабкі і помірні обложні опади, що випадають з шарувато-дощових хмар, охоплюють великі площі у сотні тисяч квадратних кілометрів і тривають десятки годин. Якщо холодне повітря рухається у бік теплого (холодний фронт), то вздовж лінії фронту утворюються тривалі ливневі опади, що випадають з кучово-дощових хмар. Обложні опади складають найбільший процент загальної кількості опадів у помірних широтах.

З конвективних (кучово-дощових) хмар, що утворюються в результаті адіабатичного охолодження вологого теплого повітря в



процесі його підйому, випадають інтенсивні, але малотривалі зливи. У холодній повітряні масі, яка рухається над теплою земною поверхнею, злива у конкретному пункті триває лише кілька хвилин. Середня площа, одночасно захоплена зливою, складає близько 20 км<sup>2</sup>. Зливи є основним видом опадів у низьких тропічних та екваторіальних широтах.

*Орографічні опади* утворюються у гірських районах в результаті адіабатичного охолодження теплих повітряних мас при підйомі вгору по гірським схилам.

Опади характеризуються інтенсивністю і тривалістю, їх загальною кількістю, нерівномірністю випадіння по площі і у часі.

*Кількість опадів*, які випали в тому чи іншому місці за певний час, виражається в міліметрах шару води.

Для характеристики клімату підраховують багаторічні середні кількості (суми) опадів по місяцях і за рік. Для з'ясування добового ходу опадів визначають їх середні суми за годину за даними півніографа.

За відхиленням місячних і річних сум в окремі роки від багаторічних середніх величин вираховують середньоквадратичні відхилення, які характеризують змінність опадів.

На додачу підраховують ще середню кількість днів з опадами за місяць і рік, середню місячну і річну тривалість опадів у годинах, а також вірогідність опадів.

*Інтенсивність опадів* дорівнює кількості опадів, що випали в одиницю часу. Інтенсивність вимірюється у міліметрах шару води за хвилину. З аналізу результатів спостережень можна зробити висновок, що інтенсивність опадів, як правило, тим менша, чим більша їх тривалість.

В практиці будівництва дорожніх споруд визначальними є ливневі опади. До них відносять опади, інтенсивність яких не нижче 0,5-0,04 мм/хв. при тривалості від 5 до 24 годин. На відміну від обложних дощів, інтенсивність яких зазвичай не перевищує 0,03-0,05 мм/хв., ливні характеризуються різким змінням інтенсивності у часі. На території України ливні проходять переважно влітку, а обложні дощі – взимку.

В умовах Карпат, наприклад, найбільша кількість дощів припадає на період з квітня по листопад, вони складають 60-80%

річної кількості опадів. Залежно від характеру випадіння в цьому районі можна виділити інтенсивні малотривалі (з липневим ділянками) і малоінтенсивні тривалі (обложні) дощі. Найбільш поширені у Карпатах ливневі дощі тривалістю від 3 годин до 1,5 добиз перервами. Шар добових опадів у Прикарпатті досягає 150-200 мм.

Розподіл опадів пов'язаний з розподілом хмарності і температури повітря, відповідно має широтну зональність. Кількість опадів розподілена по території суши вкрай нерівномірно. Це залежить від місцевих умов: віддаленістю від океанів і морів, напрямку домінуючих вітрів, рельєфу місцевості та ін.

Нерівномірність випадіння опадів характерна і для окремих басейнів. Ливні можуть охоплювати територію всього в кілька квадратних кілометрів. Відповідно, чим більша площа водозбору, тим менша вірогідність випадіння на всій площі опадів високої інтенсивності.

Важливою характеристикою опадів є їх розподіл у часі. Для проектування мостових переходів на річках з дощовим живленням зазвичай необхідно знати річний розподіл опадів. Пропуск стоку з невеликих водозборів потребує знання розподілу протягом доби. Для проектування дорожніх труб часто необхідні відомості про розподіл протягом години.

Кількість опадів у зимовий період на більшій частині України менша, ніж у літній період. Але як в гідрологічному відношенні, так і в забезпеченні безперервної експлуатації автомобільних доріг вони виграють значну роль. Основні характеристики зимових опадів – число днів із сніговим покривом; його товщина і відносна густина, тобто відношення маси снігу і води при рівних об'ємах. В період сніготанення і формування повені визначальними факторами стають запас ологи у сніжному покриві його стан, дружність і інтенсивність сніготанення.

Товщина зимового сніжного покриву на більшості території України складає кілька десятків сантиметрів (до 50 см). Густина снігового покриву змінюється у широкому діапазоні. Вона залежить від умов утворення і тривалості лежання снігу. Відносна густина снігового покриву коливається від 0,08 до 0,14 для снігу, що тільки

випав, і досягає 0,3 – 0,45 для снігу, що злежався. У снігових лавинах відносна густина може доходити до 0,65.

Для експлуатації доріг важливі наземні тверді гідрометеори, наприклад ожеледь, тобто шар щільного льоду на земній поверхні і на предметах у результаті намерзання крапель переохолодженого дощу, мжички або туману. Ожеледь виникає при температурах від 0 до  $-15^{\circ}\text{C}$ .

Іншою найважливішою кліматичною характеристикою річкового басейну є випаровування. Якщо в результаті обміну молекулами води між земною поверхнею і атмосферою більша їх частина переходить в атмосферу, то йдеться про випаровування води з поверхні. В протилежному випадку йдеться про конденсацію води з атмосфери на поверхню. Випаровування може відбуватися з вологого ґрунту, з поверхні рослинності, поверхні підземних вод. Цей процес повертає в атмосферу в середньому дві третини опадів.

Атмосфера в незначній мірі поповнюється парами за рахунок сублімації – випаровування з твердої поверхні снігу і льодовиків без утворення рідкої фази.

Рослинність здатна виділяти вологу в атмосферу через власну поверхню. Цей процес називається транспірацією. Разом з випаровуванням транспірація утворює сумарне випаровування.

Розрізняють фактичне і можливе випаровування. *Можливим випаровуванням* називають максимальне випаровування, не обмежене запасами води. Випаровування з поверхні водойми або надлишково зволоженого ґрунту можна вважати можливим випаровуванням. Можливе випаровування не завжди збігається з фактичним випаровуванням з ґрунту. Для ґрунту з недостатнім зволоженням фактичне випаровування менше, ніж для водної поверхні за тих же умов.

Основною кількісною характеристикою процесу випаровування є швидкість випаровування. *Швидкістю випаровування* називають масу води, яка випаровується за одиницю часу з поверхні одиничної площі. На практиці швидкість можливого випаровування вимірюється в міліметрах шару води за одиницю часу і визначається за формулою

$$Q_0 = \frac{E_0 - e}{p} f(u), \quad (6.8)$$

де  $E_0 - e$  - дефіцит вологості, різниця між тиском насичення при температурі поверхні випаровування і тиском водяної пари у повітрі над поверхнею;  $p$  - атмосферний тиск;  $f(u)$  - функція швидкості вітру, яка залежить від шорсткості і розміру поверхні випаровування, стратифікації приземного шару, хатактуру рослинного покриву тощо.

З поверхні ділянок суші, що добре прогриваються і насичені вологою, швидкість випаровування приблизно на 50% вища, чим з більш холодної поверхні водойми глибиною в кільк метрів. При швидкості вітру 20 м/с швидкість випаровування збільшується приблизно у півтори рази порівняно з безвітряною погодою.

З поверхні суші випаровування відбувається значно повільніше, ніж з поверхні водойм. Крім того швидкість випаровування залежить від розподілу температури в ґрунті по глибині, гранулометричного складу і структури ґрунту, глибини залягання підземних вод.

Будова ґрунту впливає на швидкість випаровування неоднозначно. Крупні зерна ґрунту сприяють випаровуванню за рахунок поліпшення вентиляції пор. Одночасно зменшуються капілярне підняття і сумарна площа зерен, з якої відбувається випаровування.

## 6.7. Річкова долина і русло річки

Річки звичайно течуть у вузьких витягнутих знижених формах рельєфу, які характеризуються загальним похилом від одного кінця до другого і називаються *долинами*. Складовими частинами річкової долини (рис. 6.3) є: дно, або ложе, долини, тальвег, русло річки, заплава, схили долини, тераси і бровка. *Дно* долини – це найбільш знижена її частина. *Тальвег* – безперервна звивиста лінія, яка з'єднує найглибші точки дна долини. Дно долини в поздовжньому напрямі поглиблене *річковим руслом*, яке являє собою ерозійну заглибину, вироблену водним потоком і заповнену його водами.

Частина дна, яка заливається високими річковими водами, називається *заплавою*. Схили долини рідко бувають рівними. На них часто утворюються розташовані уступами на певній висоті над тальвегом площадки, так звані *річкові тераси*. Лінія стику схилів долини з поверхнею прилеглої місцевості називаються *бровкою*.

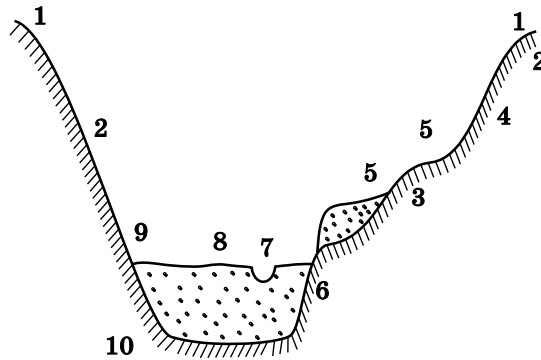


Рис. 6.3. Поперечний профіль долини:

1 – бровка; 2 – схил; 3, 4 – тераси; 5 – бровка тераси; 6 – русло; русла річки 7, 8 – низька і висока заплави; 9 – кореневі породи; 10 – алювіальні відклади

Будова річкових долин, їх форма, розміри впливають на деякі гідрологічні процеси та на особливості її режиму. Більша або менша крутість схилів долини сприяє прискоренню або затримці стоку поверхневих вод у русло річки, розмиву поверхні схилів долини і винесенню продуктів розмиву в річкове русло. Потужні алювіальні відклади в долинах річок містять ґрунтові води, які впливають на посилення живлення річок.

Заплава в період високих вод затримує значну кількість води, яку пізніше при зниженні рівнів знову віддає річці. Отже, вона є природним регулятором водного режиму річок.

Розміри і форма русла змінюються по довжині річки залежно від її водності, будови долини, характеру порід, які складають русло.

Морфологічні особливості русла можуть бути охарактеризовані *ізобатами* (лініями однакових глибин, нанесених на план) і поперечним профілем русла (перерізом русла вертикальною площиною, перпендикулярною до напрямку течії).

У межах поперечного профілю слід відрізнити площі поперечного, водного, живого перерізу і мертвої зони. *Площею*

*поперечного перерізу* називається повна площа, обмежена поверхнею води і дном річки. *Площа водного перерізу* при відкритому руслі дорівнює площі поперечного перерізу. При наявності льодового покриву площа водного перерізу дорівнює різниці площі поперечного перерізу та площі зануреного льоду. *Площею живого перерізу* називається та частина водного перерізу, де спостерігається течія. *Площею мертвої зони* називається та частина площі водного перерізу, де немає течії.

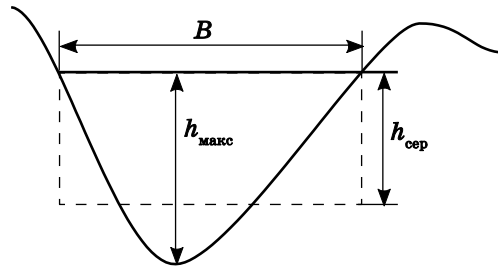


Рис. 6.4. Поперечний профіль

Живий переріз (рис. 6.4) характеризується: шириною річки  $B$  в метрах, площею  $\omega$  в квадратних метрах, середньою глибиною  $h_{сер} = \frac{\omega}{B}$  в метрах, змоченим периметром (межа перерізу, що проходить по дну річки)  $\chi$  в метрах, гідравлічним радіусом  $R = \frac{\omega}{\chi}$  в метрах.

## 6.8. Поперечний профіль водної поверхні

Поперечний профіль водної поверхні здебільшого не є горизонтальною лінією. Він характеризується перевищенням рівня води біля одного берега над рівнем біля іншого і являє собою криві лінії.

Одна з причин, яка викликає різницю в рівнях біля протилежних берегів, полягає в тому, що русло річки ніколи не буває прямолінійним. Під час руху води на ділянці із закругленням виникає *відцентрова сила*, питома ( на 1 кг ) величина якої  $f = \frac{u^2}{\rho}$  ,

де  $u$  – місцева швидкість, а  $\rho$  – радіус кривизни траєкторії частинки води. Під дією цієї сили частинка відхиляється до ввігнутого берега. Крім того, кожна частинка води знаходиться під впливом сили ваги  $g$ , спрямованої зверху вниз по вертикалі. Відомо, що поверхня води завжди нормальна до рівнодіючої цих сил, тобто нахилена під кутом  $\alpha$  до горизонтальної площини.

Друга причина, яка викликає різницю рівнів біля протилежних берегів, – це *сила Коріоліса*, питома величина якої  $f' = 2u\omega \sin \varphi$ , де  $\omega$  – кутова швидкість добового обертання Землі;  $\varphi$  – широта місця. Під впливом обертання Землі навколо осі всі тіла, які рухаються, відхиляються від початкового напрямку руху у північній півкулі праворуч, а в південній – ліворуч. Рівнодіюча двох сил – сили ваги і сили Коріоліса – утворює з напрямом сили ваги деякий кут, отже, поверхня води утворює такий самий кут з горизонтальною площиною. В результаті правий берег всіх річок північної півкулі крутіший за лівий, а в південній кулі навпаки (закон Бера).

## 6.9. Повздовжній профіль річки

Повздовжній профіль річки характеризується повздовжнім профілем водної поверхні. Різниця висот  $\Delta H$  двох будь-яких точок водної поверхні по довжині річки називається *падінням*. Відношення падіння до довжини даної ділянки  $l$  називається *похилом річки*, тобто  $I = \frac{\Delta H}{l}$ . Падіння вимірюється в метрах на 1 км. Похил – величина безрозмірна і записується у вигляді десяткового дробу або в проміле, визначає повздовжню складову сили тяжіння і зазвичай коливається у межах від  $10^{-5}$  до  $10^{-2}$ , в гірських районах може досягати навіть десятих долей. Схили, з яких вода надходить в руслову і річкову мережу, також має широкий діапазон змінення похилів (від 0,001 до 0,7). Верхнє значення характерне для гірської місцевості.

Повздовжній профіль Дніпра в цілому дорівнює 0,00011; у верхів'ї він становить 0,00093, у середній частині – 0,00013, у нижній – 0,0001.

Повздовжній профіль річки у воєму розвитку проходить ряд стадій. На ранніх стадіях він недостатньо вироблений і в місцях

виходу більш твердих порід має зломи, в яких розташовані пороги, бистрини і водопади. *Поріг* – це коротка мілководна камениста ділянка, що утворена виходом твердих гірських порід. *Бистрина* – порожиста ділянка річки, інколи значної довжини, з великим падінням і дуже великими швидкостями течії. *Водопад* – падіння води на перепаді русла. Кілька водопадів можуть утворювати *каскад*.

На початковій стадії формування повздовжнього профілю річки інтенсивно йдуть процеси руслової (глибинної і бокової) ерозії. *Глибинна ерозія* являє собою врізання в товщу ґрунту у вертикальному напрямку і залежить від положення базису ерозії, нижче якого річка нездатна поглиблювати свої ложе. *Бокова ерозія* приводить лише до розширення русла або до переміщення русла у межах річкової долини.

Наявність базису ерозії утворює умови для врізання річки в ґрунт, яке поширюється вниз по течії і називається прогресивною ерозією. У стадії зрілості завдяки прогресивній ерозії повздовжній профіль річки стає більш пологим. Згодом він перетворюється у профіль рівноваги, коли річка ніде не еродує і не акумулює. Умови рівноваги завжди порушуються, але річка безперервної поновлює.

У наш час повздовжній профіль річки може змінюватись в результаті господарської діяльності, яка призводить до змінення базису ерозії при будівництві гребель і рівнів внутрішніх водоймищ.

У рівнинних районах, де річки течуть в м'яких породах, повздовжній профіль має вигляд увігнутої кривої з підвищеними похилами у верхній течії і поступовим зменшенням їх у напрямі до гирла. Відповідно до цього у *верхній течії* річка характеризується більшими швидкостями, а також значним розмивом русла. Долина зазвичай не має заплави, русло зосереджене, з крутими берегами. У *середній течії* похили водної поверхні і швидкості течії зменшуються, ерозійна діяльність стає більш слабкою, переважно відбувається транспорт наносів. У *нижній течії* здебільшого відкладаються продукти розмиву. Долини річок у середній і нижній течії часто утворюють заплави, характерні для рівнинних річок. Для гірських річок характерні неправильні східчасті обриси повздовжніх профілів.



У малих річок, а також у річок гірських районів можуть спостерігатись прямолінійні профілі, які характеризуються відносно однаковими похилами на всіх ділянках.

Опуклий профіль зустрічається рідко і властивий річкам Карелії та Кольського півострова, інколи річкам гірських районів Середньої Азії і Закавказзя.

### 6.10. Руслові процеси

Річковий потік і русло перебувають у постійній взаємодії. Річкове русло деформується. Деформація русла тісно пов'язана з режимом рівнів і витрат. Усі зміни, які відбуваються в руслі, залежать від динаміки річкового потоку та його структури.

З іншої точки зору, найбільш характерні особливості кінематики річкового потоку обумовлені поперечним профілем дна і плановими обрисами берегів. Вплив цих факторів визначає характер переміщення наносів і русловий процес.

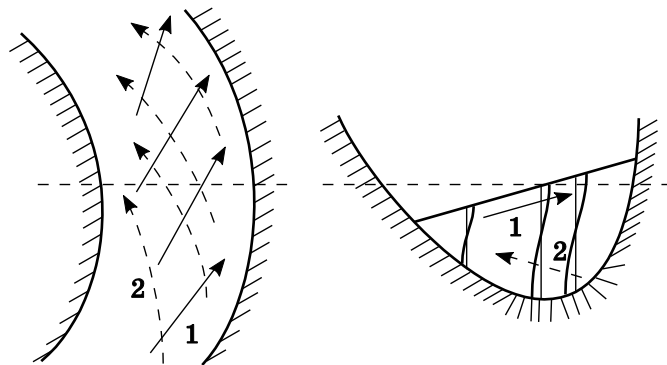


Рис. 6.5. Схема поперечної циркуляції в плані і поперечному розрізі:  
1 – поверхневі струми, 2 – придонні струми

Більшість річок України мають заплави. Заплавний потік повільніший від руслового, бо малі глибини на заплаві і берегова рослинність збільшують гідравлічний опір. Різниця швидкостей викликає перепад рівнів, тобто похил вільної поверхні від заплави до русла, що породжує відповідну замкнуту поперечну течію, масообмін заплавного і руслового потоків. Це явище називають *кінематичним ефектом* (рис. 6.5).

Друга важлива особливість кінематики річкового потоку – *поперечна циркуляція* – викликається його скривленням у плані, найбільш характерним для рівнинних річок. Якщо брати до уваги розподіл швидкостей по глибині, стає зрозумілим, що інерційні сили в поверхневих струмках вищі, ніж у донних. Поверхневі струмки з відносно високими швидкостями починають відхилятися в сторону увігнутого берега, набігають на нього і, відбиваючись, переходять у донні, які спрямовані до протилежного берега. В поперечному перерізі коло замикається, а річковий потік у цілому здійснює гвинтовий рух.

Аналогічне явище спостерігається навіть на прямолінійних ділянках, але в цьому випадку під впливом сил Коріоліса. Залежно від поведінки потоку в плані і будови заплави сили Коріоліса можуть підсилювати або послаблювати поперечну циркуляцію та кінематичний ефект.

Крім поперечних циркуляцій, в потоці виникають вихрові рухи з вертикальною віссю обертання. Одні з них рухомі та нестійкі, інші – стаціонарні і відрізняються великими поперечними розмірами. Вони спостерігаються в місцях сходження потоків, за крутими виступами берегів, при обтіканні підводних перешкод і т. ін.

Всі руслові деформації поділяються на три основні види: вертикальні, котрі спричиняють трансформацію повздовжнього профілю русла; горизонтальні, які спричиняють розмиви або нарощування берегів та утворення заплави; пересування донних гряд.

При дослідженні руслових деформацій користуються таким показником, як стійкість русла. За В.М. Лохтіним - це відношення крупності алювію у мм до похилу вільної поверхні у м/км, тобто

$$\Lambda = \frac{d}{I}. \quad (6.9)$$

М.І. Макаєв запропонував коефіцієнт стабільності русла

$$K_c = \frac{d}{I \cdot b}, \quad (6.10)$$

де  $b$  - ширина русла в межень в м.

С.Г. Шатаєв для характеристики стійкості русел рекомендує морфо метричний показник

$$A = \frac{\lg \Delta h}{\lg \Delta b}, \quad (6.11)$$

де  $\Delta h$  - збільшення глибини на певній ділянці річки,  $\Delta b$  - зміна ширини річки на цій ділянці.

Більшість річок України мають слабостійкі русла ( $\Delta = 2 - 5, K_c = 6 - 15, A = 1,4 - 1,7$ ), тому що вони протікають в умовах вільного розвитку руслових деформацій. Лише річки, які протікають в районах виходу на денну поверхню порід Українського кристалічного щита і Подільської височини мають відносно стійкі ( $\Delta = 5 - 10, K_c = 15 - 20, A = 1,7 - 2,0$ ) та стійкі ( $\Delta > 10, K_c > 20, A > 2,0$ ) русла.

Русла річок у плані дуже різноманітні, і разом з тим для всіх них характерна чітко виражена звивистість. Обриси русел у плані в більшості річок змінюються у часі. Ці зміни починаються з утворення *меандр* (закрутів).

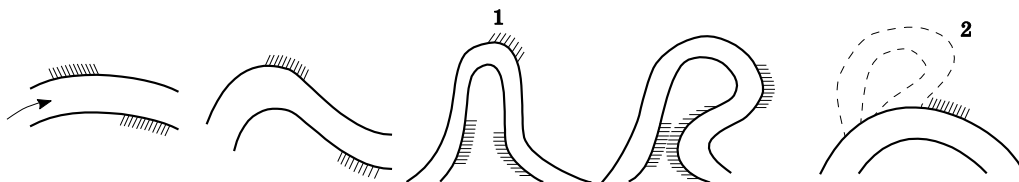


Рис. 6.6. Схема руху і зміни форми меандрів: 1 – ділянки розмиву, 2 – стариця

Причини утворення меандр пояснюються так. На прямій ділянці річки під впливом якихось причин, наприклад, наявності легко розмивних ґрунтів або перекосу гряд піску, водний потік відхиляється від свого початкового напрямку. Під впливом сили Коріоліса, відцентрової сили і завдяки кінематичному ефекту виникає поперечна циркуляція, яка збільшує розмив. Продукти розмиву відкладаються на протилежній стороні, трохи нижче

розмиву, де швидкості зменшуються і навіть виникає зворотна течія.

Збільшення кривизни русла веде до подовження річки, а значить, до зменшення похилу і швидкості течії. Зменшення швидкості приводить до послаблення розмиваючої здатності потоку. Процес меандрування припиняється.

Меандри (рис. 6.6) здатні рухатися вздовж течії, можуть наближатися одна до одної з виникненням петлі. Спрямляюча дія потоку може призвести до утворення нової, більш короткої ділянки русла. На кінцях меандри, залишеної потоком, починають відкладатися наноси і утворюється озеро серпоподібної форми (*стариця*).

На увігнутих ділянках розмив русла найбільший, тому й глибини тут найбільші порівняно з вигнутими або прямими ділянками. Ділянки з більшими глибинами називаються плесами, а ділянки з малими глибинами – перекатами. Найглибша частина плеса і наймілкіша частина перекаату зсунуті у відношенні до точок найбільшої та найменшої кривизни русла униз за течією на чверть довжини між вершинами двох послідовних увігнутостей плес. Перекати, які з'єднані між собою грядою піску, що перетинає русло під якимось кутом, називаються *зсунутими* (ізобати плес зсунуті між собою). У протилежному разі кажуть, що перекат *нормальний*. З точки зору судоплавства нормальний переказ – хороший, а зсунутий – поганий.

В залежності від положення ділянки що розглядається вздовж довжини річки, умов і часу розвитку її долини планові деформації, по класифікації І.В. Попова, мають мають кілька типів.

Деформації немеандруючих русел з стрічковими грядами пов'язні переважно із постійним сповзанням вздовж течії поперечних стрічкових гряд піску.

Для побічного типу характерні слабозвивисті русла великих річок. При високій, закріпленій рослинністю заплаві глибоке русло пропускає більшу частину витрати навіть під час повені. Перекос стрічкових гряд при їх сповзанні приводить до періодичним накопиченням наносів вздовж течії біля берегів. При низьких рівнях вони оголюються.

На поворотах річки гвинтовий характер потоку утворює умови для розмиву берегів, виникнення плесів, перекатів і меандрів.

При обмеженому меандруванні меандри нерозвинуті, мають сталу в плані форму, поступово переміщуються вниз по течії, що характерно для річок, стиснених схилами долини.

При вільному меандруванні низькі, складені з матеріалу, що легко розмивається, заплави сприяють швидкому розвитку меандрів і виникненню підковоподібної ділянки русла, а згодом - стариць. Впродовж часу цей процес повторюється. Вільне меандрування характерне для малих і середніх рівнинних річок з низькими замуленими і пісчаними заплавами.

При незавершеному меандруванні меандри не створюють петлі через спрямляючу дію потоку при глибокому затопленні заправ. Потік з часом утворює нове русло, що в результаті приводить до розгалуження останнього. Характерний приклад такого процесу – блукаючі русла в конусі виносу наносів гірських річок. В цьому випадку русло часто подрібнюється на окремі рукави, розділені островами. Під час паводків відбуваються швидкі деформації. В результаті можливі часті переміщення русла по широкій долині між корньовими берегами.

Осередковий тип є результатом розвитку гряд наносів, що рухаються по розпластаному руслу. Крупні гряди в меженний період частково оголюються, утворюючи біля берегів і в руслі осередки. Заростаючі осередки можуть стати островами.

### **6.11. Джерела живлення річок**

Живлення річок пов'язано з атмосферними опадами. Випадаючи у вигляді дощу, частина опадів за певних умов збігає і є безпосереднім джерелом живлення річок. У холодну пору року опади накопичуються на поверхні Землі у вигляді снігу. У рівнинних районах і на невисоких горах цей сніг у теплу пору року тане і також стає джерелом живлення річок. На високих горах сніг за теплу пору розтає не повністю, поповнює запаси, що залишаються з попередніх років, і дає початок льодовикам. Талі води цих снігів і льодовиків є ще одним джерелом живлення річок. Частина дощових і талих вод просочується у верхні шари Землі і

здебільшого швидко дренається річками. Деяка частина цих вод іде на поповнення запасів ґрунтових і підземних вод, які повільніше попадають у русла річок. Отже, існують чотири джерела живлення річок – дощ, сніг, високогірні сніги й льодовики та підземні води.

Кількість води, яку одержують річки від того або іншого джерела живлення, неоднакова в різних районах і залежить в основному від кліматичних умов. Більшість річок має переважне джерело живлення. Основна частина річок України має переважно снігове живлення, його частка збільшується з півночі на південь.

Виходячи з положення, що річки є продуктом клімату, О.І. Воєнков поділив їх на такі типи:

Тип I. Річки, які живляться від танення снігу на рівнинах і невисоких горах (до 1000 м). Найбільш наближені до цього типу річки північної частини Азії (Колима, Нижня Тунгуска) і Північної Америки (Юкон), де сніговий покрив лежить 8–10 місяців.

Тип II. Річки, які живляться від танення снігу і льоду у горах. Це річки Середньої і Центральної Азії (Амудар'я, Сирдар'я та ін.). Для них характерне літнє водопілля.

Тип III. Річки, які живляться від дощів і мають водопілля влітку. Цей тип річок властивий регіонам з тропічними і мусонними дощами (Амазонка, Конго, Ганг, Амур).

Тип IV. Річки, в яких водопілля буває внаслідок танення снігу навесні або напочатку літа, проте значну частину води вони одержують і від дощу.

Вид живлення річки визначає висоту і характер коливань рівнів, витрат та ін. Дорожні гідротехнічні споруди розраховують на високі горизонти і витрати. Залежно від класу споруд необхідне прогнозування на період від десятків до кількох сотен років.

## **6.12. Водність, водний режим та елементи водного режиму**

Під впливом ряду причин, про які буде сказано нижче, змінюється *водність річок*, тобто глибини, швидкості, витрати, рівні і похили вільної поверхні. Змінення водності річок протягом часу називається *водним режимом*, а змінення окремих елементів водності – *елементами водного режиму*.

Цикл водного режиму річки за рік можна поділити на кілька характерних частин – *фаз водного режиму*. Кількість фаз (від двох до чотирьох), їх тривалість визначаються умовами живлення річок. Основними фазами водного режиму є повінь, межень літня і зимова, фаза осінніх дощових паводків.

*Повінь* називають значне і відносно тривале збільшення водності річки, яке повторюється щороку в один і той же сезон. Під час повені вода часто виходить із берегів, заливає заплаву, викликає іноді катастрофічне водопілля. Повінь може спостерігатися в різні пори року залежно від живлення. На річках, де основним джерелом живлення є сніг, повінь буває навесні або влітку.

Тривалість весняної повені змінюється від 10 днів на малих річках до 4-5 місяців на великих. За час весняної повені річки проносять від 50% (на півночі) до 90% і більше (на півдні) річкового стоку.

*Паводок* – відносно короткочасна фаза високої водності річки, яка може неодноразово повторюватися в різні сезони в зв'язку з інтенсивними опадами і таненням снігу.

Ливні звичайно займають обмежену територію і викликають підвищення рівнів на тій чи іншій ділянці ріки, відповідно формується *паводкова хвиля*, яка рухається вниз по течії із швидкістю від 1...1,5 м/с (рівнинні ріки) до 4 м/с (гірські). Її похил до гребеня менший, ніж похил русла, а похил після гребеня більший. Згідно з формулою Шезі, в передній частині паводкової хвилі витрати будуть перевищувати витрати при рівномірному русі, а наприкінці – будуть меншими, ніж при рівномірному русі. При проходженні паводкової хвилі вздовж річки спочатку спостерігається максимум похилів, пізніше максимум швидкостей, максимум витрат і наприкінці – максимум рівнів. Крім того, протягом часу паводкова хвиля розтягується.

*Межень* – довгочасна маловодна фаза, яка виникає щороку в один і той же сезон внаслідок зменшення живлення ріки. Виділяють літню та зимову межень. В період літньої межені ріка живиться підземними водами і водами нерегулярних атмосферних опадів. Зимову межень на ріках континентального клімату збігається з періодом льодоставу.

### 6.13. Річковий стік та його формування

Стік утворюється в результаті випадання дощів або танення снігу і льоду в горах. Частина води, яка надходить на поверхню землі, затримується рослинністю, заповнює від'ємні форми рельєфу та йде на зволоження ґрунтів. Тільки після заповнення окремих поглиблень і насичення ґрунтів виникає стік. Стік по поверхні землі називається *поверхневим стоком*. Стік по русловій мережі водозбору називається *русловим*, або *річковим стоком*. Крім того, виділяють *ґрунтовий стік* і *підземний стік* із зони аерації і водоносних горизонтів.

Стік являє собою складний природний процес, обумовлений впливом комплексу фізико-географічних факторів і господарської діяльності.

Основними факторами стоку є кліматичні фактори. Клімат впливає на стік не тільки безпосередньо, але і через інші некліматичні фактори: ґрунти, рослинність, рельєф, геологічну будову річкового басейну, наявність озер і боліт. Вплив цих факторів тим помітніше, чим менше розміри басейну і чим коротше період, за який розглядається цей вплив.

Відповідно, річки поділяються на великі, середні та малі. *Великі річки* захоплюють декілька географічних (кліматичних) зон і мають, як правило, площу басейну, яка перевищує 50000 км<sup>2</sup>. Гідрологічний режим великих річок не характерний ні для якої з окремих зон. *Середні річки* мають басейн в одній географічній зоні з характерним для рік цієї зони гідрологічним режимом. Площа середніх рік коливається в межах від 2000 до 50000 км<sup>2</sup>. *Малі річки* відрізняються від середніх тим, що їх гідрологічний режим може відхилятися від характерного режиму рік даної географічної зони під впливом місцевих факторів. Площа басейну не перевищує 2000 км<sup>2</sup>.

Взаємозалежність стоку та фізико-географічних факторів розкривається при вивченні стоку як елемента водного балансу. Для будь-якого річкового басейну можна скласти рівняння водного балансу, яке має вигляд

$$X = Y + Z + \Delta U, \quad (6.12)$$



де  $X$  – сума річних атмосферних опадів;  $Y$  – стік за рік;  $Z$  – випаровування за рік;  $\Delta U$  – накопичення або витрачання вологи в басейні.

Якщо припустити, що за багаторічний період незмінних кліматичних умов накопичення і витрачання вологи врівноважується, то середню багаторічну кількість стоку визначають як різницю між середніми багаторічними кількостями опадів і випаровування:

$$Y_0 = X_0 - Z_0. \quad (6.13)$$

Кількість води, яка стікає з будь-якої площі і протікає в руслі річки через даний створ за якийсь час, називається *об'ємом стоку* за цей час і виражається в кубічних метрах. Якщо відома середня витрата води  $Q$  у даному пункті, то об'єм стоку за час  $T$

$$W = QT. \quad (6.14)$$

*Модулем стоку* називається кількість води, яка стікає з одиниці площі водозбору ( $1\text{км}^2$ ) за одиницю часу (1с), тобто модуль стоку

$$M = \frac{Q}{F}. \quad (6.15)$$

*Шар стоку*, в мм, – це висота шару води, який можна одержати, якщо весь об'єм стоку рівномірно розподілити по всій площі водозбору річки, тобто шар стоку

$$y = \frac{Y}{F}. \quad (6.16)$$

При порівнянні елементів водного балансу аналогічно можна також ввести *шар опадів*  $x$ , якщо умовно всі опади за певний час рівномірно розподілити по всій площині басейну, і *шар*

випаровування  $z$ , якщо об'єм випареної за певний час води розподілити по всій площі басейну.

Відношення величини шару стоку з даної площі за якийсь час до величини шару атмосферних опадів, які випадають на цю площу за той самий час, називається коефіцієнтом стоку

$$\alpha = \frac{y}{x}. \quad (6.16)$$

#### 6.14. Вплив на стік кліматичних факторів

Аналіз рівняння водного балансу річкових басейнів за багаторічний період дозволяє прийти до висновку, що кліматичні умови є основними факторами стоку. Кількість опадів створює умови виникнення стоку, а співвідношення тепла і вологи або обмежують цю можливість, або створюють умови, коли стоку немає.

Особливості впливу опадів на величину середнього багаторічного стоку і випаровування можна встановити за допомогою *методу Будико*. Метод Будико базується на рівнянні зв'язку між тепловим і водним балансом території. В загальному виді це рівняння показує залежність між коефіцієнтом випаровування і відношенням радіаційного балансу  $R$  до тепла  $LX$ , яке необхідне для випаровування всієї кількості опадів:

$$\frac{Z}{X} = f\left(\frac{R}{LX}\right), \quad (6.17)$$

де  $L$  – прихована теплота випаровування.

Радіаційним балансом земної поверхні називають різницю між поглиненою радіацією і ефективним випромінюванням

$$R = Q(1 - r) - B_e, \quad (6.18)$$

де  $Q$  - сумарна радіація (сума прямої і розсіяної сонячної радіації),  $r$  - альbedo земної поверхні. Ефективне випромінювання

$$B_e = B_s - B_a, \quad (6.19)$$

де  $B_s$  - власне випромінювання земної поверхні в інфрачервоному діапазоні,  $B_a$  - зустрічне випромінювання атмосферного повітря.

Із збільшенням опадів випаровування теж збільшується спочатку інтенсивно, а потім повільніше, бо при обмеженому надходженні тепла величина випаровування не може перебільшити максимального значення  $Z_0 = \frac{R}{L}$ . Крива залежності випаровування від опадів при досить високих опадах проходить паралельно осі останніх.

Крива залежності стоку від опадів має відокремитися від осі абсцис при якомусь фіксованому значенні, далі повільно зростати і при досить великих значеннях опадів іти під кутом  $45^\circ$  до осі абсцис (стік збільшується так само, як і опади).

### **6.15. Вплив геологічних умов на стік**

Геологічні умови впливають на річковий стік через процеси інфільтрації і випаровування. Водопроникні породи сприяють просочуванню опадів у ґрунт і, зменшуючи поверхневий стік, збільшують ґрунтове живлення. Водонепроникні породи затримують вологу у верхньому шарі ґрунту, тобто вона може згодом бути витрачена на випаровування та транспірацію.

На поверхні басейну відбуваються часткові втрати за рахунок увібрання води ґрунтом. Ці втрати визначаються в залежності від роду ґрунту з урахуванням змінення інтенсивності увібрання в часі внаслідок насичення ґрунтів водою. Залежність увібрання від часу визначається по кривим, що характеризують шість категорій ґрунтів. Шар стоку визначається накладенням кривої ходу дощу з кривою втрат на увібрання. Точка перетину цих кривих визначає час водовіддачі, як різницю між тривалістю опадів і початком водовіддачі. Площа між кривими за час водовіддачі дорівнює шару стоку. Інтенсивність водовіддачі дорівнює відношенню шару стоку

до часу водовіддачі. Інтенсивності, що відповідають ґрунтам першої категорії, вражають інтенсивність опадів, а не водовіддачі.

Категорія увібрання знаходиться в залежності від процентного вмісту піску (фракції розміром від 2 до 0,05 мм), який визначається лабораторними дослідженнями. Проби ґрунту масою до 400 г кожна беруться на схилах басейну з глибини 0,2–0,3 м під рослинним шаром, а при відкритих ґрунтах – від поверхні. Доцільно при цьому використовувати також ґрунтові карти. По цим картам після нанесення на них траси дороги і контурів головних водорозділів можна визначити види найбільш поширених ґрунтів, які зустрічаються в межах всіх басейнів дороги.

Якщо басейн складається з ґрунтів, які мають різні категорії увібрання, то розрахунок слід виконувати окремо для ґрунтів кожної категорії увібрання. У розрахунку беруться середньозважені по площі витрати.

Значний вплив на стік має карст. Наявність карсту може збільшити або зменшити величину стоку за рахунок переходу вод з іншого басейну або в інший.

### **6.16. Вплив рельєфу на річковий стік**

Рельєф має великий вплив на стік внаслідок зміни кількості опадів і випаровування. Встановлено, що навіть незначні підвищення на території Східно-Європейської рівнини є концентраторами опадів на своїх навітряних схилах, тоді як протилежні схили характеризуються зменшенням кількості опадів.

При підвищенні місцевості, особливо в гірських районах, одночасно із збільшенням опадів зменшується температура повітря і дефіцит вологи. Це сприяє зменшенню випаровування і збільшенню стоку.

У відкритих місцях степової і лісостепової зони різні форми рельєфу значно впливають також на розподіл снігу, а звідси і на об'єм стоку.

### **6.17. Вплив глибини ерозійного врізу на річковий стік**

Частина атмосферних опадів, які випадають у річковому басейні, просочується в ґрунт і цим самим поповнює запаси ґрунтових вод. Якщо русло річки не досягає постійного водоносного горизонту, то живиться вона поверхневими водами, а вода, що просочилася глибше від ерозійного врізу, переходить у категорію безповоротних втрат для басейну цієї річки. У міру заглиблення ерозійного врізу русло річок перерізає один або кілька водоносних горизонтів і в живленні беруть участь ґрунтові води. Отже, залежно від глибини врізу, глибини залягання ґрунтових вод та їх запасів змінюється частина підземних вод у живленні річок. Одні з них зовсім не дренують підземних вод (малі і тимчасові водотоки), інші дренують їх на протязі якоїсь частини року.

Глибина ерозійного врізу тісно пов'язана з геологічними факторами і зростає зі збільшенням площі басейну.

### **6.18. Вплив рослинності на річковий стік**

Безпосередньо вплив рослинності на стік полягає у збільшенні шорсткості земної поверхні, що сприяє сповільненню збігання води і збільшенню інфільтрації вологи в ґрунт. Крім того, відомо, що від 35 до 50% загальної суми опадів затримують крони дерев. Уся ця волога йде на випаровування. Витрачення води на випаровування з ґрунту разом із транспірацією рослинами більше, ніж з ґрунтів без рослинності.

Опадів над лісом в середньому більше, ніж на відкритій території. Це пов'язано із зростанням інтенсивності турбулентного обміну в атмосфері і покращанням умов конденсації.

В лісі водопроникність ґрунту вище, ніж в полі. Цьому сприяє не тільки розвинена система коренів дерев, а й лісова підстилка. Ґрунт у лісі взимку глибоко не промерзає, а сам ліс навесні сповільнює інтенсивність сніготанення. Все це веде до збільшення втрат талих і дощових вод на просочування в ґрунт. Часто дощі, які викликають паводки в річкових безлісих басейнах, у лісі зовсім не дають стоку. Волога, яка просочилася в ґрунт у лісистих річкових басейнах, потрапляє в річкову сітку лише підземними шляхами.

З попереднього зрозуміло, що вплив лісу на стік залежить від ряду причин і не може бути однаковим в різних природних і господарських умовах.

### **6.19. Вплив озерності та заболоченості на річковий стік**

Відомо, що випаровування з водної поверхні більше, ніж з поверхні суші. Тому стік з басейну, де є озера, завжди менший, ніж з безозерного. Найбільше стік зменшується під впливом озерності у південних районах, у зоні недостатнього зволоження, і найменше – у північних, в зоні надмірного зволоження.

Крім того, озерність має регулюючий вплив на стік і таким чином сприяє більш рівномірному його розподілу у часі.

Загальними властивостями боліт, які впливають на стік, є такі: підвищена можливість випаровування і транспірації порівняно з навколишньою сушею, порівняно малий об'єм води, який бере участь у внутрірічному вологообороті, по відношенню до загальної кількості води в болоті і погана водовіддача в межень, як результат різної водопропускної здатності діяльного й інертного шарів торфу. Крім того, на формування стоку з боліт впливають джерела живлення, неоднакові для різних боліт, і різне за величиною випаровування.

Талі води з верхових боліт навесні не утворюють поверхневого стоку, вони збігають у вигляді фільтраційного потоку в діяльному шарі. Поверхневий стік може виникнути лише після підвищення дзеркала ґрунтових вод до рівня поверхні болота. Стікання води з болотного масиву триває доти, поки не вичерпаються запаси вільної вологи у діяльному шарі. При зниженні рівнів ґрунтових вод до інертного шару і нижче їх стік з болота припиняється.

На півдні низинні болота виконують функцію випарника і, знаходячись у межах річкових басейнів, не сприяють збільшенню стоку цих річок. У північних областях, незважаючи на порівняно значні втрати на випаровування, стік з водозборів з низинними болотами може бути більший, ніж із водозборів без боліт.

### **6.20. Вплив господарської діяльності на стік**

Створення водосховищ, штучне зрошення земель, насадження лісових смуг, снігозатримання і розорювання значних за розміром територій призводить до зменшення величини стоку річок.

### 6.21. Норма річкового стоку

Вважається, що стік водотоків рік у рік змінюється без будь-якої певної закономірності. Разом з тим величина річкового стоку коливається навколо якоїсь середньої величини, причому амплітуда таких коливань неоднакова в різних фізико-географічних умовах.

Залежності між величинами річкового стоку за два суміжних роки практично немає. Такі величини в математичній статистиці називаються *випадковими величинами*, а ряд, утворений ними, – *варіаційним рядом*.

До вивчення випадкових величин можна застосовувати методи математичної статистики. Однією з основних характеристик варіаційного ряду є середня арифметична величина, яку можна обчислити за формулою

$$Y_0 = \frac{\sum Y_i}{n}, \quad (6.20)$$

де  $Y_i$  – члени варіаційного ряду;  $n$  – число його членів.

Середню арифметичну величину річкового стоку, обчислену за тривалий період, який включає однакову кількість багатоводних і маловодних років, прийнято називати нормою стоку. Якщо дані по стоку є за відносно короткий час, норму стоку обчислюють за допомогою приведення до багаторічного періоду. Звичайно приведення роблять графічно, шляхом встановлення залежності між стоком даної річки і стоком річки-аналога, дані щодо стоку якої є за тривалий період. За аналог вибирають річку, яка знаходиться в однакових або близьких з даною річкою фізико-географічних умовах.

### 6.22. Розподіл стоку по території

Для характеристики розподілу стоку на будь-якій території складають карти стоку, на яких проведені ізолінії модулів стоку або шару стоку. Для побудови такої карти спочатку за даними фактичних спостережень обчислюють норми для окремих річкових басейнів. Одержані величини надписують на карті біля центрів ваги річкових басейнів. Користуючись нанесеними на карту нормами стоку, проводять ізолінії, з'єднуючи точки з однаковими величинами норм стоку.

За картами стоку можна визначити модуль стоку для будь-якої річки, якщо фактичних даних по стоку немає або їх недостатньо. Для цього потрібно оконтурити по карті стоку даний водозбір і використати формулу для модуля стоку для всього водозбору до замикаючого створу

$$M = \frac{\sum m_i f_i}{F}, \quad (6.21)$$

де  $f_i$  – площі між суміжними ізолініями;  $m_i$  – середні (арифметичні) значення модулів стоку між суміжними ізолініями;  $F$  – площа водозбору.

Визначивши модуль стоку або шар стоку для даного водозбору чи його частини, можна обчислити інші характеристики стоку.

Характерними особливостями розподілу багаторічного середнього стоку є широтна зональність і рельєф.

### 6.23. Коливання річкового стоку

Коливання річного стоку річок відбувається під впливом метеорологічних факторів. Характер цього впливу змінюється залежно від ландшафтних умов. Коливання річного стоку можна характеризувати або його мінливістю в окремі роки, або шляхом аналізу коливань у хронологічній послідовності.

Для характеристики мінливості річного стоку в практиці гідрологічних розрахунків широко використовують методи математичної статистики, наприклад, криві розподілу (повторюваності) і забезпеченості (вірогідності перевищення). Повторюваність  $N$  показує, через скільки в середньому років дане



значення величини стоку повторюється. Вірогідність перевищення  $P$  показує, яку частину періоду спостережень стік перевищував дану величину. Криві забезпеченості дозволяють визначити величину стоку заданої забезпеченості або повторюваності без вказівки на строк, коли вона буде спостерігатися.

Емпіричні криві забезпеченості будують за матеріалами спостережень із використанням формули

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%, \quad (6.22)$$

де  $m$  – порядковий номер члена ряду величин стоку, розташованих у порядку зменшення;  $n$  – число членів ряду.

Для інтерполяції й екстраполяції кривих до заданої границі забезпеченості використовують біноміальну асиметричну криву, або криву розподілу Пірсона III типу. Крім середньої арифметичної величини ряду, параметрами теоретичної кривої забезпеченості є коефіцієнт мінливості або варіації ряду  $C_v$ , і коефіцієнт асиметрії ряду  $C_s$ .

Коефіцієнт варіації річного стоку характеризує ступінь мінливості річних величин стоку відносно його норми. Його обчислюють за формулою

$$C_v = \frac{\sigma}{Y_0}, \quad (6.23)$$

де  $\sigma$  – середнє квадратичне відхилення, яке визначається формулою

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (Y_i - Y_0)^2}{n - 1}}. \quad (6.24)$$

Коефіцієнт асиметрії характеризує ступінь несиметричності ряду річних величин стоку відносно його норми. Його обчислюють за формулою

$$C_s = \frac{\sum(Y_i - Y_0)^3}{n\sigma^3}. \quad (6.25)$$

Для надійного визначення коефіцієнта асиметрії потрібен ряд спостережень за 100-150 років, тому на практиці користуються співвідношеннями між значеннями коефіцієнта асиметрії і коефіцієнта варіації.  $C_s$  в більшості приймають  $C_s = 2C_v$ .

Так у розрахунках річного стоку значення  $C_s$  приймається: для зони надлишкового зволоження (арктичної, тундри, лісової, лісостепу, степу)  $C_s = 2C_v$ ; для зони недостатнього зволоження (сухого степу, напівпустелі)  $C_s = (1,5 \dots 1,8)C_v$ ; для витрат талих вод рівнинних річок  $C_s = (2,0 \dots 2,5)C_v$ ; для дощових витрат рівнинних оіч ок і гірських річок з мусонним кліматом  $C_s = (3 \dots 4)C_v$ ; для витрат води гірських річок  $C_s = 4C_v$ .

Теоретичні криві будують за допомогою таблиць інтегралу біноміальної асиметричної кривої. Визначивши  $Y_0, C_v, C_s$ , за допомогою цих таблиць можна одержати величини стоку заданої забезпеченості.

Прогнозування гідрологічного режиму водних об'єктів є безумовно найголовнішою метою гідрології. Водночас це найскладніша практична задача, далека від вирішення. Підхід, який базується на математичній статистиці, відповідає ситуації, коли поведінка водного об'єкта дуже нестійка і настільки чутлива до впливу оточуючого середовища, що повністю позбавлена пам'яті, тобто кожне наступне значення характеристики гідрологічного режиму не залежить від попереднього значення. З іншої точки зору, можна вважати, що водний об'єкт являє собою невід'ємну частину складної системи, яка суттєво залежить від нескінченної (майже нескінченної) кількості параметрів.

Відсутність пам'яті й еволюційності призводить до того, що не беруть до уваги причини коливань гідрологічних характеристик і послідовність їх змінення протягом часу. Але передбачення можливих коливань у часі є дуже важливим, бо незначна вірогідність перевищення гідрологічної величини ще не гарантує,

що відповідне виняткове явище не відбудеться майже сьогодні. З другого боку, найбільш вірогідні значення гідрологічної величини в реальному інтервалі часу можуть не виявити себе.

Великі можливості для прогнозування з урахуванням часу відкриває математичне моделювання. Побудова математичної моделі передбачає, в певному розумінні, відокремлення гідрологічної системи від оточуючого середовища. Така можливість існує, якщо, по-перше, всі перемінні, які впливають на даний процес, можна розділити за характерними масштабами часу і величини. Тоді перемінні, які змінюються повільно, можна віднести до управляючих (з боку оточуючого середовища) параметрів і на даних інтервалах часу вважати сталими. А перемінними, які мало впливають на процес, можна нехтувати при побудові моделі і розглядати як шум. По-друге, вплив шуму повинен не накопичуватись з часом, бо це зводить нанівець можливість довгострокових прогнозів.

#### **6.24. Температурний режим річок**

Температурний режим річок формується в результаті обміну теплом між водною масою й атмосферою, а також ложем русла. У літній період, коли поверхня води вільна від льоду, інтенсивний теплообмін відбувається з атмосферою; взимку при наявності льодового покриву більш інтенсивний обмін теплом має місце з руслом річки. Влітку водна маса віддає тепло ложу річки, взимку, навпаки, потік тепла йде від дна до води.

Отже, в річному циклі температурного режиму річкових вод виділяють два періоди: відкритої водної поверхні та льодоставу. У перший період внаслідок турбулентного перемішування водна маса швидко реагує на зміни метеорологічних умов, і хід температури води майже паралельний ходу температури повітря.

Турбулентний характер течії в річках викликає безперервне перемішування водних мас, створює умови для вирівнювання температури по живому перерізу річки або однорідності (гомотермії) в її розподілі. Проте влітку температура біля берегів на кілька відсотків вища, ніж на середині річки, а восени – навпаки.

Влітку вдень вода на поверхні тепліша, ніж біля дна, а вночі - навпаки.

Температура води річок, особливо тих, що мають значну довжину, змінюється вздовж по течії відповідно до зміни кліматичних умов, характеру водного живлення, припливності й властивостей ландшафтних зон, по яких протікає річка.

### 6.25. Зимовий режим річок

Початком зимового періоду умовно вважають сталу появу від'ємних температур повітря, які супроводжуються виникненням на річці льодових явищ. Кінцем зимового періоду умовно вважають момент очищення річки від льоду. У зимовий період річка живиться виключно ґрунтовими водами, витрати у більшості випадків зменшуються.

У зимовому режимі можна виділити три фази: замерзання річки, льодостав і скрес річки.

Замерзання річки починається з того, як температура води досягає  $0^{\circ}$  і виникає *сало* - тонка льодова плівка, яка складається з прозорих льодових кристалів у вигляді дрібних голок. На неглибоких місцях з малими швидкостями течії вода охолоджується більш інтенсивно через близькість мінерального ґрунту. Починається льодоутворення біля берегів і в заливах. Утворюються забереги – смуги криги вздовж берегів. Цьому сприяє відсутність механічного руйнування криги потоками води.

Переохолодження води на відкритих ділянках завдяки турбулентному перемішуванню створює сприятливі умови для росту кристалів льоду навколо часток наносів і біля дна русла річки. Внаслідок сполучення кристалів льоду в загальну масу утворюється *внутриводний лід* губчастої будови. Внутриводний лід разом із салом і дрібною кригою утворюють *шугу*. Шуга на ділянках підпору (перед мостами, перекатами, звуженнями русла), особливо на північних і гірських річках, здатна накопичуватися і утворювати льодову греблю (*зажор*), що перегороджує все русло. Прорив цієї греблі може мати катастрофічні наслідки для споруд на річках. Якщо охолоджені поверхневі струмені відхиляються до дна, то на

на ньому здатен утворюватися донний льод. При певних умовах він може досягати вільної поверхні.

Із збільшенням кількості й розмірів крижин швидкість їх зменшується, виникають тимчасові затримки у звуженнях русла та інших місцях, в умовах від'ємних температур крижини змерзаються і утворюється суцільний льодовий покрив (льодостав). Деякі ділянки річки в силу певних причин (велика швидкість течії, вихід теплих вод тощо) можуть не замерзати, утворюючи *ополонки*. Вони з'являються на перекатах, у витоках річок, які беруть початок з озер, у нижньому б'єфі гребель, місцях виходу джерел і т. ін. В залежності від місцевих умов ополонки можуть зберігатися протягом всього зимового періоду.

Товщина льодового покриву збільшується на протязі всієї зими до початку періоду сніготанення. На більшості річок вона досягає 0,5 – 1,5 м, на північних річках добігає до 2,5 – 2,8 м.

Максимальну товщину льоду визначають або вимірюванням, або за формулою

$$h_n = 2\sqrt{\sum t}, \quad (6.26)$$

де  $2\sqrt{\sum t}$  - найбільше значення середньодобових від'ємних температур за період від льодоставу до скресу.

Тривкість льоду залежить від коливань температури повітря – вона збільшується при сильних морозах і швидко зменшується при потеплінні. Найтривуший чистий льод. Тривкість пористого льоду з включеннями замерзлого снігу і шуги значно нижча. Коливання рівня води, температурні деформації льоду, дія вітрових та інші навантаження приводять до утворення тріщин. Якщо п'єзометрична лінія опиняється вище поверхні льоду, то частина льодового покриву заливається водою, що витікає через тріщини. Вода замерзає на поверхні льоду, утворюючи полої.

Малі річки в умовах суворого клімату можуть промерзати до дна, а неодноразові нашарування набагато перевищувати льодяний покрив. Такі утворення здатні перекривати більшу частину отворів труб і мостів.

Після переходу до додатних температур починається танення снігу і льоду та приплив води в річки за рахунок поверхневого

стоку. Внаслідок того, що ґрунт нагрівається швидше, лід біля берегів руйнується і вздовж них утворюються смуги вільної від льоду води – *закраїни*. Руйнування льодового покриву приводить до періодичного *посування криги*, а пізніше її руху вниз по течії, тобто настає весняний льодохід, або *скрес річки*.

Утворення на річках в зимовий період льодяного покриву змінює режим течії. Особливості зимового режиму річок необхідно враховувати при проектуванні і експлуатації мостових переходів та інших споруд.

Ці особливості можуть впливати на склад і характер робіт на стадії вишукувань. Наприклад, вимірювання глибин і буріння для опису геолгії основ можна проводити з льоду, це простіше і не потребує додаткового обладнання. В період будівництва ряд робіт при певних умовах також можуть виконуватися з льоду. Були випадки закладки і будівництва підводної частини проміжних опор мостів взимку шляхом штучного замороження річки навкруги них до дна. І безумовно, в проекті повинні враховуватись умови експлуатації: дск льоду на опори, терміни пропуску льоду через прольоти мостів і розміри льодяних полів, вплив заторів і зажорів, утворення полою і т. ін.

## **6.26. Річкові наноси, походження і класифікація**

*Річковими наносами* називають тверді частки, які переносяться потоком, формують руслові та заплавні відклади. Режим наносів, особливо їх накопичення або розмив русла значною мірою визначають проектування і нормальну експлуатацію дорожніх споруд: позначку закладення опор мостів, можливість замулення отворів, підтримання судноплавних глибин і т. ін. Більша частина наносів має мінеральне походження, незначну частину складають органічні частки. В окремих випадках вміс останніх може переважати. Наприклад, коли потоки протікають через торфовища.

Крупність наносів коливається в широких межах. Частки, які після осідання утворюють мул, мають розміри менші 0,05 мм. Гірські річки здатні переміщувати каміння діаметром у десятки сантиметрів.

Річкові наноси утворюються з продуктів розмиву поверхні басейну і русел річок, тобто в результаті водної ерозії. Продукти ерозії з поверхні басейну є основним джерелом формування річкових наносів; розмив дна і берегів становить незначну їх частину.

*Водна ерозія* – це руйнування земної поверхні під впливом текучих вод. Інтенсивність ерозії насамперед пов'язана із здатністю текучих вод здійснювати роботу, зокрема роботу руйнування. Максимум роботи, яку може виконати потік, дорівнює зміненню потенціальної енергії при переміщенні маси води будь-якої ділянки річки вниз на відстань  $\Delta H$ , яка збігається з падінням рівнів на цій ділянці. Максимум роботи за одиницю часу при витраті  $Q$ , тобто *кадастрова потужність*, знаходиться за формулою  $N = \rho g Q \Delta H$ . Таким чином, робота руйнування текучих вод визначається їх витратою і похилом, тобто вона залежить від величини стоку і рельєфу місцевості.

Частка енергії потоку, яка витрачається на ерозію, залежить від природних властивостей ґрунтів і порід басейну та русла річки, її розгалуженості, рослинного покриву. Різні ґрунти не однаково піддаються розмиву, а наявність рослинності зменшує інтенсивність ерозії. Діяльність людини (неправильний обробіток ґрунтів, вирубування лісу тощо) може сприяти збільшенню розмиву. Отже, водна ерозія залежить від ряду фізико-географічних факторів і господарської діяльності людини.

Із загальної кількості частина наносів переноситься водами річок у завислому стані, частина перетягується або рухається стрибками по дну. Тому річкові наноси умовно поділяють на *завислі* та *донні*. Умовність такого поділу полягає в тому, що наноси однієї групи можуть перейти в іншу залежно від швидкості течії. Більша частина завислих наносів – *транзитні*, тобто переносяться від витoku до гирла транзитом, а більша частина донних наносів – *руслоформуючі*.

### **6.27. Завислі наноси, твердий стік**

Перебування твердих часток із густиною, більшою, ніж густина води в завислому стані, пояснюється наявністю

вертикальних складових швидкостей турбулентного руху води в річці. На тверді частки у воді діє сила ваги  $G$  (спрямована вниз), яка врівноважується силою Архімеда  $P$  (спрямованою вгору) і силою гідродинамічного опору  $W$  з боку рідини ( $G = P + W$ ). Швидкість рівномірного падіння частки в стоячій воді називають *гідродинамічною крупністю*. Отже, щоб тверда частка зависла, потрібно, щоб вертикальна складова швидкості турбулентного потоку була більша, або дорівнювала гідродинамічній крупності, тобто  $V_g \geq U$ . Вертикальна складова зростає із збільшенням середньої швидкості течії води. Виходить, що чим більша швидкість потоку, тим крупніші частки можуть зависати. Якщо гідродинамічна крупність часток більша від вертикальної складової, то частки осідатимуть на дно, і почнеться відкладання наносів.

Сила гідродинамічного опору спрямована протилежно гідродинамічній крупності, а за величиною пропорційна  $U^n$  ( $1 \leq n \leq 2$ ). Для малих часток розміром  $d \leq 0,15 \text{ мм}$  має місце ламінарне обтікання і сила опору  $W \approx Ud$ , а для більших – турбулентне обтікання і  $W \approx U^2 d^2$ . Зважаючи на те, що  $G - P \approx d^3$ , маємо у першому випадку  $U \approx d^2$ , а у другому  $U \approx \sqrt{d}$ . Крім того, гідродинамічна крупність залежить від форми і густини часток.

Кількість завислих наносів, яку річка переносить через живий переріз за одиницю часу, називають *витратою завислих наносів*  $R$ . Сумарну кількість наносів, яку річка переносить через живий переріз за певний час, називають *стоком наносів (твердим стоком)* за цей час. Кількість наносів, які містяться в одиниці об'єму води, називається мутністю, тобто мутність

$$\rho = \frac{R}{Q}. \quad (6.27)$$

По живому перерізу мутність збільшується від поверхні до дна. По ширині річки – найбільша мутність на стрижні. По довжині річки кількість наносів збільшується від витoku до гирла. На протязі року найбільша мутність спостерігається під час повеней і паводків (від 50 до 95% твердого стоку), а найменша – взимку (для рівнинних річок від 5 до 10% твердого соку). На рівнинних річках



завислі наноси можуть становити 90...98% загальної кількості наносів, на гірських - 70...80%.

### 6.28. Донні наноси

Пересування часток по дну зумовлюється дією гідродинамічних сил, яким протидіють сили тертя об дно. Виходячи з попередніх міркувань для завислих наносів, робимо висновок, що розмір донних наносів  $d$  і донна швидкість потоку  $U$  пов'язані співвідношенням  $U \approx \sqrt{d}$ . Маючи на увазі, що вага донних наносів  $G \approx d^3$ , одержуємо так званий закон Ері, який має вигляд

$$G = AU^6, \quad (6.28)$$

де  $A$  – коефіцієнт пропорційності. Цей закон пояснює, чому при порівняно невеликій різниці у швидкостях течії крупність наносів, які перетягуються по дну, дуже змінюється.

Відносно крупні зерна, рухаючись у придонній області, постійно стикаються між собою. Взаємна абразивна дія часток настільки велика, що на шляху 5-30 км вони набувають характерну округлу форму. Швидкість стирання зерен різних порід характеризує шлях, на якому їх маса зменшується вдвоє. Наприклад, для вапняків довжина цього шляху дорівнює 30-50 км,.

Рух донних наносів і характеристика річкового потоку взаємозалежні. Існуючі нерівності дна, які утворюються донними наносами, підвищують турбулентність потоку. В свою чергу, локальні турбулентні утворення підсилюють нерівномірність переміщення наносів і пов'язані з ним нерівності дна. В результаті в руслі річки виникають гряди донних наносів, які переміщуються вниз за течією. Повороти русла, поперечна циркуляція та інші причини приводять до місцевих скупчень наносів. Характер їх утворення і переміщення визначають тип русла: прямолінійне, звивисте, розлоге. А це, в свою чергу, визначає ефективність і можливість експлуатації багатьох гідротехнічних споруд. При проектуванні мостових переходів донні наноси часто визначають компоновку, глибину закладення опор, обриси струмоспрямовуючих дамб і т. ін.

Правильне використання річки неможливе без урахування процесів розмиву і відкладання на перекатах і плесах. При зрошуванні й осушенні земель неправильне визначення на етапі проектування похилів, швидкостей тощо може призвести до замулення каналів, і вони не зможуть пропускати розрахункову кількість води. Особливо потрібно знати режим наносів при побудові гідротехнічних споруд, які змінюють природні умови і створюють новий режим. Так, при побудові греблі зв'язку із створенням водосховища через підпір різко змінюється відкладення наносів у верхньому б'єфі (вище споруди).

У гірських районах під час інтенсивних дощів виникають потоки, дуже насичені наносами, які називають селями. За наближеними підрахунками, кількість наносів у селевих потоках складає від 30 до 50% загального об'єму. За складом наносів селі поділяють на грязьові, грязьокам'яні і водокам'яні.

Селеві потоки завдають великої шкоди господарству: руйнують споруди, шляхи, заносять поля, населені пункти.

## **Розділ 7. ГІДРОМЕТРІЯ**

### **7.1. Організація гідрометричних робіт і техніка безпеки**

Характеристики водотоків, які використовуються при проектуванні, будівництві і експлуатації гідротехнічних споруд на дорогах, не можна одержати в необхідному об'ємі без гідрометричних спостережень.

Гідрометричні вишукування проводять в три етапи: підготовчий, польовий і камеральний.

Підготовчий період використовується для збору і попереднього вивчення даних по району майбутнього будівництва. Це морфометричні відомості про річку, що беруться з карт, матеріалів гідрологічних і метеорологічних станцій, водомірних постів і т. ін. Важливу інформацію одержують з даних про умови експлуатації розташованих поряд мостів. Вивчаються також дані про крупні населені пункти і гідротехнічні споруди, які цікавлять проектувальників. Складається план проведення гідрометричних робіт.

Польовий період використовується для проведення гідрометричних вишукувань, які за часом співпадають з іншими польовими інженерними вишукуваннями. Це має свої переваги при організації і забезпеченні польових робіт, але й певні недоліки. Наприклад, терміни робіт зазвичай не співпадають з часом водопілля, тому при необхідності гідрометричні роботи можуть виконуватися за окремим графіком.

Бажано, щоб ділянка річки вибрана для проведення досліджень співпадала з місцем майбутнього будівництва мостового переходу. Це пов'язано з тим, що гідрометричні роботи і розрахунки мосту мають одну гідравлічну основу. Використання рівнянь нерозривності і Бернуллі, формули Шезі обмежено ділянками плавномірного або рівномірного руху. Звідси витікають і конкретні вимоги до ділянки річки для гідрометричних робіт: візуально вона повинна бути прямолінійною на відстані п'ятикратної ширини для малих річок і однократної для великих; важливим є відсутність косострумистості, коловоротів і зворотних течій; русло повинно бути призматичним, стійким, без зсувів і обвалів; на ділянці і на певній відстані нижче неї мають бути відсутніми притоки, острови, перекати; шорсткість русла вздовж русла повинна бути незмінною; необхідною є відсутність підпору, а на гірських річках – нагромадження у руслі великого каміння. До перерахованих слід додати ще ряд вимог, які забезпечують відносно простоту і економію часу при вимірюваннях. Бажано, щоб на ділянці гідрометричних робіт ширина русла і заплави була мінімальною, не повинно бути ділянок затопленого лісу; на гірських річках слід уникати місць з високими швидкостями потоку.

Ділянку для проведення гідрометричних робіт необхідно вибрати заздалегідь. До початку водопілля слід провести облаштування гідрометричних створів, водомірних постів, топографічну зйомку вибраної ділянки, в тому числі і підводну, підготувати і облаштувати плавзасоби. Помічають промірні вертикалі: при роботі з тросом відповідні місця помічають спеціальними марками; при роботі вугломірними приладами вугли на ці вертикалі з закріплених точок стояння інструментів визначають заздалегідь; на неглибоких заплавах вертикалі можуть закріплюватися віхами або поплавками на якорях. Будують вежі для

засічок поплавоків. На заплавах, які заросли лісом, по гідрометричним створам прорубають просіки для вільного плавання човнів.

Проведення робіт на воді пов'язано несе певну небезпечку, тому техніці безпеки слід приділяти особливу увагу. Перед виїздом у поле інженерно-технічний персонал здає відповідний іспит, робітників вишукувальних партій знайомлять з правилами техніки безпеки під розписку.

До керування плавзасобами та інших спеціальних робіт допускають тільки осіб, які мають відповідні права. Особи, що не вміють плавати і веслувати до роботи на воді не допускаються. На судноплавних річках обов'язкове виконання правил, встановлених для річкового флоту.

Усі плавзасоби повинні мати рятувальні круги. Заборонено використовувати човни з вантажопідйомністю меншою 0,5 т і рівнем бортів над поверхнею води при повному завантаженні менше ніж 20 см. Забороняється заводити човен проти течії від перетягнутого через річку тросу, пересаджуватися на плаву з човна на човен, сідати на борти. Під час сильного вітру і при високій хвилі роботи припиняються.

У певних випадках неможливо провести гідрометричні роботи у період водопілля і паводків, тому інколи їх проводять у зимовий період. Робота на кризі дозволяється при її товщині не меншій 10 см. При слабкому льодовому покриві кожна робоча група повинна мати мотузку, а той хто йде першим – довгу дерев'яну жердину. Промоїгни і проталини під глибоким снігом огороджуються.

Камеральний період слугує для обробки матеріалів вишукувань, складення і випуску звітних документів.

## **7.2. Рівні**

*Рівень води* (Н) – це висота поверхні води, яку відраховують від певної сталої площини зрівняння. Рівні визначають габарити по висоті споруд, що проектуються на водотоках; витрата, площа живого перерізу, середня швидкість та інші характеристики потоку розглядаються як функції рівня; по рівням будуються та екстраполюються відповідні графіки.

Графіки коливань рівнів дають уявлення про динаміку гідрологічних явищ і відповідно про багаторічний і сезонний розподіл стоку, особливо під час паводків і водопіль. По рівням накопичений найбільший об'єм інформації. Це пояснюється простотою вимірювань рівнів пр досить високій точності. Порівняно часті вимірювання рівнів і досить рідкі вимірювання витрат дозволяють визначити за допомогою розрахунків змінення витрати потоку у часі і в результаті досягти головної мети гідрометричних робіт - знайти стік.

Колівання рівнів води в річках тісно пов'язано з характером живлення. Проте на режим рівнів водотоків значний вплив мають і морфологічні особливості будови русла (характер і розміри поперечного профілю, похили, заплава тощо).

Широкі і неглибокі русла при одних і тих же витратах характеризуються незначними змінами рівнів порівняно з ділянками, де глибоке і вузьке русло. Наявність заплави, її значні розміри викликають зменшення амплітуди коливань рівнів внаслідок акумуляції значних мас води на заплаві та повільного стоку.

Заростання русла, льодові явища, розмивання або намивання русла також порушують відповідність рівнів і витрат.

Особливий характер має режим рівнів у гирлових ділянках річок, які впадають у моря і перебувають під впливом припливно-відпливних явищ. У гирлах деяких річок, які впадають у море, спостерігаються коливання рівнів згінно-нагінного характеру, викликані сильними вітрами.

Проектування дорожніх водоперепускних споруд потребує врахування тих чи інших коливань рівня. Для мостових переходів важливо знати річні, а в певних випадках і багаторічні коливання. Так, на конструкцію мосту у нижньому б'єфі великої гідротехнічної споруди може впливати багаторічне зниження рівня через розмив русла. Для дорожньої труби або малого мосту вирішальними можуть стати добові і навіть годинні коливання рівня.

Рівень води в річках весь час змінюється. Характеристику рівнів за тривалий період може дати *типовий графік*. Його будують за такими характерними елементами, які щороку спостерігаються протягом багатолітнього періоду: рівні на початок року,

максимальний рівень навесні, влітку, восени, взимку; мінімальний рівень взимку, влітку, восени; початок підвищення і кінець спаду рівнів повеней і паводків; рівні на початок і кінець фаз льодового режиму (льодоходу восени і навесні, льодоставу); рівні на кінець року. Вибравши за ряд років максимальні і мінімальні значення рівнів для типових явищ і крайні дати їх появи та обчисливши середні рівні і дати для кожного явища, будують типовий графік рівнів.

Спостереження за рівнями води проводять на водомірних постах. Вони діляться на постійні, які належать мережі гідрометеорологічної служби, і тимчасові, які знаходяться у відомстві різних організацій. Водомірні пости бувають багатьох типів. Найпростішими є рейкові і пальові, завдяки чому вони найбільш поширені.

Водомірні пости складаються із засобів для вимірювання рівнів і двох постійних реперів для контролю висотного положення водомірних приладів. Репери встановлюються вище рівня високих вод.

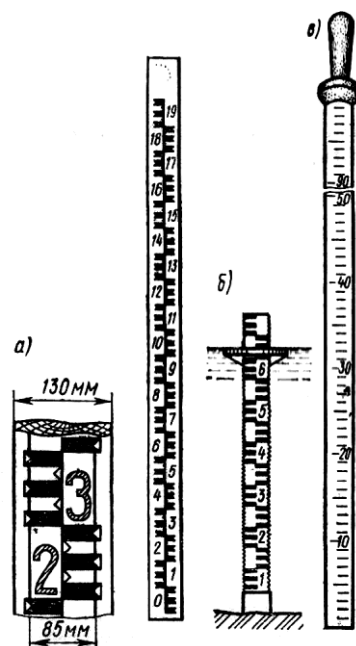


Рис. 7.1. Водомірні рейки

Відлік рівнів ведеться від умовної горизонтальної площини, яка зветься нулем графіку і вибирається не менш чим на 0,5 м

нижче найнижчого рівня води, для того щоб виключити від'ємні значення рівнів.

Рейкові водомірні пости зазвичай встановлюються при відносно невеликій амплітуді коливань рівнів (близько 2–3 м) і складаються з однієї або кількох рейок, прикріплених до опор мосту, підпорної стінки або до спеціально забитих у руслі річки паль.

При облаштуванні рейкового водомірного поста слід запобігти можливість ударів по рейці деревини або криги, що рухається по річці. Для цього рейка на опорах мостів та інших споруд повинна утоплюватись у спеціальному пазу, а при встановленні рейки на сваю може використовуватися льодоріз.

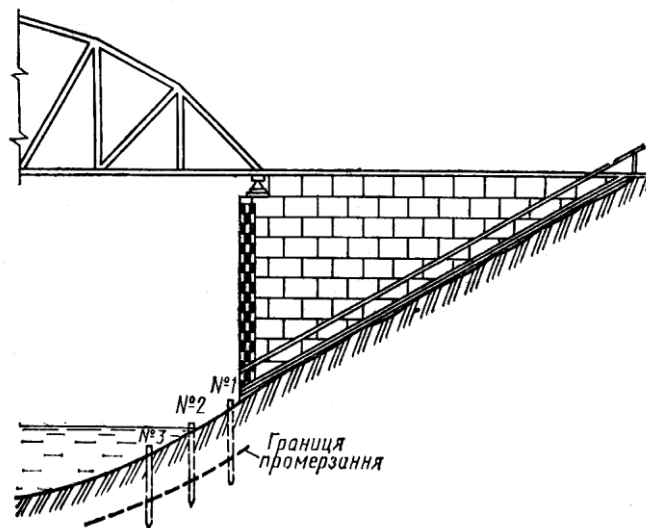


Рис.7.2. Пвловий водомірний пост

При влаштуванні палових постів у берег річки перпендикулярно до течії забивають ряд паль з таким розрахунком, щоб крайні з них були на 0,5 м вище і нижче найвищого і найнижчого рівня води, а перевищення між головками сусідніх паль – не більше 0,8 м. Спостереження на паловому посту ведеться за допомогою переносної водомірної рейки о 8.00 і 20.00 . Усі спостереження над рівнями приводяться до однієї площини – нуль графіка. За нуль графіка приймають горизонтальну площину, яка знаходиться приблизно на 0,5 ...1,0 м нижче найнижчого рівня. Рейки, палі і нуль графіка прив'язують нівелюванням до репера

водомірного поста. За даними вимірювань обчислюють рівні за кожний день і складають таблицю щоденних рівнів за рік. У цій же таблиці подають середні, максимальні і мінімальні рівні за кожний місяць і рік; їх називають *характерними рівнями*.

Водомірні пости з самописцями рівня води мають велику перевагу перед простими постами. Вони дають можливість реєструвати рівні безперервно. Зазвичай самописець складається з прийомно-передавального пристрою і пишучого механізму. Перший являє собою пустотілий поплавок, з'єднаний через шків тросом з противагою. Дистанційні водомірні пости крім самописців рівня мають ще й передавальний пристрій.

Коливання рівня викликає переміщення поплавка і відповідне обертання вісі шківу. Остання обертає барабан з укріпленою на ньому стрічкою. При цьому каретка з пером рухається вздовж барабану і викреслює графік коливань рівня в певному масштабі.

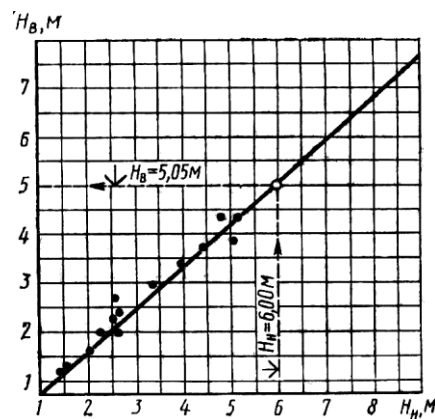


Рис. 7.3. Графік зв'язку рівнів на водомірних постах

Якщо порівняти графіки коливань рівнів води за даними водомірних постів, розташованих зверху вниз по течії річки, то легко помітити, що ці графіки в загальних рисах подібні. Проміжок часу запізнення характерних точок на графіках називають *часом добігання*, а рівні в цих точках – *відповідними*. Між відповідними рівнями завжди існує чітко виражена залежність, яку зображають графічно і яка дозволяє за даними спостережень в одному пункті встановити відповідні рівні в іншому.

### 7.3. Похил вільної поверхні



Поздовжній похил вільної поверхні використовують у гідравлічних і гідрологічних розрахунках: при визначенні витрат за формулою Шезі, при переносі на створ мостового переходу розрахункових рівнів річки з найближчого водомірного поста, для визначення верху регуляційних та інших споруд моста, екстраполяції кривої витрати  $Q = Q(H)$  і т. ін.

Зазвичай вважають, що рух води у створі для гідрометричних робіт близький до рівномірного, гідравлічний похил приймають рівним похилу вільної поверхні, тому похил вільної поверхні широко використовується у розрахунках за формулою Шезі. Його використовують при визначенні коефіцієнта шорсткості русла і заплави, витрат малої повторюваності і екстраполяції кривих витрат. Особливо він важливий у випадку неусталеного руху, коли крива витрати неоднозначна.

Для визначення поздовжнього похилу достатньо вимірити верхню  $H_в$  і нижню  $H_н$  відмітки на вибраній ділянці річки довжиною  $L$ , тобто

$$I = \frac{H_в - H_н}{L}. \quad (7.1)$$

Вимірювання проводять на похильних водомірних постах або по урізних кілках. Водомірні пости роблять парними, тобто розташовують їх вище і нижче осі мостового переходу і гідрометричного створу. Щоб похибка вимірювання похилу не перевищувала 10%, необхідно забезпечити різницю відміток вільної поверхні води на ділянці не менше 20 см для рівнинних рік і не менше 40 см – для гірських. Довжину ділянки ріки в більшості випадків вимірюють вздовж магістрального ходу, який розбивається паралельно лінії берега.

Похил вільної поверхні змінюється у межах вибраної для вимірювань ділянки в залежності від профілю дна. Для одержання середнього значення похилу бажано, щоб ділянка мала по три перекату і плесу. Якщо мостовий перехід знаходиться у зоні підпору іншої річки або гідротехнічної споруди, повздовжній профіль повинен враховувати вплив кривої підпору. Довжина

ділянки вимірюється вздовж динамічної осі потоку, тобто лінії, що ділить у кожному створі епюри витрат навпіл. У більшості випадків ця відстань мало відрізняється від вимірної вздовж лінії берега. Під час водопілля або паводку затоплення заплави може привести до суттєвого спрямлення потоку і відповідного скорочення відстані між постами.

При визначенні поздовжнього похилу по урізних кілках їх забивають на кінцях магістрального ходу в затоках або спеціальних канавках, які з'єднані з річкою, щоб уникнути завад від хвиль. Забивку до поверхні води і нівелювання відміток вільної поверхні проводять синхронно, бо рівні і витрати змінюються з часом.

Бажано, щоб час фіксації похилів співпадав з часом вимірювання витрат, через те, що дані цих спостережень зазвичай використовуються сумісно. Якщо річка має різкі повороти або притоки, то вільна поверхня може мати і поперечний похил. У цих випадках водомірні пости і крізні коли встановлюють з обох берегів. Похили по осі потоку одержують за допомогою плавучої рейки.

## 7.4. Глибина

*Глибина* – це відстань по вертикалі від точки вільної поверхні води до дна. Глибина може використовуватися для розв'язання рівнянь гідравліки, визначення геометричних характеристик живих перерізів, побудови поздовжніх профілів, планів ділянок ріки в ізобатах і т. ін. Крім задач гідрометричного характеру, глибини використовують у проектуванні конструкцій мостів і інших гідротехнічних споруд.

Глибини можуть вимірюватися як в окремих точках за допомогою мірки, лота, так і безперервно – профілографами.

Мірка являє собою жердину діаметром близько 5 см, довжиною 5–7 м з дециметровими позначками. На нижній кінець мірки надівають стальний башмак, який допомагає занурювати мірку у воду і захищає її від ушкоджень при ударах об дно. Мірка дає похибку вимірювань 2 %.

Для вимірювання глибин, більших, ніж 5 м, використовують ручні або механічні лоти. Ручний лот являє собою гнучкий трос

діаметром 1–2 см або шнур з дециметровими позначками і марками через кожен метр. На кінці шнура прикріплюють важіль. При відповідному підборі важелів і діаметра троса похибка вимірювань не перевищує 1 %.

Профілографи за принципом дії поділяють на механічні, гідростатичні й акустичні. Механічні профілографи вимірюють глибину за допомогою промірного важеля на тросі, який рухається по дну; результати вимірювань передаються на записуючий механізм. Гідростатичні профілографи мають датчик тиску, який переміщується по дну.

Принцип дії акустичних профілографів базується на використанні ультразвукового ехолота. Важливою перевагою таких приладів є відсутність механічного контакту датчика з дном, тому їх можна використовувати, наприклад, при засміченому дні. Акустичні профілографи знайшли широке використання, через можливість забезпечити високу точність при великій швидкості виконання робіт. Недоліком акустичних профілографів є ненадійність вимірювання при значній мутності, аерації потоку, підводній рослинності і т.ін.

Вимірювання глибин має цінність лише в тому випадку, якщо відомі планові координати промірних вертикалей, тобто вертикалей, де виконуються проміри. Положення промірних вертикалей визначають: вимірюванням відстаней тросом із мітками; визначенням кутів за допомогою мензули, теодоліта або секстанта з берега; астрономічними та радіогеодезичними методами.

Промірні ходи можуть проводитися по поперечних профілях; поздовжніх профілях; по косих галсах під довільним кутом до течії. Проміри по поперечних профілях відрізняються високою точністю визначення планового положення промірних вертикалей і можливістю вимірювання глибин по гідрометричному створу, який використовують для визначення витрат.

При вивченні ділянки річки в місці проектування мостового переходу проміри проводять по кількох поперечниках. Відстань між ними зазвичай назначають в залежності від ширини річки  $B$  в межах  $(0,5 \div 0,3)B$ , якщо  $B < 100$  м, і  $(0,3 \div 0,25)B$ , якщо  $B < 1000$  м.

Число промірних вертикалей на поперечнику теж залежить від ширини річки і орієнтовно приймається: до 10 при  $B < 50$  м; від 20 до 30 при  $B = 100 \div 300$  м і від 40 до 50 при  $B = 300 \div 1000$  м. При плавному дні число промірних вертикалей може бути менше, при частих зламах рельєфу дна – більше. При промірах по гідрометричним створам потрібно приблизно в два рази більше промірних вертикалей, чим в наведених вище рекомендаціях. В будь якому разі фіксуються максимальні глибини у руслі і на заплаві.

Способи, за якими виконуються промірні роботи по поперечникам залежать від ширини річки, її глибини і швидкості течії. На річках шириною до 200–300 м при швидкості течії до 1,5 м/с вимірювання можна проводити з човна по розміченому через кожні два або п'ять метрів тросу, розтягнутому у створі. Трос розтягується над поверхнею води для запобігання його зносу течією. Допустима похибка при визначенні відстані за рахунок прогину тросу не повинна перевищувати 2 %.

На невеликих річках для вимірювання глибин і швидкостей гідрометричні створи часто обладнують містками або розтягнутим над створом тросом з люлькою.

На річках шириною більше 300 м положення промірних вертикалей на закріпленому віхами створах визначається засічками з берега теодолітом.

Проміри по косим галсам і поздовжнім профілям використовуються у тих випадках, коли необхідно дослідити значні площі або швидка течія заважає виконання робіт по поперечникам.

Глибини у звичайних умовах вимірюють з похибкою до 1 см. В несприятливих умовах, гнаприклад, при хвилюванні, допускається збільшення похибки до 2 см при глибинах 1–3 м, до 5 см при глибинах 3–5 м і до 10 см при глибинах більше 5 м.

Коливання рівнів при вимірюваннях по всій ділянці можуть досягати великих значень, тому для співставлення глибин по різним профілям вводиться зрізний рівень – єдиний миттєвий рівень для всієї ділянки. Зазвичай за зрізний приймають мінімальний миттєвий рівень на ділянці річки за весь час проведення вимірювань.

Зведення глибин на даній ділянці до зрізного рівня досягається зменшенням їх на величину зрізки, різниці двох миттєвих рівнів:

робочого і зрізного. Таким чином, всі результати вимірювань зводяться до єдиного положення вільної поверхні річки, як надалі вважається нульовим для побудови поперечних і повздовжніх профілів, плану річки в ізобатах. При цьому слід приймати до уваги, що поверхня відліку, як кожна вільна поверхня, не горизонтальна.

За даними вимірювань будується поперечний профіль. При підрахунку площі поперечного перерізу і змоченого периметра весь переріз розбивають на прямокутні трикутники і трапеції, що дозволяє використовувати такі формули:

$$\omega = \sum \frac{h_{i+1} + h_i}{2} b_i; \chi = \sum \sqrt{b_i^2 + (h_{i+1} - h_i)^2}, \quad (7.2)$$

де  $b_i$  – відстань між сусідніми вертикалями;  $h_i$  і  $h_{i+1}$  - глибини на сусідніх вертикалях.

Побудова плану річки в ізобатах аналогічна побудові плану місцевості в горизонталях, тільки відлік виконується не від горизонтальної площини вгору, а від вільної поверхні при зрізному рівні донизу. Крок між ізобатами призначають від 0,2 до 2 м в залежності від глибини річки, складності рельєфу дна і масштабу плану.

При побудові ізобат на кожному профілі фіксується точка з найбільшою глибиною. По цим точкам проводять фарватер – лінію найбільших глибин. Розвертка вертикальної поверхні, що проходить через фарватер, являє сорбою повздовжній профіль річки, по ньому визначають її довжину.

Повздовжній профіль ділянки річки біля мостового переходу, поперечний профіль по його осі і план руслової підводної зйомки є основними документами по обґрунтуванню проекту.

Дно русел більшості річок постійно деформуються. Для обґрунтування проекту мостового переходу необхідні багаторічні спостереження за цими процесами і їх аналіз по методу згинаючої поперечних перерізів за період спостережень в розрахунковому створі.

## 7.5. Швидкість потоку

Швидкості потоків зазвичай використовуються для визначення витрати і побудови поля швидкостей. Прикладом останнього може служити план течії річки, який необхідний для компоновки і розрахунку споруд мостового переходу, визначення розмірів отвору і його положення, обрисів струмоспрямовуючих дамб. Іншим прикладом використання поля швидкостей є побудова ізотак – ліній рівних швидкостей. Векторне поле швидкостей також необхідне для прогнозування розвитку руслового процесу, захисту споруд від розмиву і пропуску льодоходу.

Існуючі прилади і способи у більшості випадків орієнтовані на визначення місцевих осереднених швидкостей турбулентного потоку. Період осереднення вибирається так, щоб він не впливав на значення осередненої швидкості і мав при цьому найменше значення. Якщо швидкості відомі в кількох точках по глибині, то можна побудувати епюру швидкостей по вертикалі. В залежності від умов руху закон розподілу швидкостей по вертикалі може бути різним. При близькому до рівномірного русі характерна епюра має мінімум біля дна і максимум біля вільної поверхні. За мінімум приймають донну швидкість на висоті виступів шорсткості, а за максимум поверхневу швидкість за межею дії вітрових хвиль.

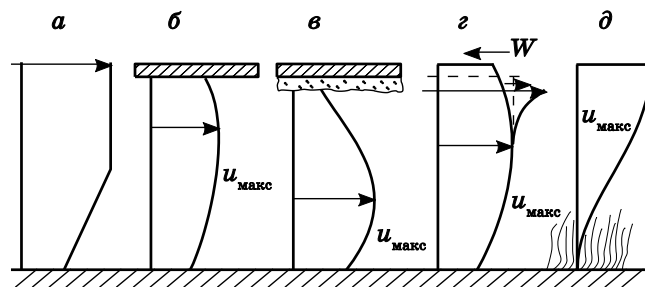


Рис. 7.4. Розподіл швидкостей в річковому потоці: а – типовий, б – під льодовим покривом, в – під шаром шуги, г – при вітрі, д – під впливом рослинності

На розподіл швидкостей дуже впливає рельєф дна, водяна рослинність, льодовий покрив, швидкість і напрямок вітру. Перепони і рослинність на дні підвищують шорсткість русла і зменшують швидкість в придонному шарі. Наявність льодового покриву приводить до зменшення швидкості у верхній частині

потокі і переміщення максимуму швидкості до дна. Це відбувається через тертя потоку об нижню нерівну поверхню криги.

Швидкості течії річок вимірюються за допомогою поплавків або гідрометричним млинком. Поплавок називають тіло, що вільно переміщується потоком. Поплавки бувають точкові і інтеграційні.

Точкові вимірюють швидкість у певному порівняно тонкому шарі води. Період осереднення швидкості співпадає з часом його руху. Точковий поплавок може бути поверхневим, якщо рухається по вільній поверхні потоку, і глибинні, якщо рухаються у шарі на глибині.

Інтеграційні поплавки служать для вимірювання середньої по глибині швидкості на швидкісній вертикалі.

На річках шириною до 100 м перевагу надають найпростішим у виготовленні поплавкам, їх роблять із дерева у вигляді дисків товщиною 5–10 см, діаметром 15–20 см або із заповнених і закупорених пляшок. Під час льодоходу за поплавок можна прийняти крижину, яка вільно пливе по поверхні води.

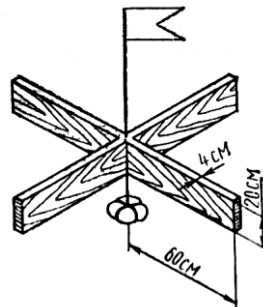


Рис. 7.5. Поверхневий поплавок

Надводна частина поверхневих поплавків по можливості повинна бути невеликою і мати обтічну форму, щоб як найменше сприймати дію вітру. Для кращої помітності поверхневі поплавки окрашують і облаштовують прапорцем.

Іноколи під час вишукувань в якості поверхневих поплавків використовують предмети, що пливуть по воді. При цьому вони повинні бути помітними і задовольняти перерахованим вище вимогам.

Глибинний поплавок, найбільш ефективний при швидкості до 0,15 м/с, повинен бути трішки важчим за воду. Для цієї мети можна

використовувати проварену в оліфі дерев'яну кулю або хрестовину, заповнену пляшку. На потрібній глибині його утримує поверхневий поплавок обтічної форми, що з'єднаний з глибинним тонкою гнучкою ниткою. Поверхневий поплавок є вказівником планового положення глибинного поплавка.

Використання поплавків зазвичай переслідує мету визначення витрати по швидкостям, найчастіше поверхневим. Як показує статистичний аналіз, між максимальною швидкістю і середньою поверхневими швидкостями з одного боку і середньою швидкістю всього потоку з іншого існує сталий зв'язок.

Ділянка спостережень повинна знаходитись на дві тритини його довжини вище створа мостового переходу або іншого створа, що використовується для визначення витрати. Його довжина залежить від ширини річки і складає:  $(0,5 \div 1)B$  при  $B < 200$  м;  $(1 \div 2)B$  при  $200 < B < 1000$  м;  $(2 \div 3)B$  при  $B > 1000$  м.

По розмірам ділянки вибирають висоту розташування інструменту нажд рівнем води, так щоб забезпечити необхідний мінімум вертикальних кутів при візуванні на найвіддаленіші поплавки. Інколи доводиться зводити вишку висотою  $H = 0,0175l_{\max}$ , де  $l_{\max}$  - відстань до найвіддаленішої границі ділянки. Конструкцію вишки розраховують на навантаження від вітру і від ваги двох спостерігачів.

Поплавки пускають з таким розрахунком, щоб їх траєкторії рівномірно розподілялись по ширині потоку. Від ширини залежить також загальна кількість поплавків. Кожному поплавку присвоюється номер. Планове положення засічок визначається вертикальним кутом і горизонтальним кутом між гідрометричним створом і віссю візування на поплавок. Одночасно записується час проходження цієї точки поплавком.

Робота розпочинається з розбивки базису і створів. Базис прозбивається паралельно крізу води, а створи – нормально до базису. Створи закріплюють на обох берегах віхами. Середній створ по можливості повинен співпадати з віссю майбутньої споруди. Два інших розбивають по обидві сторони з таким розрахунком, щоб час ходу поплавків між суміжними створами був не менше 20 с. І тільки при швидкостях вище 2 м/с допускається скорочення його часу до



10 с. Для вимірювання малих швидкостей біля берегів і в зонах з водною рослинністю, що виходить на поверхню, можна розбити два додаткових створа з меншою відстанню між ними. На трьох перерахованих створах засікається час і місце проходження їх поплавками. На 5–10 м вище верхнього створу розбивається пусковий створ.

Рівномірно по ширині пускового створу назначають 5–8 місць пуска. Поплавки пускають послідовно по одному так, щоб на кожен пускову точку приходилось по 2–4 полавки.

По секундоміру фіксується час проходження полавка від верхнього до нижнього створу. Швидкість полавка визначається діленням відстані між верхнім і нижнім створами на час ходу між ними.

На невеликих річках роботу виконують без кутомірних інструментів, використовуючи натягнуті в створах розмічені троти.

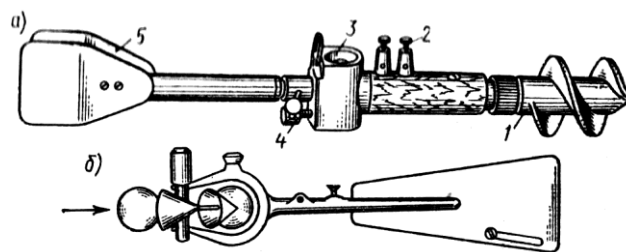


Рис. 7.6. Гідрометричний млинок

Точніше швидкість течії (від 0,25 м/с до 5 м/с) вимірюють за допомогою гідрометричного млинка, який дозволяє визначати швидкість у будь-якій точці потоку по ширині і глибині. Під час вимірювання швидкості гідрометричний млинок фіксують на штанзі, занурений у воду, на потрібній глибині так, щоб лопаті його стояли проти течії. Під впливом течії лопаті обертаються: чим більше швидкість, тим швидше. Через певну кількість обертів лопатей від млинка по проводах подається електричний сигнал на прилад, який знаходиться в човні і визначає час між двома сигналами, а також обчислює кількість обертів за секунду. За допомогою тарування гідрометричних млиноків в лабораторних умовах встановлюють залежність між кількістю обертів лопатей млинка за секунду і швидкістю течії. Користуючись цією

залежністю і визначивши кількість обертів за секунду, можна обчислити швидкість течії в даній точці. Швидкість гідрометричним млинком вимірюють у гідрометричному створі на кількох вертикалях і в кількох точках на кожній з них.

Але в деяких випадках поплавкам слід надавати перевагу: на ділянках ріки із сильною течією, де неможливо вдержатися на човні; при порівняно малих швидкостях (до 15–20 см/с), коли млинок дає ненадійні результати; коли плавання по річці небезпечне, наприклад, під час льодоходу.

## 7.6. Витрати

Як відомо, витрата води визначається як інтеграл від швидкості по живому перерізу, тобто

$$Q = \int_{\omega} u d\omega. \quad (7.3)$$

Зважаючи на те, що площа елементарної площадки  $d\omega = dBdh$ , одержимо формулу:

$$Q = \int_0^B q dB, \quad (7.4)$$

де  $q = \int_0^h u dh$  - питома витрата.

Геометрично витрату можна уявити у вигляді суми об'ємів вертикальних шарів, товщина кожного з яких дорівнює одиниці ширини потоку, а бічна поверхня являє собою епюру розподілу швидкостей по відповідній вертикалі.

При вимірюванні швидкості гідрометричним млинком витрати можна обчислювати аналітично і графічно. Аналітично витрати обчислюють таким чином. За даними вимірювання знаходять середні швидкості на кожній промірній вертикалі. Наприклад, якщо на вертикалі швидкості вимірювали в п'яти точках, то середня швидкість визначається за формулою



де  $v_1, \dots, v_n$  – середні швидкості на вертикалях;  $\omega_0, \dots, \omega_n$  – площі інтервалів між промірними вертикалями;  $k$  – коефіцієнт, який залежить від характеру берега.

При вимірюванні швидкості поплавками порядок обчислення витрат такий. Усі поплавки розбивають на групи за положенням їх у створі по ширині річки. Площу живого перерізу ділять на інтервали відповідно до кількості груп поплавків.

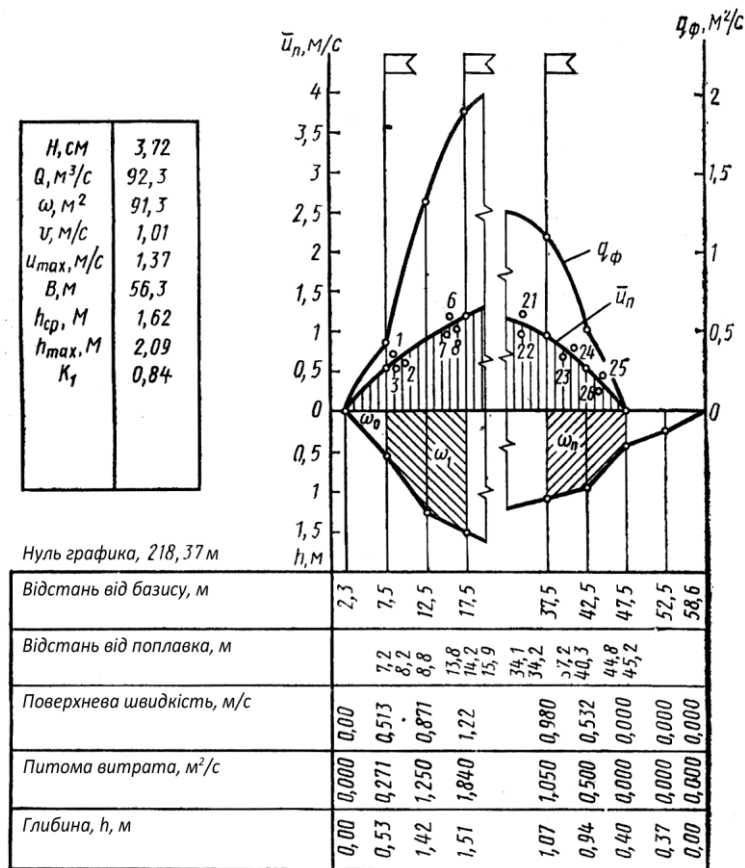


Рис. 7.8. Графо-аналітичний метод визначення витрати за допомогою поверхневих поплавків

Межі інтервалів проводять через центри ваги груп поплавків. Середню поверхневу швидкість для кожної групи поплавків обчислюють через середню тривалість ходу даної групи.

Обчислені для кожної групи значення швидкості розглядають, як середні швидкості на швидкісних вертикалях. Використовуючи попередню формулу, знаходять фіктивну витрату  $Q_\phi$ . Витрату

вважають фіктивною тому, що при її обчисленні замість середніх швидкостей використовувались поверхневі швидкості на вертикалях, які більші за середні.

Щоб перейти від фіктивної витрати до дійсної, треба ввести поправочний коефіцієнт  $K$ :  $Q = KQ_{\phi}$ . Величину  $K$  для великих річок приймають у межах 0,84–0,87 або обчислюють за формулою

$$K = \frac{C}{C+6}, \quad (7.9)$$

де  $C$  – коефіцієнт Шезі.

### 7.7. Гідрометричний створ

Гідрометричним називають створ для вимірювання витрати води та інших гідрологічних характеристик потоку. Щоб мати можливість використовувати у гідрометричному створі рівняння гідравліки рух води в ньому повинен бути плавно змінним.

На практиці гідрометричний створ розбивають нормально до вектора середньої швидкості поверхневого потоку. На призматичних ділянках річок шириною до 100 м при разових вимірюваннях витрати допускається розбивка гідрометричного створа нормально до лінії берегів. При розливі річок з широкою заплавою напрямком течії в руслі і на заплаві помітно відрізняються. Якщо відхилення напрямку перевищує  $10^0$ , то гідрометричний створ розбивається у вигляді ламаної: окремо для русла і заплави, так щоб на кожній з ділянок він був перпендикулярний до течії.

Найбільш просто визначається гідрометричний створ як нормаль до напрямку середньої поверхневої швидкості за допомогою поплавків. При цьому методика його визначення на рівнинних і гірських річках відмінна. На рівнинних річках рекомендується розбивати три основних і один допоміжний (пусковий) створ. Під час проведення польових робіт поплавки засікаються на всіх основних створах. Поплавки в кількості 10–15 шт. пускають рівномірно по ширині пускового створу. Напрямок векторів швидкості приймають паралельним лініям, що з'єднують засічки на верхньому і нижньому створах.

Вектори поверхневих швидкостей складаються по правилу складання векторів. Їх сума за напрямком співпадає з вектором середньої поверхневої швидкості. Перпендикулярно до неї повертають середній основний створ і закріплюють на обох берегах реперами.

На гірських річках обмежуються розбивкою двох поперечників. Поплавки у кількості 5–7 шт. закидають на стрижень у певній точці нижнього створа. Роблять засічки на верхньому створі і визначають у ньому середнє положення поплавків. Пряма, що з'єднує середні положення поплавків у створах приймається за осереднену траєкторію аноплавків. Залишається розбити перпендикулярно до неї гідрометричний створ.

Обладнання гідрометричного створа залежить від складу і об'єму робіт, очікуваного строка експлуатації створа, від характеристик річки. Гідрометричний створ закріплюється реперами і віхами, обладнується пристроями для вимірювання глибин і швидкостей. Швидкості завжди визначають для конкретного рівня води, тому в гідрометричному створі зазвичай створюється водомірний пост.

На річках шириною до 50 м в гідрометричному створі можна обладнати легкі гідрометричні мостки. На них наносять розмітку для промірних вертикалей. На більш широких річках і на гірських з швидкою течією і високими берегами використовують підвісні колиски на одному або на двох розтягнутих над водою тросах. Розмітка вертикалей робиться на окремо розтягнутому тросі. На широких річках можна робити гідрометричні переправи.

## **7.8. Криві витрат, площ живих перерізів, середніх швидкостей**

Вимірювання швидкостей для визначення витрат води – досить складна і коштовна операція, тому її проводять не щодня. Щоб одержати величини витрат за кожний день без щоденних вимірювань, користуються *кривою витрат*, яка виражає залежність витрат від рівнів. Зв'язок між витратами і рівнями встановлюється за даними багаторічних спостережень і може мати різний вигляд.

Якщо в стійкому руслі при всіх рівнях рух рівномірний, то цей зв'язок однозначний. Проходження паводкової хвилі призводить до утворення на кривій витрат паводкової петлі. Разом із кривою витрат будують криві залежності живих перерізів і швидкостей течії від рівнів.

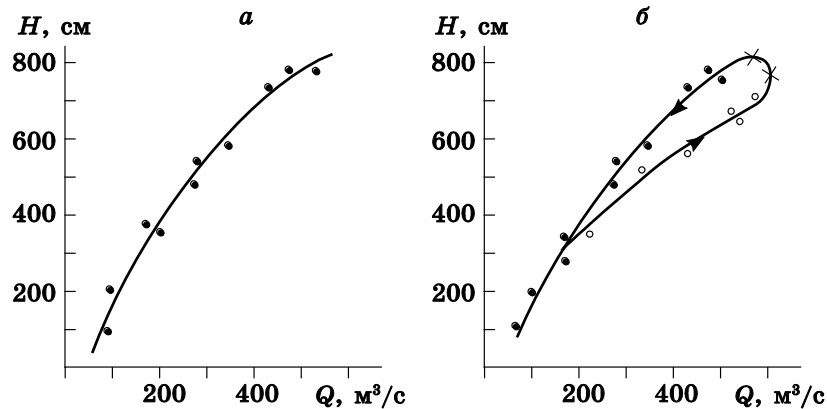


Рис. 7.9. Криві зв'язку витрат і рівнів води в річці: а – однозначна; б – з паводковою петлею

У більшості випадків навіть відносно тривалі спостереження не забезпечують одержання зв'язків  $Q = Q(H)$ ;  $\omega = \omega(H)$ ;  $v = v(H)$  в області високих розрахункових значень. Доводиться звертатися до екстраполяції відповідних кривих. Крива площ легко добудовується до необхідного рівня по даним нівеліровки відповідного поперечного профіля. Екстраполяція кривих, що описує зміну інших компонентів рівняння нерозривності і формули Шезі, значно складніша і можлива тільки при відносно сталій формі перерізу і шорсткості.

У визначенні розрахункового рівня мостового переходу основну роль відіграє крива витрат. Різноманітність і мінливість факторів, що впливають на криву витрат, різний ступінь їх вивченості у кожному конкретному випадку не дозволяють розробити універсальний метод екстраполяції. У більшість методів закладено прагнення зменшити і навіть виключити вплив похилу вільної поверхні і коефіцієнта Шезі або шорсткості на екстраполяцію кривої витрат, тому що об'єм гідрометричних даних по коефіцієнтам шорсткості, коефіцієнтам Шезі і повздовжнім похилам значно менший, ніж по іншим членам рівняння Шезі.

Наявність або відсутність таких даних часто визначає вибір способу екстраполяції.

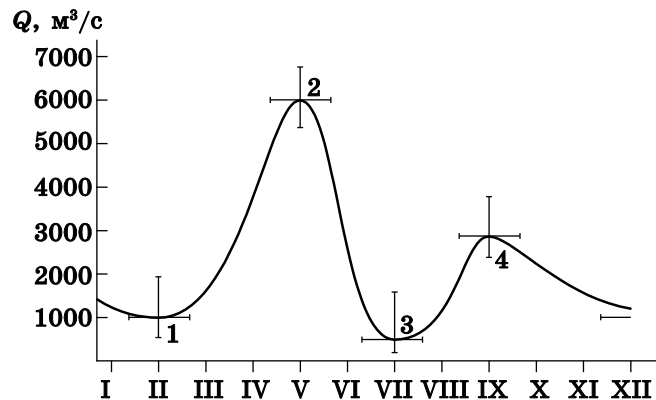


Рис. 7.10. Типовий гідрограф річки із східноєвропейським типом водного режиму:

1 – зимовий межень; 2 – весняна повінь; 3 – літня межень; 4 – літньо-осіння повінь

Нижче в якості прикладу приводяться обґрунтування і методика одного з подібних способів. Для широких русел, як відомо, характерне незначне збільшення коефіцієнта Шезі і падіння похилу при піднятті рівнів в області його високих значень. Ця обставина дозволяє допустити сталість добутку  $C\sqrt{I} = A$ . Частина формули Шезі, що залишилась характеризує тільки будову поперечного перерізу і відповідна функція  $x(H) = \omega\sqrt{I}$  легко будується по даним нівелювання. Проведене перетворення приводить до ліанерізації формули Шезі ( $Q = Ax$ ), що дозволяє використати її для екстраполяції кривої витрат.

Інколи виникає необхідність екстраполяції кривої витрат в області низьких рівнів. Наприклад, при визначенні розрахункової витрати потоків в маловодні періоди для забезпечення систем водопостачання аеропортів. Екстраполяцію легко проводити, якщо можливо встановити рівень, що відповідає припиненню стока. Найпростіший приклад подібної ситуації: гідрометричний створ проходить по перекату, нижче і вище якого русло має зниження. Найнижча відмітка дна у створі і буде рівнем нульової витрати. В цій ситуації екстраполяція кривої витрат зводиться до її



інтерполяції на ділянці від області, де є дані вимірювань, до точки нульової витрати.

## 7.9. Об'єм стоку

Користуючись кривою витрат (рис. 8) і таблицею щоденних рівнів води, можна одержати середню величину витрат води за кожен день. За величинами щоденних витрат можна обчислити середні, найбільші і найменші витрати за місяць, рік або ряд років. Середні, найбільші і найменші витрати за рік або ряд років називають *характерними витратами*. За даними щоденних витрат будують хронологічний графік коливання витрат, який називають *гідрографом*. При значній тривалості спостережень можна побудувати *типовий гідрограф*. Методика побудови типового гідрографа (рис. 7) нічим не відрізняється від побудови типового графіка коливань рівнів води.

Об'єм стоку можна одержати інтегруванням витрати водотока на певному проміжку часу, тобто

$$W = \int_0^T Q(t) dt. \quad (7.10)$$

Якщо побудований гідрограф, то об'єм стоку визначається як площа під гідрографом на даному інтервалі часу. В залежності від розмірів водотока, його водного режиму і поставлених інженерних задач будують гідрографи різної тривалості. Для розрахунків мостових переходів і багатьох других гідротехнічних споруд необхідне визначення річного і навіть багаторічного стоку річки. При розрахунку дорожніх трубна малих водотоках необхідно знати розрахунковий стік, який формується під час проходження ливня.

Крім гідрографів у розрахунках часто використовують інтегральну криву стока. Середнє значення витрати дорівнює тангенсу кута нахилу лінії, що з'єднує початкову і кінцеву точки графіку кривої  $W = W(t)$  за відповідний період.

## 7.10. Витрата і стік наносів

Витрата і стік наносів зазвичай визначається одночасно з визначенням витрати і стоку води в річці. Ці операції мають багато спільного в методиці і принципах обробки гідрометричних даних. Прилади, призначені для взяття проб рухомих наносів, називаються батометрами.

За допомогою батометрів беруть проби води з метою визначення її мутності, кількісних і якісних характеристик завислих наносів. Проби води витримують в термостаті і встановлюють мутність, яка дорівнює масі завислих наносів в одному метрі кубічному води. Можна також визначити гранулометричний і мінералогічний склад наносів, їх гідравлічна крупність та інші характеристики. Батометри для вивчення завислих наносів ділять на два типи: миттєвого і тривалого наповнення. Прикладом першого типу може слугувати батометр конструкції М.М. Жуковського. Це циліндр, торці якого можуть захлопуватись кришками під дією пружинного механізму. Батометр, приєднаний до штанги, розміщується у потоці, після закриття в ньому залишається відповідний об'єм води із завислими наносами.

Батометр тривалого заповнення являє собою ємність, яка заповнюється протягом певного часу. Пристрій для забору проби води зазвичай робиться у вигляді трубки, яка спрямовується назустріч потоку і переріз якої значно більший розмірів часток. Заповнення батометра відбувається за рахунок гідродинамічного тиску потоку. При цьому слід забезпечити безперешкодний відвод повітря з батометра через другу трубку, яка спрямована вниз по течії.

Донні батометри використовуються для реєстрації донних наносів. Їх встановлюють на дні, і протягом певного часу вони перехоплюють наноси по ширині вхідного отвору. Конструкції донних батометрів для мілких і крупних наносів різняться. Для мілких наносів (піску і гравію) використовують конструкції у вигляді збірної лотки з перфорованою поверхнею. Для крупних наносів (гравія і гальки) використовують сітчасті ящики або мішки. Для виключення похибок, які виникають через пульсації в ході донних наносів, проби на кожній вертикалі беруться 3–5 разів.

Всі батометри, які базуються на механічному принципі, мають низьку точність (нижче 50–25 %). Причини низької точності наступні. Для повного перехвату усіх донних наносів по фронту

прилада він повинен прилягати до дна. Але внаслідок нерівностей дна частина наносів проходить під батометром. Проте при вдавненні прилада в дно в нього попадає частина нерухомої основи. Крім того, мимо вхідного отвору приладу проходять наноси, які рухаються підскоками – сальтацією. Масивна конструкція приладу спотворює поле швидкостей і відповідно витрату наносів. Поле придонних швидкостей і турбулентність можуть різко змінюватись по ширині потоку через нерівномірність розподілу нерівностей по поверхні дна. При цьому різко нерівномірно по ширині потоку можуть переміщуватись і донні наноси.

Реєстрація наносів виконується на всіх швидкісних вертикалях під час вимірювань швидкостей. При точковому способі реєстрації завислих наносів добуток одержаних мутностей і місцевих швидкостей в кожній точці вертикалі дають потік завислих наносів, тобто масу наносів, що проходить через ділянку живого перерізу площею  $1 \text{ м}^2$  за 1 с. В результаті на кожній вертикалі одержуємо епюру потоків завислих наносів. Площа цієї епюри дорівнює питомій витраті завислих наносів. Витрата завислих наносів визначається аналогічно відповідному розрахунку витрати по епюрам швидкостей.

Для розрахунку стоку води служать результати постійних вимірювань рівнів і відносно рідких вимірювань витрат, які використовуються для інтерполяції на періоди між замірами. Аналогічно, для підрахунку стоку завислих і донних наносів основою є гідрограф і дані відносно рідких вимірювань витрат відповідних наносів.

## **6.29. Дороги і освоєння прилеглих територій**

Здійснення різноманітних гідротехнічних проектів, таких як змінення рельєфу місцевості, включення до сівообігу нових площ, використання нових агротехнічних прийомів, меліорація земель, вирубка або посадка лісів, змінює не тільки водний режим окремих річок, але й здатне помітно впливати на гідрологічний режим цілих басейнів і навіть регіонів. Природньо, відповідні наслідки повинні заздалегідь прогнозуватись і враховуватись при будівництві і експлуатації дорожньо-мостових споруд.

Наприклад, зорювання земель вздовж схилу більш технологічне, але воно збільшує максимальний стік по борознам, ерозію ґрунтів, і, як наслідок, замулення дорожніх споруд. Рекомендоване в агротехніці зорювання поперек схилу утворює систему мікрозапруд і заважає стоку. Виконане таким чином зорювання на глибину до 25 см здатне зменшити весняний поверхневий сток на 10-35% в лісовій зоні і до 60% у степовій зоні. При цьому збільшується підземний стік і запас вологи в ґрунті. Аналогічний ефект дає посадка лісових полос, снігозатримання.

Великий вплив на водний режим має меліорація. Особливо небезпечні для дорожніх споруд навіть тимчасові збільшення максимального стоку при осушенні болот і вирубці лісу. Останнє часто супроводжується підвищенням ерозії ґрунтів, можливістю з'явлення корчоходу і забивки отворів водопропускних споруд.

Існує також зворотній зв'язок. Дороги також негативно впливають на оточуюче середовище. Цей вплив поширюється і на водне середовище, і на земельний фонд, і на повітря. При будівництві дороги слід враховувати, що біля траси дороги переривається існуючий до її будівництва природний сток вздовж схилу. Вода, що надходить до неї згори, накопичується в кюветах, канавах і особливо біля водопропускних споруд і переводить стік в русловий. Такий процес здатен призвести до заболочування земель вздовж дороги, виникнення або посилення ерозійного процесу за виходом з дорожніх труб і малих мостів. Щоб запобігти заболочуванню достатньо надати відповідним ділянкам повздовжнього похилу в бік дорожніх труб або поперечного в бік кюветів.

Концентрація потоків дорожніми водо перепускними спорудами збільшує максимальні витрати струмків і річок в рівчаках і в суходолах. Відповідно зростають швидкості і розмиваюча здатність потоків. На деяких ділянках доріг до 80% малих водо перепускних споруд мають руйнування вихідних ділянок і ями розмиву. Так за дорожніми трубами можуть з'являтися рівчаки. За даними обстежень на деяких ділянках доріг це призводить до скорочення земельного фонду на 0,6 га на одну споруду. Боротьба з такими наслідками будівництва дорожніх труб і малих мостів повинна вестися по кільком напрямкам. Вже на стадії проектування і

вишукувань слід враховувати особливості течії нижче дорожніх споруд, не обмежуючись традиційною шириною траси. Оптимальним є варіант, коли русло за дорожніми спорудами прослідковується до подошви схилу або до місця, де воно впадає у більший водоток. Може виникнути необхідність у запобіганні розмиву русла на значній відстані від дороги або переносі траси вниз по схилу.

Безпосередньо на виході з труб слід використовувати конструкції, які забезпечують рівномірне розширення потоку за спорудою і зменшують або навіть виключають воронку розмиву, наприклад розсіюючи трампліни.

Головна причина замулення дорожніх споруд – водна ерозія схилів і відкладення наносів в акумулюючих ємностях перед трубами або малими мостами, в самих спорудах і навіть за ними. До заходів профілактики і зменшення ерозії відносять закріплення ділянок ерозії рослинністю або будівництво спеціальних протиерозійних комплексів.

Використовують і заходи, що безпосередньо стосуються проектування дорожніх споруд: слід уникати віриантів проходження траси через ерозійно небезпечні ділянки, коли водотоки і суходоли перетинаються в зниженнях, або в зоні малих повздовжніх похилів, в межах конусів виносу наносів, по подошвам схилів.

В період будівництва і реконструкції доріг незахищений ґрунт свіжих насипів при значному похилі відкосів легко піддаються змиву, переносу вздовж подошви насипу і відкладенню біля вхідних оголовків труб. Спостерігались і значні пошкодження самих насипів, особливо на пилкоподібних повздовжніх ділянках доріг, на підході до яких похили нормативного поперечного профіля дороги недостатні для своєчасного водовідводу і запобігання концентрації потоку при стіканні з насипів у зниження. Ремонт таких пошкоджень простою засипкою ґрунту не ефективний. Він тільки відкладає подальше руйнування насипу до наступного ливня і збільшує об'єм наносів, що надходять до дорожніх труб.

Особливе місце серед дорожніх споруд з точки зору екології займають мостові переходи. Будівництво мостових переходів призводить до суттєвого переформатування поля швидкостей річкового потоку на підході до споруди, в його отворі і за ним.

Змінюється також режим рівнів. Можливе збільшення зони мілководдя і заболочування прибережної зони вище мосту, заростання частини заплави, змінення режиму стариць і приток. Занесення одних ділянок річки наносами і поглиблення інших при відповідних зміненнях швидкостей течії може нанести шкоду рибному хазяйству.

## **Розділ 8. ФОРМУВАННЯ І МЕТОДИ РОЗРАХУНКІВ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ**

### **8.1. Методи оцінки максимального стоку**

Максимальним стоком називають сток паводків і водопіль. Його особливості впливають на розміри дорожніх водоперепускних споруд і систем водовідведення. Розрахункові значення гідравлічних характеристик для них одержують на основі даних про максимальний стік. Перевищення характеристик потоку над розрахунковими значеннями є основною причиною, яка загрожує нормальній експлуатації більшості гідротехнічних споруд. Воно може призвести до аварійної ситуації і навіть катастрофічним наслідкам. Наприклад, отвір мосту, дорожньої труби або споруд водовідведення визначається високими рівнями і відповідними їм витратами. Вони визначають надійність перерахованих споруд, гарантії від підмиву основних опор, переливу через насипи і прольотні будови мостів, переповнення кюветів і колекторів водовідводу. Тому розрахунок мостових переходів базується на використанні даних про максимальні річні рівні і витрати. Максимальні витрати і рівні по діючим постам державної мережі постійно систематизуються і публікуються в спеціальній літературі.

Існують два основні шляхи врахування дії значної кількості різних факторів на формування максимального стоку. Перший базується на їх інтегральній оцінці через вимірювання витрат і рівнів з наступною обробкою методами математичної статистики. В основу прогнозування розрахункових характеристик кладеться довгий ряд спостережень за витратами і рівнями водотока в конкретному створі.

Гідрометричні дані можуть отримуватись не тільки на спеціальних водомірних постах, для цієї мети використовуються

різні гідротехнічні об'єкти: гідроелектростанції, водозливи, різноманітні лотки.

Основою цього методу є достатньо надійний зв'язок рівнів і витрат на перехованих спорудах у вигляді рівнянь гідравліки. Ці рівняння дозволяють відтворити витрати по характерним слідам паводків на крутих берегах, затоплюваних ділянках лісу, на конструкціях водоперепускних споруд. Але описаний вище метод має свої недоліки. Головний з них – обмеженість числа пунктів і тривалості спостережень на них. На невеликих річках з площею водозбору до 3000 км<sup>2</sup> дані про витрати часто відсутні взагалі. В слабоосвоєних районах навіть на прівняно крупних річках з площею водозбору до 20000 км<sup>2</sup> не проводилися систематичні спостереження. Це виключає повністю або робить ненадійним використання статистичних методів.

Другий метод визначення витрат малої повторюваності базується на врахуванні походження стоку або на підборі емпіричних або напівемпіричних формул, які відбивають вплив основних факторів формування максимального стоку. Вплив інших факторів враховується коефіцієнтами, отриманими по даним гідрометеорологічних спостережень. Деякі формули можуть використовуватися на всій території країни, а інші – тільки регіонально. Для транспортного будівництва характерне лінійно-регіональне узагальнення вздовж трас доріг, що проектуються.

Переважає більшість водоперепускних дорожніх споруд складають труби і малі мости. Вони пропускають стік з малих водозборів. Максимальні витрати на них зазвичай формується за рахунок випадіння дощів. До малих водозборів можна віднести міські території, зокрема вулиці і прилеглі до них ділянки, стік з яких відбувається через ґратки і колектори системи водовідводу поверхневого стоку. Аеродромні водовідвідні системи злітно-посадкових полос, місць стоянки літаків і перонів також розраховуються на ливневий стік, бо сніг з них зазвичай прибирається.

Стік з великих водозборів проходить через мостові переходи. В умовах України максимальний стік з великих водозборів найчастіше спостерігається під час водопіль і є результатом танення снігу. По ним накопичений значний обсяг статистичних матеріалів

багаторічних гідрометричних спостережень. Ці дані лежать в основі гідрологічного обґрунтування мостових переходів.

## **8.2. Формули для визначення максимальних витрат**

Опади у вигляді дощу є основним джерелом формування паводків. Природньо, що характеристики опадів входять в формули максимальних витрат паводків в якості визначальних факторів. Вони можуть використовуватися в явному вигляді або враховуватися через характеристики водовіддачі чи стоку. Найчастіше до формул входять інтенсивність опадів; гранична інтенсивність; шар опадів добової тривалості з вірогідністю перевищення 1%.

Формули для розрахунку максимальних витрат відрізняються значною різноманітністю і залежать від особливостей їх теоретичного обґрунтування. В цілому розрахункові залежності для визначення максимальних витрат можна поділити на дві основні групи.

До першої групи відносяться емпіричні редуційні і об'ємні формули, а також формули граничної інтенсивності.

Для складення регіональних норм стока для мало вивчених районів використання емпіричних формул дає єдину можливість визначення витрат. Але для одержання емпіричної формули необхідно мати як фізико-географічні, так і морфометричні характеристики для частини басейнів з відповідними значеннями витрат, тому що емпіричні формули враховують фактори, які пов'язують кліматичні особливості і характеристики поверхні басейну з відповідною витратою.

Під редуцією будемо розуміти спрощення, зведення складного до більш простого, що можна легко досягнути, проаналізувати або розв'язати.

Емпіричні редуційні формули основані на найбільш характерних факторах стоку і враховують в явному вигляді залежність модулів стоку від площі басейну. Основні параметри цих формул визначаються безпосередньо по матеріалам гідрометричних досліджень і спостережень. Перевагою емпіричних редуційних формул є те, що їх загальну структуру можна вивести теоретично і



скорегувати по натурним даним з урахуванням гідрологічних особливостей даного регіону.

В якості прикладу можна навести методику одержання структури формули, розроблену О.В. Андрєєвим.

Зв'язок між середньою інтенсивністю і тривалістю опадів зазвичай записується у вигляді

$$a = \frac{K}{T^{\frac{2}{3}}}, \quad (8.1)$$

де  $K$  — регіональний кліматичний коефіцієнт.

Тоді шар опадів за час дощу визначається за формулою

$$H = aT = KT^{\frac{1}{3}}. \quad (8.2)$$

Розрахунковий (найнебезпечніший) час дощу, визначається як час добігання води від найвіддаленішої точки басейну до споруди:

$$T = \tau = \frac{L}{V_{ул}}, \quad (8.3)$$

де  $L$  — довжина басейну;  $V_{ул}$  — швидкість стікання;  $\tau$  — час добігання.

Максимальна витрата дощового стоку

$$Q = 16,7aF, \quad (8.4)$$

де 16,7 — коефіцієнт розмірності, який враховує, що середня інтенсивність опадів виражається в мм/хв., площа басейну — в км<sup>2</sup>, а витрата — в м<sup>3</sup>/с.

Враховуючи формули для інтенсивності опадів і тривалості опадів, одержимо

$$Q = 16,7 \frac{KFV_{yl}^{\frac{2}{3}}}{L^{\frac{2}{3}}}. \quad (8.5)$$

Якщо припустити, що рух води в басейні рівномірний, швидкість стікання можна знайти за формулою

$$V_{yl} = W \sqrt{I_{yl}}. \quad (8.6)$$

Якщо також скористатися формулою Манінга у вигляді

$$W = \frac{1}{n_{yl}} h_0^{\frac{2}{3}}, \quad (8.7)$$

де  $n_{yl}$  — шорсткість улоговини, а  $h_0$  — побутова глибина в улоговині, то одержимо

$$V_{yl} = \frac{1}{n_{yl}} h_0^{\frac{2}{3}} I_{yl}^{\frac{1}{2}}. \quad (8.8)$$

Можна вважати, що побутова глибина пропорційна шару опадів, тобто

$$V_{yl} \propto \frac{1}{n_{yl}} H^{\frac{2}{3}} I_{yl}^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{n_{yl}} K^{\frac{2}{3}} T^{\frac{2}{9}} I_{yl}^{\frac{1}{2}} = \frac{1}{n_{yl}} K^{\frac{2}{3}} \frac{L^{\frac{2}{9}}}{V_{yl}^{\frac{2}{9}}} I_{yl}^{\frac{1}{2}}. \quad (8.9)$$

З останнього виразу одержуємо

$$V_{yl}^{\frac{2}{3}} \square \frac{1}{n_{yl}^{\frac{6}{11}}} K_{11}^{\frac{4}{11}} L_{11}^{\frac{4}{33}} I_{yl}^{\frac{3}{11}} \quad (8.10)$$

і відповідно максимальна витрата

$$Q \square K_{11}^{\frac{15}{11}} \left( \frac{FI_{yl}^{\frac{3}{11}}}{n_{yl}^{\frac{6}{11}} L_{11}^{\frac{6}{11}}} \right) \quad (8.11)$$

или

$$Q = R \left( \frac{FI_{yl}^{\frac{3}{11}}}{n_{yl}^{\frac{6}{11}} L_{11}^{\frac{6}{11}}} \right), \quad (8.12)$$

где  $R$  — регіональний коефіцієнт, який враховує коефіцієнт розмірності, кліматичну характеристику опадів  $K$  і втрати стоку на увібрання у ґрунт.

Якщо в даному регіоні є басейни з різними умовами увібрання, то доцільно зі складу регіонального коефіцієнта виділити відносний коефіцієнт стоку  $\varphi_0$ , тобто

$$Q = R\varphi_0 \left( \frac{FI_{yl}^{\frac{3}{11}}}{n_{yl}^{\frac{6}{11}} L_{11}^{\frac{6}{11}}} \right) \quad (8.13)$$

Користуючись коефіцієнтом  $\varphi_0$ , можна поєднати дані про витрати, які сформувалися в басейнах з різними ґрунтами, і привести їх до одного з видів ґрунту.

Для спрощення розрахунків у формулі слід приймати показники степенів рівними 12 і тоді

$$Q = R\varphi_0 \left( \frac{FI_{yl}^{\frac{1}{4}}}{n_{yl}^{\frac{1}{2}} L_{11}^{\frac{1}{2}}} \right). \quad (8.14)$$

Для визначення регіональних коефіцієнтів необхідно дані про витрати ділити на функції геометричних характеристик відповідних басейнів.

Емпіричні формули можна одержати також іншими способами, наприклад способом кореляції, способом послідовного виявлення впливу діючих компонентів на вибрану характеристику стоку, способом підбору і т. ін.

Структура більшості емпіричних формул має вигляд

$$Q = AF^{(1-n)}, \quad (8.15)$$

де  $A$  — кліматичний параметр;  $n$  — показник степені редукції.

Для знаходження кліматичного параметра встановлюють його залежність від даних про опади, що маються на найближчих метеостанціях.

Формули цього типу можуть мати вигляд

$$Q = qF = \frac{q_0 F}{(F + C)^n}, \quad (8.16)$$

де  $q$  — максимальний модуль стока з 1 км<sup>2</sup> в м<sup>3</sup>/с;  $q_0$  — граничний модуль стоку при  $F \rightarrow 0$  і  $C = 1$ ;  $C$  — параметр, що враховує нелінійність залежності  $\lg q = f(\lg F)$  в зоні малих площ басейну;  $n$  — показник степені редукції максимальних модулів стоку.

По об'ємним формулам максимальна витрата води визначається в залежності від об'єму паводка, його тривалості і форми гідрографа:

$$Q = \frac{kH\alpha}{T} f, \quad (8.17)$$

де  $k$  — коефіцієнт розмірності;  $H$  — шар опадів;  $\alpha$  — об'ємний коефіцієнт стоку;  $T$  — тривалість фази паводка;  $f$  — коефіцієнт форми гідрографа.

Об'ємні залежності використовуються тільки для паводків плавної, одномодульної форми, які викликаються ізольованими дощами. Крім того, недоліком цих залежностей є складність визначення коефіцієнта стока, який змінюється в значних межах. Тобто, використання таких залежностей обмежено фізико-географічними умовами територій.

Формули граничної інтенсивності ґрунтовані на врахуванні максимальної інтенсивності дощу за певний інтервал часу, при цьому тривалість дощу приймається рівною часу добігання води від найвіддаленішої точки басейну до розрахункового створа.

Ці залежності враховують лише одну фазу паводка, фазу максимуму. Недоліком цього методу є неточність визначення для басейна швидкостей і часу добігання, а в наслідок цього, і основних параметрів, що йому відповідають (максимальної інтенсивності дощу, інфільтрації і т. ін.). Крім того, дуже складно визначити об'єм опадів, їх розподіл по площі басейну і в часі через надзвичайну нерегулярність дощів, особливо в гірських районах. Це примушує авторів залежностей вводити ряд допоміжних параметрів. Формула граничної інтенсивності може мати вигляд

$$Q = k\varphi aF, \quad (8.18)$$

де  $\varphi$  — коефіцієнт стока;  $a$  — максимальна інтенсивність дощу за час добігання;  $k$  — коефіцієнт розмірності.

Друга група формул має генетичну основу і полягає в побудові гідрографа методом ізохрон, методом математичного моделювання паводків і методом геометричної схематизації.

### **8.3. Основні положення теорії дощового стоку. Метод ізохрон**

Процес поверхневого стоку складається з двох основних етапів: стікання зі схилів і стікання по логу (руслове добігання).

Розглянемо найпростішу схему формування стоку на схилі, що має нахил у бік дороги. Будемо розглядати схил, що має прямокутну форму. Його площа

$$F = lB, \quad (8.19)$$

де  $l$  – довжина ділянки вздовж дороги,  $B$  - ширина ділянки.

Ділянка має сталий похил  $i_0$  у бік дороги, незмінними залишаються також властивості поверхні: шорсткість, рослинність, тип ґрунту, швидкість випаровування і т. ін.

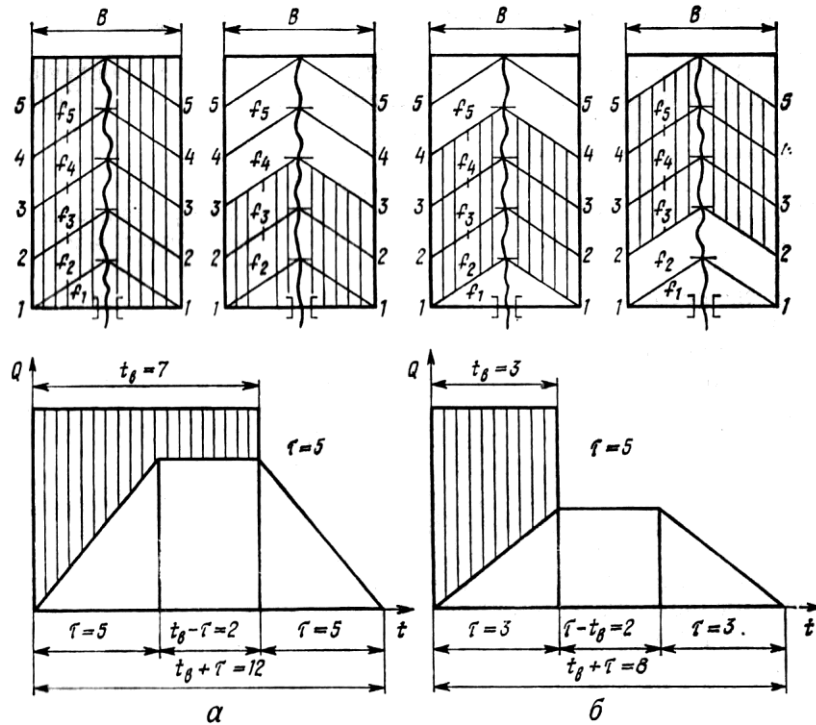


Рис. 8.1. Схема формування паводку для двох випадків: а – час водовіддачі перевищує час добігання, б – час добігання перевищує час водовіддачі

Будемо вважати, що початок дощу співпадає з початком поверхневого стоку, тобто інтенсивність дощу перевищує втрати на інфільтрацію і відсутні від’ємні форми рельєфу (або вони заповнені водою). Дощ під час випадіння має сталу інтенсивність, яка не змінюється в межах схилу. Останнє передбачає, що початок і закінчення дощу по всій площі відбувається одночасно. Час випадіння повинен бути більшим, ніж необхідний для надходження стоку від найвіддаленіших ділянок схилу до розрахункового створу дороги.

Перераховані вище умови повинні забезпечити рівні по всьому водозбору умови водовіддачі безпосередньо після початку випадіння дощу і однакові умови стікання по схилу. Будемо вважати інтенсивністю водовіддачі  $a$  товщину шару води, що утворює в одиницю часу на даній площі стік за рахунок різниці в інтенсивностях дощу і втрат на інфільтрацію. Розіб'ємо водозбір на  $n$  однакових прямокутників, площею  $f$  і довжиною  $l$ . Припустимо, що вода з усіх точок кожної ділянки досягає розрахункового створу (дороги) одночасно. Час необхідний для цього називають часом добігання. Верхні сторони прямокутників є також лініями рівних часів добігання або ізохронами. Позначимо час добігання води до розрахункового створа від найвіддаленішої точки водозбору через  $\tau_0 = n\Delta t$ , де  $\Delta t$  - час добігання від першої ділянки.

Розглянемо явище стоку від початку водовіддачі до її кінця. Через час  $\Delta t$  після початку водовіддачі біля замикаючого створу збирається вода з першої ділянки, яка безпосередньо примикає до цього створу і обмежена зверху першою ізохроною. Таким чином, витрата в кінці інтервалу часу

$$Q_1 = af. \quad (8.20)$$

В момент часу  $2\Delta t$  вода з другої ділянки, обмеженої зверху ізохроною під другим номером, підійде до замикаючого створу і витрата буде становити

$$Q_2 = 2af. \quad (8.21)$$

До кінця часу добігання від найвіддаленішої точки басейну до розрахункового створу вода буде надходити зі всього басейну і, відповідно, витрата досягне максимального значення

$$Q_n = naf = Fa \quad (8.22)$$

і буде залишатися сталим доки буде йти дощ, тобто до часу водовіддачі  $t_0$ , на протязі якого шар опадів у басейні перевищує

інфільтрацію. Незалежність витрати від часу відповідає фазі усталеного режиму. Тільки при  $t > t_e$  витрата почне зменшуватись. Якщо нехтувати різницею у характері неусталеного руху по схилу на стадіях зростання і спаду паводка, то ліва і права частини гідрографа будуть симетричними.

Якщо площу басейна ділити на стрічки нескінченно малої ширини, то ступінчастий гідрограф набуде вигляду трапеції. Проекції правої і лівої частини трапеції на вісь абсцис визначають відповідно час підйому  $t_n$  і час спаду  $t_{cn}$  паводка. Проекція верхньої основи – час незмінної витрати  $t_n$ . Сума трьох інтервалів часу дає нижню основу гідрографа – час проходження стоку через розрахунковий створ, тобто час паводка  $t_{nav}$ . Сума часу підйома паводка і стояння максимуму витрати визначає час водовіддачі; під час спаду паводка відбувається стік по нижнім частинам басейну шару, що утворився раніше на його верхній частині.

Якщо ж час водовіддачі менший, ніж час добігання від найвіддаленішої ділянки, витрата буде збільшуватись лише до кінця часу водовіддачі. Починаючи з часу водовіддачі діюча площа буде збільшуватись за рахунок верхніх ділянок і зменшуватись за рахунок нижніх. Через те, що кількість ділянок обмежена, згодом її буде ставати менше доки стік з басейну не припиниться. Форма гідрографа паводка залишиться незмінною.

З вище сказаного можна зробити певні висновки. Час підйому дорівнює часу спаду паводка і дорівнює часу водовіддачі при  $t_e < \tau_0$  або часу добігання при  $t_e > \tau_0$ .

Підтримання впродовж певного часу сталого максимуму витрати визначається тим, що в цей період залишається сталою діюча площа. В першому випадку вона рухається по басейну, а у другому дорівнює площі басейну.

У формуванні максимуму витрати при  $t_e < \tau_0$  бере участь весь дощ, а при  $t_e > \tau_0$  - тільки його частина впродовж часу  $\tau_0$ . Тому якщо не враховувати в обох випадках різниці в товщині шару водовіддачі, то максимум витрати при  $t_e > \tau_0$  буде вище, ніж при  $t_e < \tau_0$ . Час водовіддачі в першу чергу залежить від часу випадіння дощу, а останній, як показують спостереження, визначає



інтенсивність дощу. Зазвичай чим менший час випадіння дощу, тим вища його інтенсивність.

Викладені обставини дають можливість припустити, що максимум витрати досягається за умови, що час добігання дорівнює часу випадіння дощу, тобто має місце так звана критична тривалість дощу. Інтенсивність дощу при критичній тривалості називається граничною інтенсивністю і позначається  $S_p$ .

Перейдемо від найпростішої схеми до реальних умов. В дійсності басейн має неправильну форму, характеристики дощу змінюються у часі і по площі, по площі змінюються також характеристики басейну (рельєф, рослинність, тип ґрунту). З якісної точки зору це приводить до того, що гідрограф стає несиметричним, а максимальна витрата не здатна зберігатися тривалий час.

Враховуючи перераховані вище фактори витрата у розрахунковому створі визначається за формулою

$$Q(t) = \sum_{k=1}^n a_{t-k\Delta t} f_k, \quad (8.23)$$

де  $f_k$  — площі між ізохронами з номерами  $k-1$  і  $k$ .

Спрямовуючи інтервал між ізохронами до нуля одержимо формулу у вигляді інтеграла

$$Q(t) = \int_0^t h_{t-\tau} df_\tau, \quad (8.24)$$

де  $\tau$  — час добігання від елементарної ділянки площею  $df_\tau$ .

Таким чином, побудова гідрографа зводиться до побудови плану басейна в ізохронах. Скористаємося для цього гіпсометричною картою, яка дозволяє визначити похил земної поверхні у будь-якому напрямку. Будемо вважати, що рух води в басейні відбувається у напрямку найбільшого похилу, тобто вздовж градієнта функції  $H(x, y)$  висоти місцевості від планових координат. Величина швидкості добігання через турбулентний характер руху визначається за формулою

$$v = k\sqrt{|\nabla H|}, \quad (8.25)$$

де  $|\nabla H|$  — величина похилу земної поверхні.

Зважаючи на те, що потік на схилі розгалужується через нерівності земної поверхні на значну кількість потоків утворюючи мережу, формула для швидкості добігання за формою і змістом нагадує формулу для швидкості турбулентної фільтрації за винятком того, що коефіцієнт пропорційності залежить не від крупності часток ґрунту, а в першу чергу від порізаності поверхні басейну.

Робимо висновок, що вектор швидкості добігання можна визначити за формулою

$$\mathbf{v} = -k \frac{\nabla H}{\sqrt{|\nabla H|}}. \quad (8.26)$$

Відкладаючи від кожної точки розрахункового створу відрізки довжиною  $\Delta l = v\Delta t$  у напрямку протилежному швидкості добігання і з'єднуючи їх верхні кінці плавною лінією одержуємо першу ізохрону. За аналогічною процедурою послідовно будуються інші ізохрони.

Аналогічно формується водопілля при таненні снігу. Особливості пов'язані з тривалістю утворення стоку при таненні і порівняно великими розмірами території охоплених цим процесом.

Гідрографи будують для багаторічного, річного та інших характерних періодів. Для дорожнього і аеродромного будівництва найбільш цікавими є гідрографи паводків і водопіль. Без них неможливі гідравлічні розрахунки розмиву русла біля мостових переходів, отворів дорожніх труб і малих мостів, прогноз замулення. Складний процес взаємодії багатьох факторів при формуванні стоку відбивається різними формами гідрографів.

Відносно короткі дощі, у яких  $t_e \ll \tau_e$ , формуються одиничні елементарні паводки, тривалі дощі із змінною інтенсивністю викликають складні багатопікові паводки. Тривалість елементарних паводків приблизно однакова. Відповідно, вимірювання параметрів одного паводка можуть бути основою для моделювання іншого.

## 8.4. Метод математичного моделювання стоку

Шар води, який випав на схил басейну, змінюється як у часі, так і вздовж схилу. Якщо поділити час водовіддачі на нескінченно малі інтервали  $dt$ , то за перший проміжок часу на схилі утвориться шар  $dh_1 = a dt_1$ . Цей шар через ухил склону переміщується вниз по логу. В наступний проміжок часу на схилі утвориться новий елементарний шар  $dh_2 = a dt_2$  і так до тих пір, поки не закінчиться час водовіддачі. Така модель процесу стоку на схилі басейну підкоряється рівнянню нерозривності в диференціальному вигляді

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = a, \quad (8.27)$$

або з урахуванням розмірностей

$$\frac{\partial h}{\partial t} + 6 \cdot 10^4 \frac{\partial q}{\partial x} = a, \quad (8.28)$$

де  $h$  — висота шару стоку в мм;  $t$  — час у хв;  $q$  — питома витрата в  $\text{м}^2/\text{с}$ ;  $x$  — довжина схилу в м;  $a$  — інтенсивність водовіддачі в мм/хв.

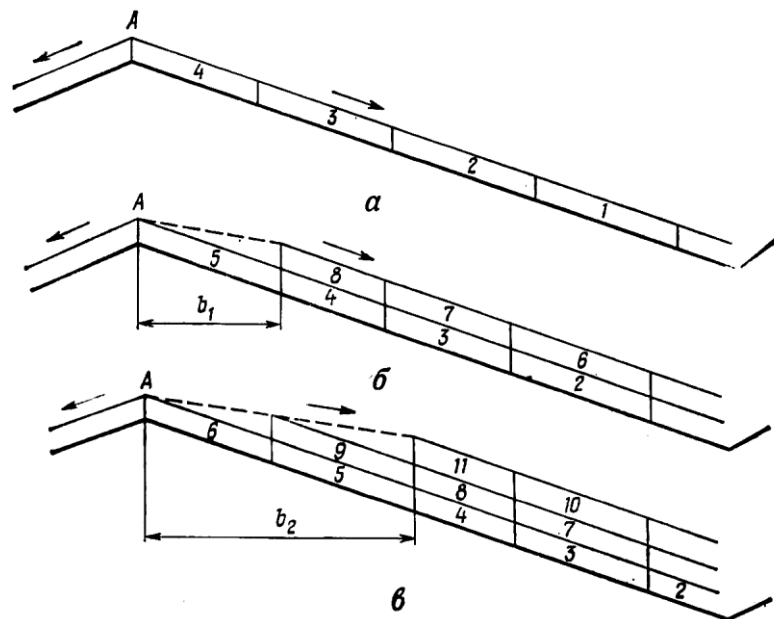


Рис. 8.3. Схема формування шару стоку на схилі басейну

Це рівняння розв'язують виходячи з двох можливих режимів формування шару стоку на схилах. Позначимо довжину схилу, на якій встигає встановитися повній стік через  $b$ . Тоді в нижній частині схилу при  $x > b$  спостерігається рівномірний режим стікання, тобто  $\frac{\partial q}{\partial x} = 0$ . Тоді рівняння нерозривності набуде вигляду

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{dh}{dt} = a, \quad (8.29)$$

звідкіля за умови, що інтенсивність водовіддачі залишається сталою, а в початковий момент часу  $h = 0$ , одержуємо

$$h = at. \quad (8.30)$$

В верхній частині схилу при  $x < b$  спостерігається усталений режим, тобто  $\frac{\partial h}{\partial t} = 0$ . Тоді рівняння нерозривності набуває вигляду

$$\frac{\partial q}{\partial x} = \frac{dq}{dx} = a, \quad (8.31)$$

звідкіля за умови, що витрата на водорозділі  $h = 0$ , одержуємо

$$q = ax. \quad (8.32)$$

Час встановлення повного стоку на схилі пропорційний його довжині. Якщо позначити час встановлення повного стоку на схилі довжиною  $b_c$  через  $t_c$ , то при  $b_c = b$  одержимо, що і  $t_c = t_g$ ; при  $b_c \leq b$  одержимо  $t_c \leq t_g$ ; при  $b_c \geq b$  одержимо  $t_c \geq t_g$ .

Таким чином, максимальна висота шару стоку при  $t_c < t_g$  визначається за формулою

$$h = at_c, \quad (8.33)$$

а при  $t_c > t_g$  за формулою

$$h = at_{\epsilon}. \quad (8.34)$$

Час віддачі при розрахунках задається, а довжина схилу визначається за формулою (6.5).

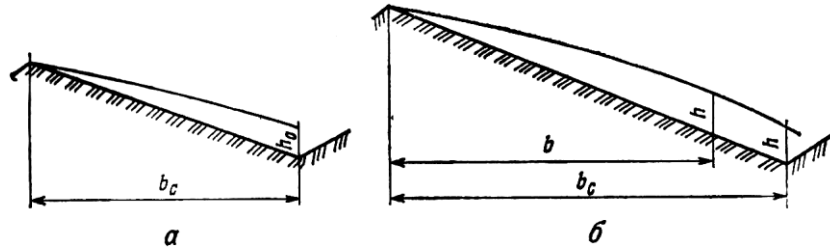


Рис. 8.4. Схема вільної поверхні води на схилах різної довжини

Час встановлення повного стоку і довжини схилу визначаються виходячи з наступних передумов. В режимі повного стоку питома витрата

$$q = \frac{v_c h}{1000} = \frac{xa}{6 \cdot 10^4}, \quad (8.35)$$

де  $v_c$  — швидкість стікання, яка визначається за формулою

$$v_c = Am_c h^{1,5} \varphi(I_c), \quad (8.36)$$

де  $\varphi(I_c)$  — певна функція похилу схилу;  $m_c = \frac{1}{n_c}$  — коефіцієнт, зворотний до коефіцієнта шорсткості схилу;  $A = 3,16 \cdot 10^{-5}$  — коефіцієнт, який враховує прийняті розмірності.

Тоді висота шару стоку на відстані  $x$  від водорозділу

$$h = A_1 x^{0,4}, \quad (8.37)$$

де  $A_1$  — сталий для даного схилу коефіцієнт, що визначається за формулою

$$A_1 = \left[ \frac{527,4a}{m_c \varphi(I_c)} \right]^{0,4}. \quad (8.38)$$

Час, необхідний для встановлення повного стоку по всьому схилу, може бути визначений з припущення, що в кінці схилу перехід від одного режиму до іншого відбувається миттєво. З формули (8.33) одержуємо

$$t_c = A \cdot B, \quad (8.39)$$

де коефіцієнт  $A = \frac{b_c^{0,4}}{m_c^{0,4}}$ , а коефіцієнт  $B = \frac{12,27}{a^{0,6} [\varphi(I_c)]^{0,4}}$ .

Теоретична довжина схилів, на якій встигає встановитися повний стік, визначається з останньої формули підстановкою в неї замість  $t_c$  часу  $t_g$

$$b = t_g^{2,5} \frac{a^{1,5} \varphi(I_c) m_c}{186,6}. \quad (8.40)$$

Раніше при аналізі рівняння нерозривності було встановлено, що певний час  $t'$  після закінчення водовіддачі витрата буде незмінною.

Якщо прирівняти об'єм стоку зі схилу за час  $t'$  з питомою витратою  $q = ab$  різниці об'ємів, акумульованих на схилі в момент закінчення водовіддачі і в момент припинення надходження сталої витрати, знаходимо

$$t' = 0,29 t_g \left( \frac{b_c}{b} - 1 \right). \quad (8.41)$$

Розділимо  $t_c$  на  $t_g$  і одержимо

$$\frac{b_c}{b} = \left( \frac{t_c}{t_e} \right)^{2,5} \quad (8.42)$$

і

$$t' = 0,29t_e \left( \left( \frac{t_c}{t_e} \right)^{2,5} - 1 \right). \quad (8.43)$$

Об'єм води, що накопичився на схилі довжиною  $x$  і шириною 1 м, можна знайти за формулою

$$W_c = 10^{-3} \int_0^x h dx, \quad (8.44)$$

або

$$W_c = 10^{-3} \frac{A_1 x^{1,4}}{1,4}. \quad (8.45)$$

З останнього виразу при  $x = b_c$  визначається середній шар стоку на схилі

$$h_{cep} = \frac{Ab_c^{0,4}}{1,4} = 0,71h. \quad (8.46)$$

Об'єми води в тис. м<sup>3</sup> на схилі на кінець інтервалів часу  $t_c$  і  $t_e$  визначається з використання останньої формули. У першому випадку на кінець часу  $t_c$

$$W_c = 0,71hF, \quad (8.47)$$

а у другому на кінець часу  $t_e$

$$W_c = hF \left( 1 - 0,29 \frac{b}{b_c} \right), \quad (8.48)$$

де  $F$  — площа басейна; 0,71 і 0,29 — коефіцієнти, які враховують параболічну форму поверхні води на схилі.

Повний об'єм стоку, який кінець інтервалів часу  $t_c$  і  $t_g$  встиг накопичитись на схилі на кінець часу  $t_c$

$$W = at_c F, \quad (8.49)$$

а на кінець часу  $t_g$

$$W = at_g F. \quad (8.50)$$

Тоді об'єм стоку, який зійшов зі схилу на кінець часу  $t_c$

$$W - W_c = 0,29hF, \quad (8.51)$$

а на кінець часу  $t_g$

$$W - W_c = 0,29 \frac{b}{b_c} hF. \quad (8.52)$$

Вода, що стікає зі схилів, наповнює головний лог басейна, по якому відбувається стік води до замикаючого створу.

Об'єм води в лозі залежить від глибини у замикаючому створі  $h_{\bar{c}}$  і визначається за формулою

$$W_n = \frac{1}{3} \omega L \left( \frac{L + \sum l}{L} \right)^c, \quad (8.53)$$

де  $\omega$  — площа поперечного перерізу потоку у замикаючому створі басейна, яка за умови схематизації поперечного перерізу по трикутнику може визначатися по формулі

$$\omega = mh_{\bar{c}}^2; \quad (8.54)$$



$\frac{L + \sum l}{L}$  — поправочний множник, який враховує додаткову кількість води в бокових логах;  $\sum l$  — сума довжин бокових логів;  $c$  показник степеня, який приймається для рівнинних басейнів  $1/6$ , для басейнів з пагорбами —  $1/4$ ; для гористих басейнів —  $1/3$ .

Прийнятій глибині води  $h_{\sigma}$  відповідає витрата

$$Q = \omega v_{\sigma}, \quad (8.55)$$

де середня швидкість визначається за формулою Шезі

$$v_{\sigma} = \frac{1}{n_{\sigma}} R^{\frac{2}{3}} \sqrt{I_{\sigma}} = m_{\sigma} (0,5h_{\sigma})^{\frac{2}{3}} I_{\sigma}^{\frac{1}{2}}. \quad (8.56)$$

В цілому задача на визначення дощового стоку з басейна зводиться до розв'язання рівняння водного балансу для послідовних інтервалів часу  $\Delta t_n$

$$W = W_c + W_{\sigma} + W_Q, \quad (8.57)$$

де  $W_Q$  — об'єм води, що витікає через замикаючий створ за цей інтервал часу і знаходиться за формулою

$$W_Q = 60\Delta t_n Q_{\text{сеп}} = 60\Delta t_n \left( \frac{Q_{n-1} + Q_n}{2} \right). \quad (8.58)$$

Рівняння балансу є теоретичною основою існуючих способів розрахунку дощового стоку з малих басейнів, які використовуються в транспортному будівництві. Воно дозволяє встановити зв'язок між

витратами води і часом стоку в замикаючому створі, тобто побудувати гідрограф.

### **8.5. Перенос характеристик річки на проектний створ**

Для визначення гідрологічних характеристик проектного створа в першу чергу використовують гідрометричні створи річки, суміжні з ним. Для визначення розрахункового рівня в створі споруди по багаторічним спостереженням рівнів в гідрометричних створах або на водомірних почстах вище і нижче споруди може використовуватися графік зв'язку відповідних рівнів. Графік повинен будуватися до розрахункових рівнів.

Якщо створ з багаторічними даними по рівням і проектний розташовані недалеко, то перерахунок рівнів з одного створа на інший може виконуватись безпосередньо по похилу вільної поверхні річки, без побудови графіка зв'язку рівнів.

Перенос на проектний створ витрат найпростіше виконати коли створ з багаторічними гідрометричними даними і проектний знаходяться порівняно недалеко. Тоді розрахункові витрати вважаються однаковими. Критерієм близькості створів є різниця для них площ водозборів. Ці площі не повинні відрізнятись більше ніж на 3%.

Якщо різниця площ водозборів більша, то можна використовувати зв'язок витрат з площами водозбору. Ця залежність може бути регіональною, тобто будуватися на основі натурних даних для району переносу. Можуть використовуватися і загальні формули для визначення розрахункових витрат. Параметри залежності  $Q = Q(F)$  визначають для гідрометричного створа з багаторічними спостереженнями при розрахунковій витраті заданої вірогідності перевищення. Потім при відомих параметрах  $Q = Q(F)$  визначають розрахункову витрату в проектному створі по площі його водозбору. Якщо вище і нижче мосту, що проектується, є кілька гідрометричних створів, то можна на кожному з них визначити розрахункову витрату і побудувати відповідну криву. Розрахункова витрата проектного створа визначається по цій кривій. Слід підкреслити, що такі приклади можливі тільки при виконанні рідку вимог, які розглянуті у наступному підрозділі.

## 8.6. Визначення розрахункових витрат по річкам-аналогам

Визначення розрахункових витрат методом, викладеним вище, передбачає використання річки-аналога в якості фізично подібної моделі водозбору, що досліджується. Подібність визначається сукупністю факторів, до яких відносять кліматичні, морфологічні і геоботанічні. Серед кліматичних факторів головним є тип максимального стоку: ливневий, селевий, від танення снігу або льодовика. В залежності від типу стоку розглядають перелік і числові значення інших кліматичних факторів. Наприклад, якщо витрати формуються стоком від сніготанення, то для басейну що розглядається і його аналога бажано по можливості більше співпадіння ознак, які визначають запаси снігу в басейні, інтенсивність його танення, тобто товщини снігового покриву і його щільності, добові ливневі максимуми на початок сніготанення, середньодобові градієнтів температури в період танення.

Часто аналоги не мають достатнього співпадіння всіх ознак. В цих умовах співставлення проводиться по основним ознакам, які визначають стік у кожному конкретному випадку. Наприклад, при формуванні водопілля від танення снігу найважливішими є середні суми опадів за холодний період і температурний режим у період танення. Для розрахункових витрат ливневого походження найважливішими є добові максимуми опадів.

З морфологічних ознак порівнюють площі басейнів і їх форма, середні позначки водозборів і їх водорозділів, густота руслової мережі і середні похили, озерність і заболоченість. Так площі басейнів не повинні відрізнятись більш ніж у п'ять разів при  $F > 1000 \text{ км}^2$  і більше ніж у десять разів в іншому випадку. Форма басейн характеризується відношенням довжини річки до квадратного кореня з площі басейна.

З геоботанічних ознак важливі ґрунтовий покрив, частка площі басейна під лісом, наявність карсту, підземного стоку і т. ін.

Після вибору річки-аналога проводять обробку її даних. На її основі в залежності від типу максимального стоку одержують ті чи інші розрахункові характеристики аналога. Наприклад, для водопіль від танення снігу визначають максимальний модуль елементарного

стоку розрахункової вірогідності перевищення і коефіцієнт мінливості. Для паводків липневого походження знаходять розрахунковий шар опадів заданої вірогідності перевищення і тривалості випадіння, коефіцієнт стока, коефіцієнт мінливості. Питомі фізисні характеристики, наприклад максимальний модуль елементарного стоку і розрахунковий шар опадів аналога, переносяться на проектний варіант без змін. Інші параметри, наприклад коефіцієнт мінливості, перераховують по формулам інтерполяції.

Витрати заданої вірогідності перевищення визначаються через відповідні витрати річки-аналога по формулі

$$Q_p = Q_p' f(F, L, I, \dots) / f(F', L', I', \dots), \quad (8.59)$$

де  $F, L, I$  – площа, довжина і похил басейну.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Большаков В.А., Курганович А.А. Гидрологические и гидравлические расчеты малых дорожных сооружений. – Киев.: Вища школа. Головное изд-во, 1983. – 280 с.
2. Гидравлика, гидрология, гидрометрия:/ Учеб. Для вузов: В 2 ч. Ч. II. Специальные вопросы/Константинов Н.М., Петров Н.А., Высоцкий Л.И.; Под ред. Н.М. Константинова. – М.: Высш. Шк., 1987. – 431 с.: ил.
3. Константинов Ю.М. Гидравлика. – К. : Вища школа, 1981. 357 с.
4. Примеры гидравлических расчетов/Под ред. А.И. Богомолова. – 2-е изд. – М.: Транспорт, 1977. 526 с.
5. Руководство по гидравлическим расчетам малых искусственных сооружений/Под ред. Г.Я. Волченкова. – М.: Транспорт, 1974 г. – 295 с.
6. Сборник задач по гидравлике./Под ред. В.А. Большакова. – 4-е изд. – К.: Вища школа. Головное изд-во, 1979. – 335 с.
7. Справочник по гидравлике/Под ред. В.А. Большакова. -. К.: Вища школа. Головное изд-во, 1977. – 312 с.

8. Чугаев Р.Р. Гидравлика. – 4-е изд. -М.; Л.: Энергоиздат, 1982. – 672 с.

9. Біловол О.В. Загальна гідрологія: Навчальний посібник для студентів вищих навчальних закладів. – Харків: видавництво ХНАДУ, 2007. – 196 с.

10. Біловол О.В. Гідравліка, гідрологія, гідрометрія: навчальний посібник В 2-х Ч. \. – Харків: видавництво ХНАДУ, 2013. – 112с.

## **ЗМІСТ**

### **ПЕРЕДМОВА**

### **Розділ 6. ГІДРОЛОГІЯ РІЧОК**

6.1. Мета і склад гідрологічних і гідрометричних вишукувань дорожніх споруд

6.2. Круговорот води в природі

6.3. Основні фізичні і хімічні властивості води

6.4. Річка та річкова система

6.5. Морфометричні характеристики річок

6.6. Фізико-географічні характеристики річкових басейнів

6.7. Річкова долини і русло річки

6.8. Поперечний профіль водної поверхні

6.9. Повздовжній профіль річки

6.10. Руслові процеси

6.11. Джерела живлення річок

6.12. Водність, водний режим та елементи водного режиму

6.13. Річковий стік та його формування

6.14. Вплив на стік кліматичних факторів

6.15. Вплив геологічних умов на стік

6.16. Вплив рельєфу на річковий стік

6.17. Вплив глибини ерозійного врізу на річковий стік

6.18. Вплив рослинності на річковий стік

6.19. Вплив озерності та заболоченості на річковий стік

6.20. Вплив господарської діяльності на стік

6.21. Норма річкового стоку

6.22. Розподіл стоку по території

6.23. Коливання річкового стоку

- 6.24. Температурний режим річок
- 6.25. Зимовий режим річок
- 6.26. Річкові наноси, походження і класифікація
- 6.27. Завислі наноси, твердий стік
- 6.28. Донні наноси
- 6.29. Дороги і освоєння прилеглих територій

## **Розділ 7. ГІДРОМЕТРІЯ**

- 7.1. Організація гідрометричних робіт і техніка безпеки
- 7.2. Рівні
- 7.3. Похил вільної поверхні
- 7.4. Глибина
- 7.5. Швидкість потоку
- 7.6. Витрати
- 7.7. Гідрометричний створ
- 7.8. Криві витрат, площ живих перерізів, середніх швидкостей
- 7.9. Об'єм стоку
- 7.10. Витрата і стік наносів

## **Розділ 8. ФОРМУВАННЯ І МЕТОДИ РОЗРАХУНКІВ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ**

- 8.1. Методи оцінки максимального стоку
- 8.2. Формули для визначення максимальних витрат
- 8.3. Основні положення теорії дощового стоку. Метод ізохрон
- 8.4. Метод математичного моделювання стоку
- 8.5. Перенос характеристик річки на проектний створ
- 8.6. Визначення розрахункових витрат по річкам-аналогам

## **Література**

## **Зміст**

