

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ДАУС М. Є.

ДИНАМІКА РУСЛОВИХ ПОТОКІВ І РУСЛОВІ ПРОЦЕСИ

Конспект лекцій

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2020

Д21
УДК 556.53

Рекомендовано методичною радою Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України як конспект лекцій від 29.06.2017 р.). (протокол № 9

Даус М. Є.

Динаміка руслових потоків і руслові процеси: конспект лекцій □
Одеса, ОДЕКУ, 2017. 158с.

В конспекті лекцій викладені загальні закономірності руслових потоків та руслових процесів при їх взаємодії та їх прогнозування, умови формування руслових процесів у взаємодії з русловими потоками, методи їх розрахунку та прогнозу в природних умовах.

Конспект лекцій використовується для аспірантів, магістрів і студентів вищих навчальних закладів фахового напрямку підготовки.

ISBN 978-966-186-032-1

© Даус М.Є., 2017
© Одеський державний екологічний університет, 2020

ЗМІСТ

Загальні положення.....	7
Вступ.....	8
1. Гідромеханічний аналіз турбулентного руслового потоку.....	17
1.1 Режими руху рідини у річках і каналах. Розрахунок параметрів потоків ламінарного режиму.....	17
1.2 Система рівнянь гідромеханіки для опису руху турбулентного руслового потоку. Плоский потік.....	18
1.3 Кінематична структура турбулентного руслового потоку. Опис його характеристик.....	20
1.3.1 Експериментальні дослідження. Характеристики турбулентних руслових потоків.....	20
1.3.2 Властивості турбулентного руху і рівняння Рейнольдса.....	22
1.3.3 Спектр турбулентних збурень. Великомасштабні вихори в турбулентному потоці.....	28
1.3.4. Кінематична структура турбулентних руслових потоків	29
1.4 Розподіл швидкостей по глибині потоку. Усереднені і пульсаційні швидкості.....	32
Запитання для самоперевірки.....	37
2 Наближені теорії турбулентності.....	38
2.1 Теорія турбулентного перенесення Шмідта і Келлера.....	38
2.2 Перенесення кількостей руху (теорія Л. Прандтля і Т. Кармана).....	40
2.3 Теорія турбулентності Колмогорова-Обухова.....	42
Запитання для самоперевірки.....	48
3 Рух води на вигині русла.....	49
3.1 Поперечні течії в річках. Процес меандрування.....	49
3.2 Обертання рідини.....	49
3.3 Швидкості течії води і розподіл їх по живому перерізу. Досліди А. І. Лосієвського.....	52
3.4 Метод управління поперечною циркуляцією М.В. Потапова.....	58
Запитання для самоперевірки.....	59
4 Вплив заплав на пропускну спроможність і опори русел.....	60
4.1 Процес затоплення і спорожнення заплав. Регулювання паводкового стоку заплавами.....	60
4.2 Типізація процесів взаємодій руслового і заплавного потоків.....	62
4.3 Вплив заплавного потоку на витрати води і середні швидкості	

	руслового	64
4.4	Вплив руслового потоку на пропускну спроможність, опори і швидкісне поле заплавного потоку.....	65
	Запитання для самоперевірки.....	67
5	Ерозія акумуляція і транспортування наносів	68
5.1	Механізм ерозії, акумуляції і транспорту наносів як єдина система	68
5.2	Загальна характеристика і класифікація річкових наносів.....	69
5.3	Рух і стік завислих наносів.....	73
5.4	Рух донних наносів. Закон Ері.....	75
	Запитання для самоперевірки.....	77
6	Завислі наноси	79
6.1	Дифузійна теорія руху завислих наносів.....	79
6.2	Структурна теорія руху завислих наносів.....	82
	Запитання для самоперевірки.....	83
7	Рухомі наноси	84
7.1	Транспортуюча спроможність потоку	84
7.2	Формули для розрахунку витрат рухомих наносів.....	85
	Запитання для самоперевірки.....	87
8	Пасмовий режим переміщення наносів.....	88
8.1	Загальна характеристика пасм.....	88
8.2	Класифікація донних пасм	89
8.3	Походження донних пасм	91
8.4	Опір донних пасм.....	95
	Запитання для самоперевірки.....	98
9	Загальна характеристика руслових процесів	99
9.1	Основні поняття та чинники руслових процесів	99
9.2	Взаємодія потоку і русла як основа руслового процесу	99
9.3	Формування русел річок за М.А. Великановим.....	100
9.4	Динамічна рівновага потоку і стійкість русла	101
9.5	Гідроморфологічні залежності	105
9.6	Руслоформуюча витрата води	108
9.7	Класифікації річкових русел	109
	Запитання для самоперевірки.....	113
10	Основні положення гідроморфологічної теорії руслового процесу, структурні рівні	114
10.1	Основні напрямки в розвитку теорії руслового процесу.....	114
10.2	Основні положення гідроморфологічної теорії руслового процесу.....	114

10.3	Дискретність руслового процесу, структурні рівні	116
10.4	Форми рельєфу річкового русла і їх зміни	118
	Запитання для самоперевірки.....	121
11	Типізація руслового процесу	122
11.1	Загальна схема типізації руслового процесу.....	122
11.2	Стрічково-пасмовий тип руслового процесу	123
11.3	Боковиковий тип руслового процесу	124
11.4	Загальна характеристика меандрування. Обмежене меандрування... ..	125
11.5	Вільне меандрування... ..	127
11.6	Незавершене меандрування. Заплавна багаторукавність	128
11.7	Руслова багаторукавність.....	130
	Запитання для самоперевірки.....	131
12	Типізація річкових заплав	132
12.1	Поняття «заплавний масив» та його типи	132
12.2	Типи річкових заплав	133
	Запитання для самоперевірки.....	137
13	Антропогенний вплив на руслові процеси	138
13.1	Розвиток руслових процесів в умовах зарегульованого режиму	138
13.2	Зміна руслових процесів при перетворенні русел річок.....	142
	Запитання для самоперевірки.....	146
14	Основні принципи прогнозів руслового процесу.....	147
14.1	Класифікація інженерних споруд і заходів за характером їх взаємодії з русловим процесом.....	147
14.2	Класифікація руслових прогнозів	150
14.3	Класифікація прогнозованих елементів руслового процесу	152
	Запитання для самоперевірки.....	153
	Джерела та література	154

ЗАГАЛЬНІ ПОЛОЖЕННЯ

Дисципліна «Динаміка руслових потоків і руслові процеси» – є нормативною, циклу професійної та практичної підготовки магістрів спеціальності «Гідрологія», шифр 7.04010503.

Мета дисципліни – вивчення загальних закономірностей руслових потоків та руслових процесів при їх взаємодії та їх прогнозування.

Завдання вивчення дисципліни – вироблення у студентів розуміння умов формування руслових процесів у взаємодії з русловими потоками, освоєння методів їх розрахунку та прогнозу в природних умовах.

Дисципліна «Динаміка руслових потоків і руслові процеси» базується на таких дисциплінах як «Гідрометрія», «Фізична гідрологія», «Геофізична гідродинаміка» та «Вища математика».

Головною задачею дисципліни «Динаміка руслових потоків і руслові процеси» є вирішення складних проблем з урахуванням механізму потоку та руслових процесів при проектуванні і будівництві різних гідротехнічних споруд.

В результаті вивчення дисципліни магістри повинні **знати:**

- методи досліджень руслових процесів, їх теоретичний аналіз, методи природних вишукувань, фізичного та математичного моделювання;
- закономірності руху потоку по ґрунтовим руслам;
- гідравлічний опір по довжині природного русла;
- взаємодія русла та заплави;
- наноси та їх основні характеристики;
- транспортуюча спроможність потоку;
- руслові деформації та рівняння деформації;
- руслові процеси та їх типізація;
- типізація річкових заплав;
- принципи прогнозів руслового процесу.

На основі отриманих знань магістри повинні **вміти:**

- оцінювати руслові процеси, що відбуваються;
- дотримуватися принципів розміщення інженерних споруд на берегах та в руслах річок для їх ефективного використання;
- виконувати їх типізацію і схематичну класифікацію.

Компетенції:

- навички отримання, збереження, обробки, поширення професійної та науково-технічної інформації; (КІ.03);
- базові знання в галузі інформатики і сучасних інформаційних технологій; навички використання програмних засобів і навички роботи в комп'ютерних мережах, уміння створювати бази даних і використовувати інтернет-ресурси; (КЗН.03);
- розуміння впливу гідрологічних явищ на життя, суспільство, об'єкти сільськогосподарського виробництва і навколишнє середовище в цілому (КСП.03).

ВСТУП

У комплексі дисциплін, що є складовими частинами гідрології суші, динаміка руслових потоків і руслові процеси займають особливе місце, оскільки вони вивчають внутрішню структуру потоків, процеси формування і переміщення наносів, руслові процеси в їх природному стані і з урахуванням антропогенної дії. Основними завданнями цієї дисципліни є вдосконалення теорії руслових процесів, розробка методів їх розрахунку і прогнозу в природних умовах і при антропогенній дії, побудова полів швидкостей потоків, оцінка опорів їх руху в руслах різних форм перерізів, розробка теорії переміщення наносів і методів розрахунку їх витрат. Розробка цих питань дозволяє раціоналізувати складні і дорогі виміри гідравлічних параметрів потоків і витрат наносів, особливо в паводкові періоди.

Рішення цих завдань потрібне для наукового обґрунтування будівництва різних гідротехнічних споруд і водогосподарських об'єктів, особливо при реалізації великомасштабних проектів перетворення водних ресурсів, шляхом використання усіх *основних методів досліджень* – теоретичного аналізу, натурних досліджень (експедиційних спостережень, аерофотозйомки), фізичного (лабораторні дослідження) і математичного моделювання. Наукове обґрунтування в першу чергу потрібно для вибору оптимальних місць розміщення споруд, їх конструкцій і систем захисту від несприятливого впливу руслового процесу.

Динаміка руслових потоків і руслові процеси є складовою частиною гідрології суші і гідравліки. Ця наука використовує теорію і методи таких суміжних дисциплін, як гідромеханіка, геоморфологія, гідрологія, механіка ґрунтів, теорія надійності і стійкості, теоретична механіка та ін.

Слід зазначити, що вже декілька сторіч гідромеханіка, а стосовно води – гідравліка займаються дослідженнями законів руху рідини. У цих науках розкриті і обґрунтовані точні закономірності, на основі яких отримано рішення багатьох загальних і часткових завдань. Проте, якщо спробувати перенести ці закони на річки, то виявляється, що отримати для них такі точні рішення поки не вдалося. Це обумовлено тим, що усі закони гідромеханіки і гідравліки виведені за умов нерухомості граничних умов. Річки ж характеризуються постійною мінливістю граничних умов, що пов'язано із рухливістю русел і заплав. Зміни русел і заплав відбуваються за своїми специфічними законами та залежать від ряду природних чинників, під впливом яких створюються умови переміщення русел і заплав і ефект, який викликається цими переміщеннями. Ці чинники вивчаються в суміжних науках, таких як геоморфологія, гідрологія, механіка ґрунтів і інші.

Зміни морфологічної будови річкового русла, що відбуваються під дією текучої води, називають *русловим процесом* [1]. *Його рушійною силою є потік, суттю — перевідкладення наносів водним потоком у вигляді руслових форм.* Таким чином, русловий процес є формою транспорту наносів, що утворюються на усій площі водозбору річки. Вони поступають в річки по мережі припливів, струмковій мережі і при руйнуванні схилів долини [1].

Отже, можна стверджувати, що будь-яка ділянка річки отримує заданий йому природними умовами стік наносів, які потік повинен транспортувати вниз за течією.

Форми цього транспорту (різновиди морфологічних утворень в руслі і на заплаві річки) залежать від рельєфу, геології, водного і льодового режимів, стоку (завислих) наносів, режиму їх надходження, крупності наносів і т. д. У свою чергу, кількість надходження наносів, їх склад і крупність залежать від безлічі природних чинників: випадання атмосферних опадів, уклонів поверхні водозбору, ґрунтів і їх проникності, рослинності та ін. Виділяються наступні *чинники руслового процесу* – рідкий стік та стік наносів (*незалежні*); геологічна будова річкового русла, штучні споруди в руслі або на заплаві, господарська діяльність людей, базис ерозії, льодові явища і рослинність у руслі (*обмежуючі незалежні*). Русловий процес є складним *багатофакторним явищем*, яке вивчається на основі комплексного підходу [1].

При вирішенні завдань оцінки руслового процесу обов'язково слід розглядати спільно гідравлічний і морфологічний аспекти проблеми. Іншими словами, вирішення проблеми розрахунків і прогнозів руслового процесу вимагає створення гідравлічної теорії руслових форм. Робота в цьому напрямі ще не закінчена, є спроби створення теорії поведінки потоку на повороті русла (закруту), пасмового руху наносів, умов ділення потоку на рукави і інші.

Історія розвитку науки. Формування динаміки руслових потоків як самостійної дисципліни викликане запитами практики і судноплавства, яке інтенсивно почало розвиватися на внутрішніх водних шляхах у кінці ХІХ і початку ХХ ст. «Боротьба за глибини» між прибічниками виправлення і поглиблення річок привела до необхідності наукового обґрунтування цілого комплексу проблем з річкової гідравліки і руслових процесів. Особливо загострилися ці проблеми у зв'язку з реалізацією ряду невдалих проєктів виправлення річок. Основна їх ідея про необхідність використання енергії річок для розмиву гребенів лімітуючих перекатів є правильною, але недостатній рівень знання законів, що управляють рухом води і наносів в річках, і русловими процесами, не дозволив довести її до позитивних результатів. В той же час використання різних потужних днопоглиблювальних засобів (земснарядів, каменеприбиральних машин, землесосів і ін.) привело до переконливої перемоги прибічників днопоглиблення. «Боротьба за глибини» стала рішучим поштовхом до проведення глибоких наукових досліджень з метою створення теорії руслових процесів [1].

Між 1892 р. і 1904 р. були проведені ряд міжнародних судноплавних конгресів. У дискусіях щодо способів поліпшення судноплавних умов зароджувалися перші наукові уявлення про русловий процес – про форми прояву процесу, його рушійні сили, чинники, що впливають на розвиток процесу.

Інженер-шляховик В. М. Лохтін мав великий досвід у справі поліпшення судноплавних умов річок. У 1897 р. він опублікував першу велику наукову роботу «Про механізм річкового русла», в якій були закладені наукові основи теорії руслових процесів: деформації річкових русел і заплав є безпосереднім наслідком транспортування річкою наносів; морфологічні утворення в руслі і на заплаві – це форми, в яких здійснюється транспорт наносів, тобто їх перевідкладення в процесі переміщення їх потоком вниз за течією. Розглядаючи джерела надходження наносів, Лохтін приходить до висновку, що основну їх частину потік отримує зі свого водозбору. Кількість наносів, які надходять в потік для подальшого транспортування до водоприймача, за Лохтіним, залежать від скату місцевості (нахилу

поверхонь водозбору, які визначають швидкості стікання), ґрунтів (визначають склад і крупність наносів), що складають їх, і витрат води (водності). Отже, стік наносів є незалежним чинником руслового процесу [1].

В. М. Лохтін, розуміючи необхідність вивчення рушійних сил потоку, зробив спробу пояснити і сам механізм транспорту наносів: «Маючи у своєму падінні єдину силу для видалення засмічень (наносів), що постійно поступають в русло, і шукаючи в цій силі недолік в порівнянні з опором наносів, річка як би економить її, зосереджуючи велику її частину то тут, то там, де вона в даний момент найбільше потрібна. При високих рівнях уклон концентрується на плесах, щоб очистити їх від наносів, перейти на спаді води на переكاتи і приступити до зносу відкладень, які тимчасово були залишені тут високими водами за недоліком сил. Таким чином як ті, так і інші окремі ділянки русла, плеса і переكاتи є тут неминучими і необхідними знаряддями в загальній справі потягу наносів».

Першим, хто спробував дослідити швидкісну структуру річкових потоків, був сучасник Лохтіна, інженер-шляховик Н.С. Лесявський. Він працював над виправленням річок з метою «поліпшення судноплавних умов» і мав можливість спостерігати за кінематикою потоку на перекатах і плесах. Саме ним були отримані схеми течій, різко відмінні від існуючих уявлень про паралельно струминність потоків. Н. С. Лесявським були виділені два кінематичні фрагменти, що названі ним «вільною течією на плесах» і «течією, яка віялоподібно-розходитьсся, на перекатах», що спостерігається на ділянках їх верхового скату [1].

Також проникненням у будову потоків стали дослідження М.Є. Жуковського, які відносяться до початку ХХ ст. – це гіпотеза про існування в потоці вихорів, що котяться, еліптичної форми. У подальшому М.А. Веліканов розвинув її до гіпотези про явища макротурбулентності. Такі учені, як В.М. Гончаров, В.М. Маккавєєв, І.І. Леві і ін., розробили теоретичні основи гідродинамічного напряму динаміки руслових потоків і сформували їх в самостійну дисципліну. Роботи Н.С. Лесявського по вивченню вторинних течій в лабораторних умовах були в 30-і роки ХХ ст. продовжені А.І. Лосієвським [1].

Великі успіхи в області гідравліки відкритих потоків досягнуті М.М. Павловським і Б.О. Бахметьєвим, які створили методи розрахунку неусталеного руху. При цьому основним завданням ставилося не вивчення руслових форм, а питання гідравліки споруд і компонування гідровузлів ГЭС. С.А. Христіанович та І.В. Єгіазаров поширюють ці методики розрахунку на неусталені течії. Розвиваються методи лабораторного моделювання, теорії якого приділяється багато уваги, але й в цьому випадку йдеться про моделювання «переважно споруд» [1].

Великий успіх гідродинаміків в першій половині ХХ ст. дозволив сподіватися на можливість оцінки руслового процесу розрахунковим шляхом на основі застосування до нього законів гідродинаміки. З цієї причини переважна більшість досліджень в період до середини 50-х років зводилися до вивчення динаміки потоку, а положення Лохтіна виявилися значною мірою забутими. Досить вказати, що положення Лохтіна про скати поверхонь басейну замінювалося зовсім не рівноцінним поняттям подовжнього уклону річки, положення про наноси як чинник руслового процесу зводилося до гранулометрії ложа потоку. Тим самим зникла сама

суть руслового процесу – транспорт наносів і положення про стік наносів як незалежний чинник руслового процесу. Забуте положення Лохтіна про незалежність стоку наносів зіграло негативну роль, наприклад, при розробці методики лабораторного експерименту по відтворенню руслових деформацій. Якщо дотримуватися цього положення Лохтіна; то на модель слід завжди подавати воду в суміші з наносами, імітуючи тим самим їх надходження з водозбору. Замість цього тривалий час, в усякому разі до 1957 р., тобто до, III Всесоюзного гідрологічного з'їзду, моделювання проводилося з поданням в лотки чистої води і форм, подібних до натурних, не виходило. На III Всесоюзному гідрологічному з'їзді мала місце дискусія з цього приводу, у результаті якої було відновлено положення Лохтіна про стік наносів як незалежний чинник руслового процесу, і у наш час лабораторний експеримент проводиться при обов'язковому поданні на модель суміші води, і наносів і таким шляхом відтворюються форми русла, подібні до річкового [1].

М.А. Велікановим [2] висловлена думка про те, що принципи гідравліки і гідромеханіки необхідно ускладнювати обліком наносів, деформацій русла і двохфазністю рідини. Проте розрахунки деформацій ґрунтуються тільки на обліку балансу наносів, а формам транспорту наносів приділяється мало уваги. В результаті виявляється можливим оцінити, чи будуть та цій ділянці переважати розмив або відкладення наносів, але питання про те, в якій формі спостерігатимуться ці явища, залишається відкритим, а отже, і рішення носять суто якісний характер.

У першій половині XX ст. з'являється ряд досліджень руху потоку в річковому закруті (на повороті русла), робляться спроби теоретичного пояснення виникнення тут поперечних циркуляцій. Необхідність обліку наносів змушує досліджувати рух окремої частки наносів. В.М. Гончаров детально розглядає стійкість донної частки в турбулентному потоці, швидкість її випадання в спокійній воді (гідравлічну крупність). Вивчаються втрати енергії в потоці, спричинені зернистою шорсткістю і пасмовим рухом наносів. К.В. Гришанін встановлює зв'язок кроків пасм з кроком вихрової доріжки [1].

У 1931 р. В.М. Маккавєєвим створюється дифузійна теорія руху наносів. У 1944 р. М.А. Велікановим розробляється гравітаційна теорія їх руху. У цих теоріях транспорт наносів оцінюється без урахування його структурності, що надає результатам розрахунку «якісний» характер. Причина цього в неправильній постановці досліджень, оскільки деформації визначаються не рухом окремих часток, а переміщенням певних структурних утворень, які відбувається за своїми законами і під впливом своїх визначальних чинників [1].

Спроби встановлення зв'язків руслового процесу з незалежними чинниками робилися неодноразово. Першим, хто виконав їх, був В.Г. Глушков, який ще в 1924 р. встановив зв'язок відношення ширини і глибини русла із складом ґрунтів. Подальший розвиток подібні дослідження отримали в роботах С.І. Рибкіна, М.А. Веліканова, С.Т. Алтуніна і багатьох інших. У них робилася спроба встановлення залежностей морфометричних характеристик русла (ширини і глибини) від витрат води і уклонів. В залежностях Веліканова, які мають найбільш узагальнений вигляд, враховується також і крупність донних відкладень. Веліканов назвав такі залежності гідроморфологічними. Подальшим кроком в розробці

гідроморфологічних залежностей були дослідження В.В. Ромашина і В.І. Антроповського, яким вдалося показати можливість створення цих залежностей відповідно типу руслового процесу, тобто з обліком типових схем деформацій русел і заплав річок [1].

У період 1960 – 1980 р.р. працями вчених СРСР (М.А. Веліканова, В.М. Гончарова, В.М. Маккавєєва, І.І. Леві, Д.І. Гринвальда та ін.), і зарубіжних учених (Г. Ейнштейн та ін.) на основі досліджень турбулентності руслових потоків закладені основи гідродинамічної теорії руслових процесів. Проте обмежені можливості чисто гідравлічного підходу викликали необхідність створення гідроморфологічної теорії руслових процесів, розвиток якої обумовлений в першу чергу досягненнями вчених СРСР (М.Є. Кондратьєва, І.В. Попова, М.І. Маккавєєва, Н.А. Ржаницина, Р.С. Чалова та ін.) і зарубіжних, в основному американських, учених (Л.Б. Леопольда і М.Ж. Вольмана) [1].

Таким чином, сформувалися два аспекти теорії руслових процесів – гідродинамічний і гідроморфологічний, які мають свої сфери застосування і істотно доповнюють один одного. Їх подальший розвиток спрямований на створення єдиної теорії руслових процесів, що включає досягнення як гідродинамічного, так і гідроморфологічного аспектів, зокрема за допомогою переходу до розробки гідравлічної теорії різних морфологічних утворень.

Одночасно з теорією руслових процесів здійснюється розробка її найбільш складної складової – теорії заплав. У початковий період увага учених в основному була зосереджена на трьох її аспектах: походженні, класифікації і будові заплав. Основні досягнення в цьому напрямі пов'язані з іменами відомих учених В.В. Докучаєва, В.Р. Вільямса, Р.А. Єленевського, С.Н. Нікітіна та ін. Але тільки розробка теорії руслових процесів дозволила науково обґрунтувати приведені вище аспекти теорії заплав. У цьому напрямі слід зазначити дослідження Є.В. Шанцера, М.І. Маккавєєва, І.В. Попова, Р.С. Чалова та ін. [1].

У останній період на основі комплексного підходу до проблеми заплав (в основному працями М.Є. Кондратьєва, Г.В. Желєзнякова і М.Б. Баришнікова) була теоретично обґрунтована концепція, що об'єднує в собі як морфологію, так і гідравліку заплав.

Інтенсивний розвиток гідротехнічного будівництва викликав необхідність обліку дії різних споруд на руслові процеси. Розробці цих проблем присвячені дослідження останнього періоду, що дозволили розробити методи розрахунку руслових деформацій при зведенні гідротехнічних споруд різних типів.

Таким чином, наука «динаміка руслових потоків і руслові процеси» вивчає природні явища і закономірності: рухи потоків по руслах, складених ґрунтами, які розмиваються. Саме це визначає складність проблеми і неоднозначність її рішення [1].

Загальні закономірності руслового процесу. Змінність твердих граничних поверхонь потоку під механічною дією текучої рідини, становлять специфіку об'єктів динаміки руслових потоків і обумовлюють особливий підхід до їх вивчення. Потік і рухливе русло не можуть вивчатися окремо, на них необхідно дивитися, як на дві частини єдиної фізичної системи. Взаємодія цих частин здійснюється за принципом зворотного зв'язку: потік↔русло [3].

1) *Взаємодія потоку і русла*. Цю особливість вперше відмітили Н.С. Лежєвський і М.А. Веліканов [4]. Потік деформує русло, деформації русла змінюють поля швидкостей і тиску в потоці. На вході в систему діють зовнішні чинники: рідинний стік, що коливається, стік позаруслових наносів, що коливається, діяльність людини. На виході ми маємо реакцію системи: коливання рівня, виділення тепла, деформації русла.

У сучасну кліматичну епоху, в останні декілька тисяч років, коливання стоку мають характер стаціонарного випадкового процесу – статистичні характеристики коливань залишаються незмінними. Такий же характер у більшості річок, особливо великих, мають у наш час і зміни русел. Стадія інтенсивного ерозійного урізування вже пройшла і вони знаходяться, за виразом М.І. Маккавєєва (1955), у стадії «нормальної» ерозії. У річок в стадії нормальної ерозії зони розмиву і відкладення наносів в даний момент часу чергуються по довжині русла. В даному поперечному перерізі розмиви і намливи дна циклічно змінюють один одного в часі. Кожні сто років така річка пропускає не лише один і той же об'єм води, але і один і той же об'єм наносів і, якщо людина не втрутилася в це життя, вона впродовж ряду століть зберігає незмінними свій середній уклон і середні розміри русла. Річки у стадії нормальної ерозії статистично стабільні. За вирахуванням випадкових флуктуацій вони знаходяться в стані динамічної рівноваги [1].

Для забезпечення собі статистично стабільного стану річці потрібно мати русло, здатне пропускати рідинний і твердий стік. Для пропуску твердого стоку вимагається, щоб швидкості течії були не нижче певної величини, що дозволяє підтримувати позаруслові наноси в завислому стані. Через рухливість дна швидкості течії не повинні бути більші від певного крайнього значення – тієї швидкості, перевищення якої зумовить масове зависання донного матеріалу і винесення його в море. Таким чином твердий стік з поверхні басейну і рухливість дна обмежують швидкості течії в річці [3]:

$$U_1 < U < U_2, \quad (1)$$

де U – швидкість течії, U_1 – гранична швидкість, яка залежить від крупності часток, що змиваються з поверхні басейну, U_2 – гранична швидкість, яка залежить від крупності часток, що складають дно. Для річок, у які з поверхні басейну змиваються мулкі і глинисті частки і які мають піщане дно, значення граничних швидкостей приблизно будуть: $U_1 = 0,2 \div 0,7$ м/с, $U_2 = 2,0 \div 2,5$ м/с.

2) *Обмеженість можливих природних комплексів*. Цю особливість вперше відзначив М.А. Веліканов [4]. Умовою (1) визначається зв'язок між розмірами поперечних перерізів річки і її рідинним стоком. Витримувати цю умову річці допомагають закони збереження рідкої і твердої компонент та існування прямого зв'язку між витратою наносів і швидкістю течії. Якщо уздовж якої-небудь ділянки русла відбувається зростання швидкостей і дно розмивається, то викликане розмивом збільшення площ живих перерізів стримує процес – веде до зменшення швидкості і згасання розмиву. При зменшенні швидкостей вниз по потоку і відкладенні наносів стримуючим чинником служить скорочення площ живих перерізів [3].

Проте мати певний діапазон абсолютних значень швидкостей для статистичної стабільності русла недостатньо. Із рівняння збереження наносів і закону прямого зв'язку між витратою наносів і швидкістю течії випливає, щоб швидкість течії уздовж річки не змінювалася монотонно. Монотонна зміна (зростання або падіння) швидкості по усій довжині річки означала б монотонну зміну витрати наносів і, як його наслідок, монотонну зміну в часі поперечних перерізів русла, тобто порушення його статистичної стабільності. Швидкості течії на пригирловій ділянці річки мають бути приблизно такими ж, як у витокі – це означає, що на своєму шляху до моря річковий потік має дисипувати (від лат. *dissipatio* – розсіяння) усю потенційну енергію, яка йому надана, тобто, щоб втрати енергії на тертя дорівнювали початковому запасу енергії Z [3]:

$$Z = \int_0^L I_f \cdot dl \quad (2)$$

де L – довжина річки; I_f – місцевий градієнт втрат.

Річка має забезпечити спільне виконання умов (1) і (2). Оскільки абсолютна температура вод в річці практично постійна (відхиляється від середнього значення $T_{\text{сер}} \approx 285\text{K}$ не більше ніж на $\pm 4\%$), то рівність (2) з термодинамічної точки зору є вимогою збереження потоком постійного рівня ентропії. Ентропія, утворена в одиниці маси води на шляху L

$$\eta = \frac{g}{T_{\text{сер}}} \int_0^L I_f \cdot dl = \frac{g}{T_{\text{сер}}} Z, \quad (3)$$

має бути уся виділена у навколишнє середовище [3].

Якщо зняти спрощуючі умови безприточності і незмінного складу ґрунту, завдання річки виявиться складнішим, але істотно не зміниться. В усіх випадках, для того, щоб залишатися статистично стабільною, річка повинна уміти погасити свою потенційну енергію (зберігати постійний рівень ентропії), не виходячи при цьому за межі певного діапазону малих за абсолютною величиною швидкостей течії.

Швидкість утворення ентропії одиницею маси води складає [3]:

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{g}{T_{\text{сер}}} I_f U. \quad (4)$$

Звідси видно, що умова малості швидкостей течії при заданому уклоні вільної поверхні дорівнює умові малої швидкості утворення ентропії. Цей результат узгоджується з постулатом Веліканова [2] про мінімальну швидкість дисипації енергії і з постулатом Л. Леопольда і В. Лангбейна [5] про мінімальну швидкість породження ентропії в русловому потоці. Нерівність (1) є обмеження, накладене на цей мінімум законами транспорту наносів.

3) *Дискретність руслового процесу* (М.Є. Кондратьєв) [4]. Гідравлічний опір рівного дна, складеного з дрібних уламкових часток, дуже малий. Щоб збільшити опір дна, річки розвивають на ньому вторинну систему шорсткості – донні хвилі, що мають асиметричний профіль і обтікаються потоком з відривом струменів. Таким

чином, річка з піщаним дном збільшує опір русла в 3-5 разів. Проте цього виявляється замало і річки створюють додаткові, великомасштабні засоби гасіння енергії. Такими засобами служать: збільшення довжини русла, ділення його на рукави і утворення великих перешкод руху води в самому руслі. Збільшення довжини русла досягається наданням йому звивистої форми. У басейнах з крутими схилами і глибоким врізанням русел звивистий вигляд мають долини річок. У сильно виположених рівнинних басейнах річки звиваються в межах своїх широких заплав – меандрують. Поділяючись, річка розвиває мережу заплавних рукавів, які активно працюють при підвищеному стоці. Великі перешкоди руху води формуються річкою у середині русла у формі шахового ланцюжка боковиків або у формі островів і осередків [3].

М.Є. Кондратьєв [3, 6] показав, що рух руслових наносів (донних) відбувається, головним чином, у вигляді дискретних форм (піщаних пасм, перекатів, кіс, пляжів, осередків), що переміщуються у руслі вниз за течією. Різним видам русел відповідає різна інтенсивність транспорту руслових наносів. За І. В. Поповим [3, 7], найбільші питомі витрати донних наносів спостерігаються на ділянках річок з русловою багаторукавністю і з боковиковим рельєфом дна, найменші – у меандруючих річок. В. В. Ромашин [3] і В. І. Антроповский [3, 8] показали, що в такому ж напрямі убувають швидкості течії. Ріка, таким чином, тече з найменшою швидкістю, достатньою для транспорту наносів.

Оскільки рух усіх відкритих потоків з рухливим дном описується однією і тією ж системою рівнянь, то *відмінності в поперечних розмірах і формі русел обумовлюються тільки відмінностями граничних умов*. В процесах формування ділянки русла основними граничними умовами служать: рідинний і твердий стік у вхідному перерізі, ґрунт дна і ширина долини. Рідинний і твердий стік разом з ґрунтом дна визначають поперечні розміри русла. Спираючись на великий фактичний матеріал, Б. Ф. Сніщенко показав, що морфологія русла (вид використовуваних річкою великомасштабних засобів гасіння енергії) визначається відношенням B_n/B – ширини заплави (затоплюваної частини долини) до ширини русла. Послідовності видів русел (меандруючих, із заплавною багаторукавністю, боковикових, з русловою багаторукавністю) відповідає монотонне убування відношення B_n/B , монотонне зменшення звивистості русла і монотонне зростання внутрішньоруслових опорів [3].

4) *Відставання розвитку руслових форм від змін водного середовища* [3]. Зберігати досягнутий стан рівноваги річки повинні в умовах змінного стоку. Пов'язані з цим труднощі вони долають шляхом регулювання шорсткості дна і циклічного (сезонного) перевідкладення руслових наносів. М.І. Маккавєєв [9] показав, що фази водного режиму змінюються швидко, а зміна руслових форм відбувається повільніше – через деякий час.

При зростанні, під час паводку, витрат води і швидкостей течії донні хвилі перебудовуються. Відбувається сильне збільшення їх довжин, а потім пониження висоти, внаслідок чого опір русла зменшується. При дуже великих паводкових витратах донні хвилі можуть бути місцями змиті і опір дна стає мінімальним.

З початком спаду рівнів і зменшенням витрат води хвилястий рельєф дна швидко відновлюється, забезпечуючи зростання руслового опору. Потік в ході

паводку змінює опір рухливого дна убік, зворотний зміні швидкості, домагаючись, в результаті, малої мінливості уклону вільної поверхні. Здатність руслового потоку *керувати шорсткістю свого дна* виділяє його з усіх течій, відомих в Природі і техніці.

З великими паводковими витратами руслових наносів річка справляється, акумулюючи наноси на перекатах. З переходом до межені шар наносів, що відклався, починає поступово спрацьовуватися потоком. Цей цикл переформовувань, який щорічно повторюється, складає важливу ланку в забезпеченні статистичної стабільності русла, але утрудняє підтримку судноплавних глибин.

За висловом К.В. Гришаніна [3]: «Така поведінка річок є складним багатостороннім природним процесом, організованість якого не має аналогів в неживій Природі. *Річковий потік і його русло представляють, можливо, найбільш досконалу з самоврядних систем неорганічного світу*».

1 ГІДРОМЕХАНІЧНИЙ АНАЛІЗ ТУРБУЛЕНТНОГО РУСЛОВОГО ПОТОКУ

1.1. Режими руху рідини у річках і каналах. Розрахунок параметрів потоків ламінарного режиму

Розрізняють два режими руху рідини: ламінарний і турбулентний, виділяючи між ними перехідну область. У відкритих потоках – річках і каналах – звичайно спостерігається турбулентний режим руху води, але в меженний період можливий рух і в перехідній області. Так, при значному зниженні рівнів річка розбивається перекатами на ряд б'єфів, рух води в яких відбувається з дуже малими швидкостями, які відповідають перехідній області. Близькі до цього режими спостерігаються при інтенсивному заростанні русла річки рослинністю і в зимову межень на річках, що протікають в зоні із суворими кліматичними умовами, в періоди, передуючі їх промерзанню. Ламінарний режим найбільш характерний для руху підземних вод, хоча він спостерігається і на малих вотоках (струмках) в маловодий період [1].

У річках і каналах рух води відбувається під дією сили тяжіння (G), яку можна розкласти на нормальну до дна (P_n) і дотичну (P_0) складові. Саме за рахунок дотичної сили, яка називається діючою, і здійснюється рух води у відкритих руслах. Як видно на рис. 1.1, діюча сила (на одиницю площі), яка називається дотичною напругою, рівна

$$\tau_0 = GI = \rho g H I. \quad (1.1)$$

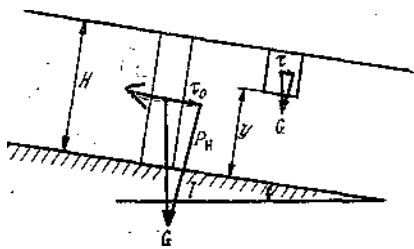


Рис. 1.1 – Схематичне зображення діючих дотичних напружень [1]

Виділимо частину одиничного об'єму ($H - y$), для якого ця діюча сила дорівнює [1]

$$\tau_d = \rho g (H - y) I, \quad (1.2)$$

де I – уклон дна, при рівномірному русі дорівнює уклону вільної поверхні потоку.

При ламінарному режимі діюча сила урівноважується силою в'язкості на основі закону Ньютона [1]:

$$\tau_c = \mu \frac{du}{dy}, \quad (1.3)$$

де μ – динамічна в'язкість; u – місцева поздовжня швидкість.

Прирівняємо діючі сили і сили опору та отримаємо рівняння руху ламінарного потоку [1]

$$\rho g(H - y)I = \mu \frac{du}{dy} \quad (1.4)$$

Розділимо на ρ та виконаємо інтегрування:

$$g(H - y)I = \nu \frac{du}{dy}; \quad \int_{u_0}^u du = \int_0^y \frac{gI}{\nu} (H - y) dy, \quad u - u_0 = \frac{gI}{\nu} \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right) \quad (1.5)$$

де u_0 – швидкість біля дна, u – швидкість у точці, y – глибина.

Оскільки при ламінарному русі переважним опором є сила в'язкості, то швидкість біля дна буде $u_0 = 0$, і отримаємо рівняння руху ламінарного потоку:

$$u = \frac{gI}{\nu} \left(Hy - \frac{y^2}{2} \right). \quad (1.6)$$

Графічно рівняння (1.6) має вигляд параболи з максимальною швидкістю потоку на поверхні та з мінімальною – біля дна.

Максимальна швидкість потоку (u'_0) спостерігається на поверхні, тобто при $y=H$ [1]:

$$u'_0 = \frac{\rho g H^2 I}{2\mu} \quad (1.7)$$

Середня швидкість дорівнює [1]:

$$v = \frac{1}{H} \int_0^H u dy = \frac{\rho g H^2 I}{3\mu} = \frac{2}{3} u'_0 \quad (1.8)$$

Загалом, можна відмітити, що швидкість всіх частинок потоку має один постійний напрям та не залежить від часу, також швидкість біля стінок і дна завжди дорівнює нулю та при віддаленні від них – швидкість зростає.

Таким чином, розрахунок параметрів потоків ламінарного режиму здійснюється досить просто. Проте потоки такого режиму зустрічаються в природних умовах відносно рідко. Складнішим і таким, що часто зустрічається в річках і каналах, є турбулентний режим руху рідини, опису якого присвячені наступні розділи.

1.2. Система рівнянь гідромеханіки для опису руху турбулентного руслового потоку. Плоский потік

З курсу гідромеханіки відомо, що для опису осередненого поля швидкостей турбулентного усталеного руслового потоку О. Рейнольдсом отримана система з чотирьох рівнянь з десятима невідомими, яка в декартовій системі координат має вигляд [1]:

$$\rho \left[\frac{\partial}{\partial x} (\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w}) \right] = \rho \bar{X} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial x} - \rho \bar{u}'^2 \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial y} - \rho \bar{u}'\bar{v}' \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} - \rho \bar{u}'\bar{w}' \right); \quad (1.9)$$

$$\rho \left[\frac{\partial}{\partial x} (\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{v}\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{v}\bar{w}) \right] = \rho \bar{Y} - \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial x} - \rho \bar{v}'\bar{u}' \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial y} - \rho \bar{v}'^2 \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} - \rho \bar{v}'\bar{w}' \right); \quad (1.10)$$

$$\rho \left[\frac{\partial}{\partial x} (\bar{w}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{w}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w}\bar{w}) \right] = \rho \bar{Z} - \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial w}{\partial x} - \rho \bar{w}'\bar{u}' \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial w}{\partial y} - \rho \bar{w}'\bar{v}' \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial w}{\partial z} - \rho \bar{w}'^2 \right); \quad (1.11)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.12)$$

де $\bar{u}$, $\bar{v}$ і $\bar{w}$ – проекції осередненої місцевої швидкості на відповідні осі координат (x , y , z); u' , v' , w' – проекції відповідних пульсаційних добавок на осі координат; $\bar{X}$, $\bar{Y}$, $\bar{Z}$, P – проекції масових сил і сил тиску на осі координат, віднесені до одиниці маси; ρ – густина рідини.

Рівняння (1.9) – (1.11) називаються рівняннями руху, а (1.12) – рівнянням нерозривності.

Система рівнянь Рейнольдса – незамкнута – в ній чотири рівняння, в яких десять невідомих. Тому одне з основних завдань теорії турбулентності є замикання цієї системи рівнянь і хоч би її наближене розв'язання.

Системи рівнянь, отримані Ж. В. Буссінеском і В. М. Маккавєєвим, також незамкнуті і не дають можливості отримати однозначний розв'язок задачі про розподіл швидкостей по перерізу потоку.

Одним з шляхів вирішення системи рівнянь (1.9) – (1.12) є її спрощення, ґрунтоване на аналізі особливостей річкових потоків. Ці особливості, як зазначає К.В. Гришанін [5], полягають в наступному:

1. Глибини природних потоків малі в порівнянні з їх горизонтальними розмірами. Внаслідок цього прискорення в осередненому русі рідини уздовж осі ординат малі в порівнянні з прискореннями уздовж інших осей.

2. Ці ж співвідношення розмірів потоків призводять до того, що дотична напруга в рідині змінюється по осі ординат більше, ніж по інших осях. Винятком є потоки поблизу від крутих берегів і там, де течії відриваються від берегів, утворюючи водовертні області.

3. На рівнинних річках, особливо в меженні періоди, швидкості течії малі. Отже, турбулентний тиск, обумовлений пульсаціями швидкостей, малий в

порівнянні з осередненим гідродинамічним тиском.

При цих спрощеннях система рівнянь (1.9) – (1.12) набирає наступного вигляду (вісь ординат – z , а апліката y спрямована вліво по відношенню до осі x) [1]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial u}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial u}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{gI}{\rho \alpha} - \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial z} \quad (1.13)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial v}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial v}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (1.14)$$

$$0 = -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} \quad (1.15)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0. \quad (1.16)$$

Після нескладних перетворень, беручи позовжній і поперечний уклони вільної поверхні рівними $I_x = I_0 - \frac{\partial z}{\partial x}$; $I_y = \frac{\partial z}{\partial y}$, отримуємо рівняння руху в такому вигляді [1]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial u}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial u}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{gI}{\rho \alpha} - \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial z} \quad x \quad (1.17)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial u}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial u}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{gI}{\rho \alpha} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \quad y \quad (1.18)$$

Тут z' – відмітка вільної поверхні.

Ця система рівнянь застосовується для розв'язання більшості завдань, які виникають при русі природних потоків, де співвідношення між їх глибинами і шириною малі і не спостерігається відривних течій. Проте розв'язання цієї системи рівнянь неможливе, оскільки вона теж незамкнута – в трьох рівняннях шість невідомих $\bar{u}, \bar{v}, \bar{\omega}, \bar{\omega}, \bar{v}, \bar{u}, z'$. Тому іншим шляхом рішення системи рівнянь (1.9) – (1.12) стало подальше спрощення завдання, яке виражалося в переході від розгляду природних тривимірних потоків, до так званих плоских потоків [1].

Плоским вважається потік при рівномірній течії в призматичному руслі прямокутного перерізу дуже великої ширини, в якому впливом бічних стінок можна нехтувати (тобто пристінні області не розглядаються). Таким чином, реальний русловий потік, в якому подовжня швидкість (і інші його характеристики) є функцією координат і часу, тобто $u = f(x, y, z, t)$, пропонується замінити схематизованим потоком, в якому значення u залежить тільки від ординати, тобто $u = f(y)$. Розв'язання навіть такого одновимірного завдання потребує знання закономірностей формування і структури турбулентного потоку [1].

Складність теоретичного аналізу спричинила інтенсивний розвиток експериментального вивчення як схематизованих лабораторних потоків, так і натурних. Метою цих досліджень було виявлення кінематичної структури потоку і закономірностей розподілу швидкостей в ньому.

1.3. Кінематична структура турбулентного руслового потоку. Опис його характеристик

1.3.1. Експериментальні дослідження. Характеристики турбулентних руслових потоків

Найповніший огляд експериментальних досліджень турбулентних потоків приведений в роботах Д. І. Грінвальда і В. І. Нікори «Речная турбулентность» [10] та І. К. Нікітіна «Турбулентный русловой поток и процессы в природной области». Слід зазначити, що до теперішнього часу відсутня єдина стандартна методика проведення цих важливих експериментів, що дуже часто призводить до виникнення діаметрально протилежних гіпотез, що трактують однакові явища.

Д.І. Грінвальд [10] за допомогою мікромлинка виміряв відносну поздовжню пульсаційну швидкість $\sqrt{u'_{\text{л}}}$ у живому перерізі р. Турунчук. На рис. 1.2 показані ізолінії поздовжньої пульсаційної швидкості. На рисунку видно збільшення відносної інтенсивності пульсацій у напрямі від вільної поверхні до дна і до берегів. В зоні максимума осереднених поздовжніх (біля стрижня потоку) середні квадратичні значення пульсаційних швидкостей складають 6-7% від середньої швидкості, а біля дна збільшуються до 15-20%.

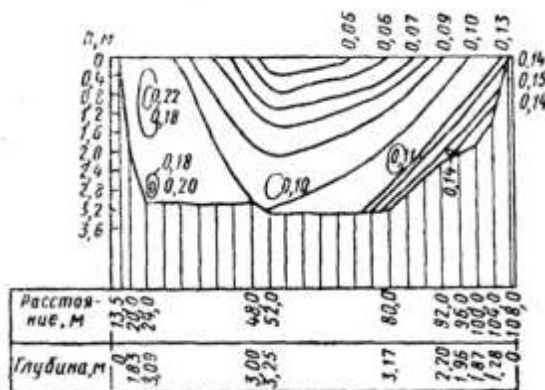


Рис. 1.2 – ізолінії відносної поздовжньої пульсаційної швидкості $\sqrt{u'_{\text{л}}}$ у живому перерізі р. Турунчук за вимірюваннями Д.І. Грінвальда [10]

Як показують експериментальні дані, швидкості і інші характеристики потоку безперервно змінюються в часі біля їх середнього значення (рис. 1.3). Такий характер їх зміни є аперіодичним і називається пульсаційним.

Це дозволяє ряду дослідників вважати його випадковим, що дає можливість застосовувати до турбулентних потоків апарат математичної статистики і теорії вірогідності. Так, М. Д. Мільйонщиків підкреслює, що при великих числах Рейнольдса «знову виникає статистично впорядкований режим течії, який ми і називаємо турбулентним».

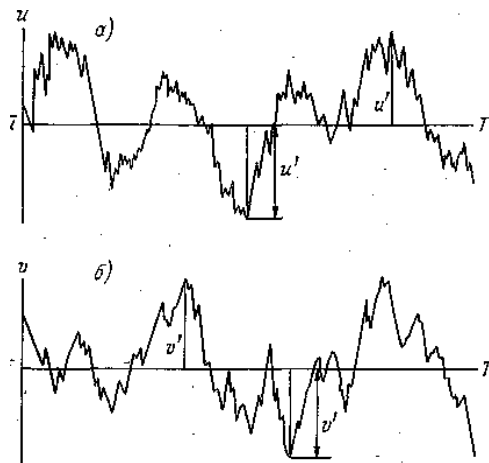


Рис. 1.3 – Пульсаційний характер зміни швидкостей потоку [1]:

а) поздовжніх;

б) вертикальних.

На рис. 1.3 показана зміна поздовжньої (u) і вертикальної (v) складових швидкості в конкретній точці потоку, виміряних малоінерційним датчиком. Миттєві значення поздовжньої і вертикальної швидкості можна представити у вигляді суми їх усереднених значень ($\bar{u}$ $\bar{v}$) і пульсаційних добавок (u' і v') [1]:

$$u = \bar{u} + u', v = \bar{v} + v'. \quad (1.19)$$

Визначення усереднених значень швидкостей проводиться за виразами:

$$\bar{u} = \frac{\int_0^T u dt}{T}, \bar{v} = \frac{\int_0^T v dt}{T}. \quad (1.20)$$

Тут T – час реалізації експерименту. Для плоского потоку $\bar{v} = 0$.

1.3.2. Властивості турбулентного руху і рівняння Рейнольдса

Розвинений турбулентний рух, який ми спостерігаємо в річках і каналах, є рух в'язкої рідини з такими властивостями [3]:

- 1) швидкості усіх рідких часток мають тривимірну випадкову складову;
- 2) якщо граничні умови руху не змінюються, усі статистичні характеристики його стаціонарні;

3) кожна рідка частинка одночасно бере участь в рухах різних масштабів;

4) масштаби рухів (лінійні, тимчасові і т. д.) утворюють щільні послідовності.

Це визначення вимагає деяких пояснень. Хаотичний характер переміщення рідких часток є особливістю турбулентних течій. Безладний рух часток призводить до перемішування рідини і створює явище пульсації швидкості і тиску у фіксованих точках простору. Якщо граничні умови течії (наприклад, витрата води у вхідному перерізі відкритого потоку або стан поверхні його дна) не міняються з часом, то коливання швидкості і тиску в кожній точці здійснюються біля стійких середніх значень. Такі ж стійкі і інші статистичні характеристики коливань, такі, наприклад, як моменти кореляції між пульсаціями в двох фіксованих точках простору або в цій

точці через фіксований інтервал часу. Якщо граничні умови міняються з часом, то еволюціонують і усі статистичні характеристики течії [3].

Перші дві з вказаних властивостей турбулентності споріднюють картину турбулентного руху з картиною «молекулярного хаосу», що вивчається в кінетичній теорії газів. Властивість багатомасштабності, про яку говориться в двох останніх пунктах визначення, має специфічний характер. Лінійні масштаби турбулентних рухів міняються в широкому діапазоні – від масштабів характерного поперечного розміру самого потоку до дуже малих масштабів, характерних для явищ переходу механічної енергії в тепло. У широкому діапазоні змінюються тимчасові масштаби рухів (тобто періоди коливань), а значить і масштаби швидкостей. Коли ми називаємо послідовність масштабів щільною, *це* означає, що за наявності рухів з масштабами l_1 і $l_2 > l_1$ в цій, повністю розвиненій турбулентній течії можливі також рухи з будь-яким масштабом з інтервалу $l_1 < l < l_2$ [4].

Турбулентні течії в річках і каналах, а також в трубах і в примежовому шарі обтічних рідиною тіл *неоднорідні і анізотропні*, їх характеристики змінюються від точки до точки і в кожній точці залежать від напрямку. Проте, А. М. Колмогоров [3] показав, що при дрібномасштабних турбулентних рухах і при дуже великих числах Рейнольдса вони виявляються однорідними, ізотропними і статистично стаціонарними незалежно від того, який характер великомасштабних рухів.

Дрібномасштабна турбулентність цього виду дістала назву локально-ізотропною. Теорія Колмогорова дозволила отримати ряд важливих результатів відносно властивостей дрібномасштабної турбулентності і добре відповідає дослідним даним.

Випадковий характер турбулентних пульсацій зумовлює статистичний підхід до їх вивчення. Згідно з уявленнями теорії випадкових функцій, зміна миттєвих полів швидкості і тиску турбулентної рідини, що рухається, є випадковий процес, для статистичного опису якого потрібне дослідження сукупності його реалізацій, тобто полів швидкості і тиску ряду течій з одними і тими ж початковими і граничними умовами. Тому, у випадку стаціонарних випадкових процесів, дослідження сукупності реалізацій замінюють дослідженням однієї досить довгої реалізації. Якщо результати статистичного дослідження однієї досить довгої реалізації співпадають з результатами статистичного дослідження великої сукупності реалізацій, говорять, що цей випадковий процес має *ергодичну властивість*. Існування ергодичної властивості у турбулентних течій є загальноприйнятою гіпотезою. Ергодична гіпотеза дозволяє використати для дослідження турбулентних течій тимчасове, просторове і змішане (просторово-часове) усереднювання. Операція тимчасового усереднювання випадкової функції координат простору і часу виражається формулою [3]:

$$\bar{\phi}(x_1, x_2, x_3, t) = \frac{1}{T_0} \int_{t-\frac{T_0}{2}}^{t+\frac{T_0}{2}} \phi(x_1, x_2, x_3, t + \tau) d\tau \quad (1.21)$$

Величина T_0 називається періодом усереднювання. Період T_0 повинен бути великий в порівнянні з найбільшим періодом випадкових коливань функції ϕ і малий в порівнянні з найменшим періодом можливих невинескових змін цієї функції.

При виконанні операцій усереднювання (статистичного по сукупності реалізацій і просторово-часового) керуються наступними правилами, сформульованими О. Рейнольдсом. У формулах, що наводяться нижче, ϕ і ψ – випадкові функції, риска згори означає символ усереднювання [3]:

1) Усереднене значення суми кількох випадкових величин дорівнює сумі усереднених значень кількох випадкових величин:

$$\overline{\phi + \psi} = \bar{\phi} + \bar{\psi}$$

2) Усереднене значення похідної випадкової величини дорівнює похідній усередненого значення випадкової величини:

$$\frac{\partial \bar{\phi}}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} \bar{\phi} \quad \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \bar{\phi}$$

3) Подвійне усереднення не має значення:

$$\overline{\bar{\phi}} = \bar{\phi} \quad \overline{\bar{\psi}} = \bar{\psi} \quad \overline{\bar{\phi}\psi} = \bar{\phi}\bar{\psi} \quad (\text{при } \psi = 1);$$

4) Усереднене значення пульсації швидкості дорівнює нулю:

$$\bar{\phi'} = 0; \text{ оскільки } \phi - \bar{\phi} = \phi' \text{ та враховуючи правило } \bar{\phi'} = \overline{\phi - \bar{\phi}} = 0;$$

5) Усереднене значення добутку двох величин, одна з яких a – постійна, буде:

$$\overline{a\phi} = a\bar{\phi}$$

6) Усереднене значення добутку двох випадкових величин буде:

$$\overline{\phi\psi} = (\bar{\phi} + \phi')(\bar{\psi} + \psi') = \bar{\phi}\bar{\psi} + \overline{\phi'\psi'}$$

де $\overline{\phi'\psi'}$ – точковий момент кореляції. Коефіцієнт кореляції буде:

$$r_{\phi\psi} = \overline{\phi'\psi'} / \sigma_{\phi} \cdot \sigma_{\psi},$$

де σ_{ϕ} ; σ_{ψ} – середньоквадратичне відхилення, якщо $\sigma_{\phi} = \sigma_{\psi}$, то σ^2 – дисперсія.

Якщо $\phi' = \psi'$, то $\phi'^2 = \psi'^2$ де ϕ'^2 – дисперсія.

$\sigma_u = \sqrt{u'^2} K = \sigma_u / u = \sqrt{u'^2 / u^2} K$ – коефіцієнт інтенсивності турбулентності або постійна Кармана, вона відображає стан потоку, $K = 0,36$.

Початкова ідея Рейнольдса [5] полягала в розкладанні миттєвої швидкості рідини і миттєвого тиску на усереднену і пульсаційну доданки:

$$v_i = \bar{v}_i + v'_i; \quad p = \bar{p} + p'. \quad (1.22)$$

Перенесемо представлені у такому вигляді швидкості і тиск в рівняння Нав'є-Стокса і рівняння нерозривності і зробимо над усіма членами цих рівнянь операцію усереднювання. В результаті, отримаємо рівняння усередненого турбулентного руху, відомі під назвою рівнянь Рейнольдса.

Виконаємо усереднювання нелінійних членів рівнянь Нав'є-Стокса. Використовуючи умову нестискуваності, зробимо наступне перетворення [5]:

$$\sum_j v_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} = \sum_j \frac{\partial v_i v_j}{\partial x_j} - v_i \sum_j \frac{\partial v_j}{\partial x_j} = \sum_j \frac{\partial v_i v_j}{\partial x_j}. \quad (1.23)$$

Підставляючи в цей вираз компоненти швидкості (1.22) і усереднюючи, знаходимо [5]

$$\begin{aligned}\sum_j \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} &= \sum_j \frac{\partial (\bar{u}_j + \bar{u}'_j)}{\partial x_j} = \sum_j \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} + \sum_j \frac{\partial \bar{u}'_j}{\partial x_j} = \\ &= \sum_j \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} + \bar{v} \sum_j \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} + \sum_j \frac{\partial \bar{u}'_j}{\partial x_j}.\end{aligned}\quad (1.24)$$

Усереднювання інших членів рівнянь Нав'є-Стокса і лінійного рівняння нерозривності виконується просто. З усередненого рівняння нерозривності виходить, що в нестисливій рідині сума $\sum_j \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} = 0$.

В результаті система рівнянь Рейнольдса набере вигляду [5]:

$$\rho \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \sum_j \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x_j} \right) = X_i - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \mu \Delta \bar{v}_i - \rho \sum_j \frac{\partial \bar{u}'_j}{\partial x_j}.\quad (1.25)$$

$$\sum_i \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} = 0.\quad (1.26)$$

Внаслідок нелінійності рівнянь Нав'є-Стокса в осереднених рівняннях руху з'явилися додаткові члени, що містять усереднені добутки пульсаційних доданків швидкості. Фізично величини виду $-\rho \bar{u}'_i \bar{u}'_j$ представляють додаткову напругу, обумовлену перенесенням імпульсу пульсаціями. Напруга, викликана перенесенням імпульсу пульсаціями, називається *напругою турбулентної в'язкості*, або *напругою Рейнольдса*. Ця напруга утворює симетричний тензор другого рангу [5]

$$\|-\rho \bar{u}'_i \bar{u}'_j\| = \begin{vmatrix} -\rho \bar{u}'_1 \bar{u}'_1 & -\rho \bar{u}'_1 \bar{u}'_2 & -\rho \bar{u}'_1 \bar{u}'_3 \\ -\rho \bar{u}'_2 \bar{u}'_1 & -\rho \bar{u}'_2 \bar{u}'_2 & -\rho \bar{u}'_2 \bar{u}'_3 \\ -\rho \bar{u}'_3 \bar{u}'_1 & -\rho \bar{u}'_3 \bar{u}'_2 & -\rho \bar{u}'_3 \bar{u}'_3 \end{vmatrix}.\quad (1.27)$$

Діагональні компоненти тензора представляють *турбулентний тиск*, недіагональні компоненти – *турбулентну дотичну напругу*. Шість незалежних компонент тензора напруги Рейнольдса являються в системі рівнянь (1.25), (1.26) зайвими невідомими.

Тензор повної напруги в усередненому турбулентному русі записується в такому вигляді [5]:

$$\tau_{ij} = \delta_{ij} (-\bar{p}) + \mu \left(\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} + \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \right) - \rho \bar{u}'_i \bar{u}'_j.\quad (1.28)$$

Якщо представити компоненти тензора повної напруги у безрозмірному вигляді та віднести їх до масштабів довжини l_0 , швидкості v_0 і тиску $p_0 = \rho v_0^2$ то, користуючись для безрозмірних величин позначеннями розмірних, матимемо [5]

$$\tau_{ij} = \delta_{ij} (-\bar{p}) + \frac{1}{Re} \left(\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i} + \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} \right) - \bar{u}'_i \bar{u}'_j.\quad (1.29)$$

З формули(1.29) видно, що при великих числах Рейнольдса в'язка напруга в усередненій течії рідини стає малою в порівнянні з турбулентною напругою.

У потоках, обмежених твердими стінками, можна ввести місцеве число Рейнольдса, побудоване по усередненій швидкості в точці і відстані цієї точки від найближчої твердої поверхні. Так, якщо є плоский відкритий потік, що рухається уздовж осі x по плоскому дну $y=0$, то можна скласти місцеве число Рейнольдса [5]

$$Re_y = \frac{\bar{u}(y)y}{\nu} \quad (1.30)$$

Якщо дно гладке (скляне, латунне і т. д.), то в міру наближення до нього число Re_y буде наближатися до нуля, поблизу дна в'язка напруга буде переважати над турбулентною – біля дна буде існувати в'язкий підшар. Фізично існування в'язкого підшару на гладкій твердій поверхні пояснюється граничною умовою прилипання, що унеможлиблює значні пульсації швидкості у безпосередній близькості до цієї поверхні. Товщина в'язкого підшару пов'язана зворотною залежністю з числом Рейнольдса для течії в цілому.

У області руху, віддаленій від дна, де число Re_y велике, в'язка напруга буде мала в порівнянні з турбулентною. Цю область прийнято називати турбулентним *ядром течії*. Між ядром течії і в'язким підшаром розташовується перехідний, або буферний *шар*, в якому в'язкість і турбулентність вносять порівнянні вклади у величину сумарної напруги.

Якщо поверхня дна *шорстка*, значення місцевого числа Рейнольдса обмежене знизу тим значенням, яке це число приймає на рівні Δ вершин виступів шорсткості [5]:

$$Re_{\Delta} = \frac{\bar{u}(\Delta)\Delta}{\nu} \quad (1.31)$$

У руслах з шорсткими стінками можливі три режими турбулентного руху: 1) режим гладкостінного опору, коли товщина в'язкого підшару значно перевищує висоту виступів шорсткості і останні не впливають на опір русла; 2) перехідний режим, при якому товщина підшару порівнянна з висотою виступів і опір русла визначається сумарним ефектом в'язкості рідини і відривного обтікання виступів; 3) режим квадратичного опору, при якому висота виступів шорсткості значно більше товщини в'язкого підшару, що відповідає числу Рейнольдса для цієї течії. Русловий опір в цьому випадку повністю визначається явищем відривного обтікання виступів. Шорстке русло при першому режимі руху є гідравлічно *гладким*, а при третьому – гідравлічно *шорстким*. При гідравлічно шорсткому дні турбулентне ядро течії тягнеться до площини $x_3 = \Delta$, в'язкого підшару не існує.

Межі між трьома режимами руху можуть бути визначені за допомогою відповідних значень числа Re_{Δ} . Дані експериментів І. Нікурадзе та А. П. Зегжда показують, що перехід до режиму квадратичного опору відбувається при значеннях $Re_{\Delta} = 350 - 400$. Теоретично більш обґрунтованим і на практиці зручнішим виявляється застосування числа Рейнольдса, в якому швидкість $\bar{u}(\Delta)$ замінена

динамічною швидкістю [5]:

$$v_* = \sqrt{\tau_0/\rho}, \quad (1.32)$$

де τ_0 – дотична напруга на твердій границі потоку.

При рівномірній течії в трубі або відкритому руслі величину динамічної швидкості можна знайти з рівняння

$$v_*^2 = \frac{\tau_0}{\rho} = gRI, \quad (1.33)$$

де I – гідравлічний уклон. У руслах з великим відношенням ширини до глибини, гідравлічний радіус R замінюється середньою глибиною перерізу $H = \omega/B$. Число Рейнольдса, визначене по висоті виступів шорсткості і динамічною швидкістю, позначимо $Re_{\Delta*} = \frac{v_* \Delta}{\nu}$ [5].

На основі своїх дослідів з течією води у відкритих лотках, дно і бічні стінки яких мали штучно нанесену піщану шорсткість, А. П. Зегжда [3] отримав такі межі режимів течії:

- 1) $Re_{\Delta*} \leq 6$ – режим гладкостінного опору;
- 2) $6 < Re_{\Delta*} \leq 45$ – перехідний режим;
- 3) $Re_{\Delta*} > 45$ – режим квадратичного опору.

У завданнях гідродинаміки, до яких належать і завдання динаміки руслових потоків, застосовується двошарова модель турбулентної течії, що передбачає поділ потоку на дві зони: в'язкий підшар і турбулентне ядро. Існування буферного шару до уваги не береться. На основі експериментальних даних Нікурадзе [3] товщина в'язкого підшару вважається рівною $\delta = 12\nu/v_*$, (буферний шар закінчується на висоті $x_3 \approx 30\nu/v_*$).

У турбулентному ядрі течії, незалежно від режиму опору вважається, що напругою молекулярної в'язкості можна знехтувати з огляду на її мале значення. Рівняння Рейнольдса при цьому набувають вигляду [5]:

$$\rho \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \sum_j \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x_j} \right) = X_i - \frac{\partial p}{\partial x_i} - \rho \sum_j \frac{\partial \bar{u}'_j}{\partial x_j}. \quad (1.34)$$

При турбулентному русі рідини якщо русло гідравлічно шорстке, то важливий стан руху не на твердій поверхні, а на поверхні $x_3 = \Delta$, що проходить по вершинах виступів. Граничні умови тоді записуються в такому вигляді (усереднений рух відбувається уздовж осі x_1) [5]:

$$\bar{u}_3(\Delta) = 0, \quad (1.35)$$

$$\bar{u}_4(\Delta) = k_0 v_*, \quad (1.36)$$

$$\sqrt{\bar{u}'_i u'_i} = k v_*, \quad i = 1, 2, 3, 4 \quad (1.37)$$

де k_0 , k_i – множники, які змінюються при змінах в геометрії шорсткої поверхні стінки. Якщо висота $\Delta \ll H$, то нормальна до стінки компонента усередненої швидкості може прирівнюватися на цій висоті до нуля в усіх випадках руху. Згідно з умовами (1.36) і (1.37), поздовжня компонента усередненої швидкості і усі пульсаційні швидкості на висоті Δ пропорційні динамічній швидкості.

1.3.3 Спектр турбулентних збурень. Великомасштабні вихори в турбулентному потоці

Аналіз натурних і лабораторних вимірювань показує в потоці разом з дрібномасштабними пульсаціями наявність великомасштабних пульсацій швидкостей і інших характеристик потоку з періодами близько десятків хвилин. Так, наприклад, в результаті безперервних вимірів швидкостей впродовж 48 хв одночасно на семи вертикалях в точці 0,6 глибин при стійкому руслі, виконаних на р. Полометь, виявлена низькочастотна, в порівнянні із звичайними пульсаціями, періодичність зміни швидкостей з амплітудою коливання приблизно рівною 10 % її усередненого значення. У літературі наводяться описи аналогічних результатів вимірів на річках Сирдар'ї, Угаме, Турунчуку, Удже і інших [1].

Пояснення причин цих пульсацій наводиться з різних позицій. Так, наприклад, В. В. Коваленко, виконуючи аналіз системи рівнянь Сен-Венана, тобто не використовуючи безпосередньо характеристики турбулентності, отримав формулу для визначення періоду пульсацій залежно від шорсткості русла і гідравлічних характеристик потоку. На основі лабораторних досліджень він дійшов висновку, що причиною низькочастотних пульсацій швидкостей є автоколивання параметрів потоку. Є і інші концепції, що спираються на теорію турбулентності. Зокрема, Д.І. Грінвальд. і В.І. Нікора пояснюють причину цих низькочастотних пульсацій амплітудно-фазовими модуляціями [10].

Грунтуючись на макромасштабній концепції турбулентності, наявність в потоці низькочастотних і високочастотних пульсацій також пояснюють проходженням вихорів відповідних розмірів. При цьому розміри пульсацій швидкостей і інших характеристик потоку тісно пов'язують з розмірами вихрових структур. Встановлено, що значення пульсацій швидкостей зростає зі збільшенням шорсткості русла і поздовжньої швидкості потоку [1].

Ці концепції мають свої переваги і недоліки. Можливо при подальших дослідженнях буде знайдена можливість, об'єднання цих концепцій і створення єдиної теорії, що включає як процес модуляції, так і процес автоколивань.

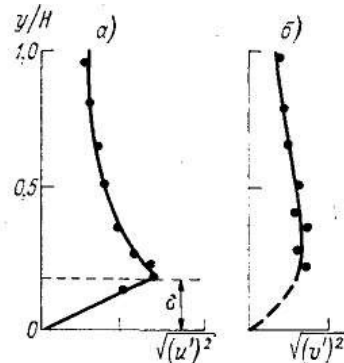
Важливе значення для потреб практики має питання вибору тривалості виміру швидкості (T), необхідної і достатньої для того, щоб усереднена за цей інтервал часу швидкість дорівнювала (в межах необхідної точності) усередненій за тривалий період часу швидкості потоку.

Обробка великої кількості натурних і лабораторних даних і теоретичний аналіз дозволили рекомендувати для натурних вимірів швидкостей за допомогою млинок період усереднювання, рівний 100 с. Більшість дослідників вважають це значення

цілком прийнятним, відмічаючи, що при швидкостях, близьких до початкової швидкості млинків, її необхідно істотно збільшити [1].

Рис. 1.4 – Епюри зміни усереднених пульсаційних добавок по глибині потоку [1]:

a – поздовжніх, b – вертикальних,
 δ – висота примежового шару.



Розподіл пульсацій поздовжніх складових швидкостей характеризується наявністю чітко вираженого максимуму поблизу дна потоку (рис. 1.4). Значно складніше картина розподілу пульсацій швидкостей в природних потоках. Нечисленні дослідження цього питання в натурних умовах узагальнені в монографії Грінвальда та Нікори [10].

1.3.4. Кінематична структура турбулентних руслових потоків

Рядом дослідників на основі експериментальних даних були запропоновані різні схеми кінематичної структури турбулентного потоку. В.М. Гончаров виділяє в турбулентному потоці два види збурень (чи вихорів): основні (чи вихори першого роду) і вторинні [1].

Основні збурення, виникаючи біля гальмівної стінки при обтіканні її потоком отримують значний запас китичної енергії і мають максимальну вертикальну складову швидкості. Ці збурення у вигляді локальних вихорів, що переміщуються в товщу основного потоку і витрачають запас енергії на рух проти сили тяжіння, гальмування поздовжньо-поступального руху, механізм турбулентного перемішування. В процесі подальшого переміщення у товщі потоку вони, витративши значну частину своєї енергії, змішуються з навколишньою рідиною і втрачають свою індивідуальність. При цьому вихори першого роду здійснюють масообмін між нижніми та верхніми шарами основного потоку, формують його швидкісне поле, переносять наноси і здійснюють теплообмін. Кожне конкретне збурення, яке зародилося біля стінки, характеризується певними розмірами і значеннями початкової швидкості. Збурення великих розмірів зустрічаються рідко і називаються низькочастотною частиною спектру збурень, а збурення малих розмірів зустрічаються часто і називаються високочастотною частиною спектра [1].

Аналізуючи дані кінофотозйомки, Гончаров прийшов до висновку про наявність в потоці вторинних збурень (другого роду), які мають розміри співставні з розмірами потоку та малий запас енергії. Причина їх утворення не ясна, на думку Гончарова вони збільшують пульсації швидкості в потоці. Експерименти, виконані у останні роки зарубіжними дослідниками «бульбашковим методом» в основному

підтвердили гіпотезу Гончарова.

А. Б. Клавен, узагальнивши результати власних експериментів, виконаних в скляних лотках найбільшою шириною 21 см, а також результати вимірів і спостережень інших дослідників, встановив, що потік заповнений вихровими утвореннями різних розмірів і різної форми, більше сконцентрованими в нижній половині перерізу. Проте не в усіх експериментах ці структурні утворення простежувалися досить чітко. Так, тільки на 531 зображенні структури потоку з 800 вдалося виділити ці структурні утворення [1].



Рис. 1.5 – Схема кінематичної структури турбулентного потоку за А. Б. Клавеном [1].

На основі експериментальних даних Клавен виявив двомірну схему структури потоку (рис. 1.5). Представлені на цьому рисунку великі вихори мають складну будову. Усередині них виявляються подібні ж вихори меншого розміру, охоплені контуром, що об'єднує їх. Поздовжні розміри найбільш великих структур змінюються від 3,6 до 10 глибин потоку, в середньому складаючи 6,7 його глибини. Поздовжні розміри таких структур залежать від шорсткості русла. При її збільшенні вони зменшуються, їх щільність на одиницю довжини потоку при цьому збільшується.

Відношення середньої на вертикалі швидкості потоку до середньої орбітальної швидкості, назване Велікановим мірою ковзання структурних елементів відносно дна, залежить від розмірів структурних елементів і змінюється від 4 для найбільш великих структур до 18 для дрібних. Найбільш стійкими є структури з поперечними розмірами, близькими до глибини потоку. Вони найбільш впорядковані в просторі і їх можна розглядати як квазіперіодичні елементи руслової турбулентності.

Подальші дослідження, проведені в ГГІ, виявили наявність вихорів, що відповідають двом структурним рівням: розміри мезовихорів співставні з глибиною потоку (один структурний рівень), а розміри «глобальних вихорів», що відповідають іншому структурному рівню, співставні з шириною потоку [1].

Якоюсь мірою близькі до гіпотези В.М. Гончарова концепції М.Є. Кондратьєва, Н. С. Знаменської, А.В. Караушева і М. Д. Мілліонщикова, хоча кожна з них має свої особливості. Загальним є уявлення про утворення біля гальмівної стінки вихрових структур, що передають опори в товщу потоку. Так, Кондратьєв вважає, що турбулентний потік має властивості дискретного середовища і розглядає його окремі фрагменти. У потоці з грядковим дном, для ділянки над напірним схилом гряди, він виділяє два фрагменти: транзитний потік, в якому частки рухаються по слабовигнутим траєкторіям, де можна застосувати потенціальний закон течії, і придонний шар з траєкторіями циклоїдальної форми. Цей шар заповнений еліптичними вальцями, які котяться по дну, по яких ковзає транзитний потік

(рис.1.6). Проміжки між двома великими сусідніми вальцями, що мають однаковий напрям обертання, заповнені вальцями меншого розміру, протилежного напрямку обертання. Таке заповнення проміжків може бути нескінченним. Проте найменший розмір вихорів визначається силами в'язкості, що дисипують енергію в теплову [1].

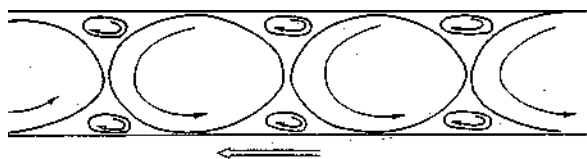


Рис. 1.6 – Схема кінематичної структури потоку в придонному шарі за М.Є. Кондратьєвим [1]

Н. С. Знаменська, розвиваючи гіпотезу М.Є. Кондратьєва для підвалля пасма, схематизувала течії у вигляді концентричних елементів і виділила зону викиду з підвалля пасма завихреної рідини (рис. 1.7). Ця зона в реальних потоках дуже складна, але для плоского потоку схематизована у вигляді системи висхідних вихорів еліпсоїдної форми [1].

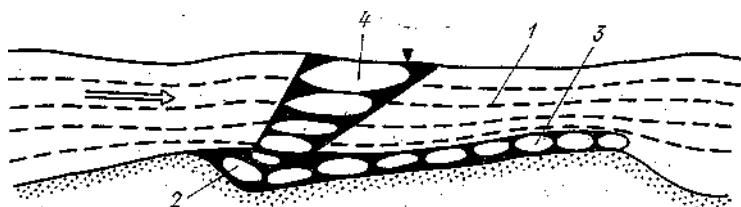


Рис. 1.7 – Схема кінематичної структури потоку при грядовій формі дна за Н. С. Знаменською [1]

Інша точка зору викладена Велікановим. Розглядаючи спектр турбулентних пульсацій, він виділяє у ньому вихори великого розміру, що мають вигляд еліпсів. Ці вихори, виникаючи у товщі потоку в результаті нестійкості основної осередненої течії і охоплюючи його на повну глибину (рис. 1.8) переміщуються у напрямі усередненої течії з деяким ковзанням відносно дна. Між такими сусідніми вихорами максимального розміру в областях переходу низхідних потоків одного вихору у висхідні – іншого повинні виникати вихори меншого розміру і протилежного знаку обертання, тобто так само як і в концепції Кондратьєва (рис. 1.6). На основі своєї гіпотези Веліканов пропонує розділити усе поле швидкостей три складові: 1) поле усереднених швидкостей, 2) поле їх структурних пульсацій, визначуваних переміщенням в потоці великомасштабних вихорів, і 3) поле випадкових пульсацій, яке формується вихорами меншого розміру [1].



Рис. 1.8 – Схема кінематичної структури потоку за М.А. Велікановим [1]

Близька до запропонованої Велікановим гіпотеза А. А. Таунсенда.

Оригінальна схема структури потоку запропонована В.М. Маккавєєвим, який представив потік у вигляді серії водовертів з вертикальними осями обертання, що займають всю глибину потоку. В межах кожної такої водоверті рідина здійснює осьові і обертальні рухи. По довжині потоку спостерігається чергування вирів таким чином, що висхідні течії рідини усередині них обов'язково змінюються низхідними

(рис. 1.9). Таким чином, здійснюється зміна висхідних і низхідних течій рідини, що пронизують товщу потоку на всю його глибину. Спочатку вертикальні осі обертання вирів викривляються під дією поля усереднених швидкостей, що призводить до руйнування таких вирів. Нові системи вирів, що утворюються, мають ті ж властивості, що і зруйновані [1].

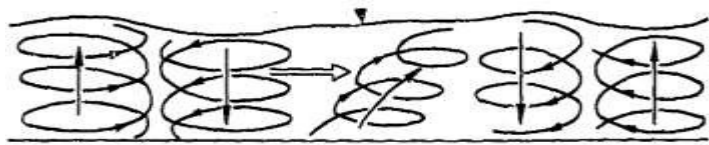


Рис. 1.9 – Схема
кінематичної структури
потоку за
В.М. Маккавєєвим [1]

Гіпотези показують різні підходи і погляди їх авторів на кінематичну структуру потоку. Це пов'язано із складністю цього процесу, швидкою зміною всіх характеристик турбулентного потоку, недосконалість методів його експериментального вивчення.

1.4. Розподіл швидкостей з глибиною потоку. Усереднені і пульсаційні швидкості

Розподіл швидкостей по перерізу природних русел залежить від ряду чинників: шорсткості дна, глибини і уклону водної поверхні. Окрім цих, мають значення ряд додаткових чинників: рослинність в руслі, льодяний покрив, вітер, морфологія русла і заплави, руслові деформації та ін. Усі ці чинники, впливаючи на поле швидкостей, утрудняють його теоретичний опис. В той же час для вирішення ряду практичних і теоретичних завдань потрібне знання розрахункової епюри швидкостей. Таке положення привело до аналітичного рішення простої задачі розподілу швидкостей по глибині плоского потоку з руслом, що не деформувалося, тобто фактично до визначення залежності [1]

$$\bar{u} = f\left(y, \frac{H}{\Delta}\right),$$

де $\bar{u}$ – місцева усереднена швидкість; y – ордината, відлічувана від дна потоку; H – глибина потоку; Δ – висота виступів шорсткості дна. Але і для цього простого випадку теоретичне розв'язання задачі відсутнє – система рівнянь, що описують поле швидкостей турбулентного потоку, незамкнута. Тому дослідники шукають часткові розв'язки, ґрунтовані на різних фізичних передумовах і допущеннях, а також на аналізі великого натурного і експериментального матеріалу.

Одним з ранніх шляхів рішення системи рівнянь Нав'є-Стокса є виведення закону Лоренца, який до теперішнього часу використовується для отримання формул, які описують профіль розподілу усереднених в часі швидкостей по глибині потоку [1]

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial y} = X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \quad (1.38)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (1.39)$$

Застосовуючи цю систему рівнянь до плоского потоку і нехтуючи значенням $\nu \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}$ як величиною другого порядку малості, отримуємо

$$v \frac{\partial u}{\partial y} = -gI. \quad (1.40)$$

Враховуючи, що для плоского потоку $\frac{\partial u}{\partial x} = 0$, з рівняння (1.39) отримаємо $\frac{\partial v}{\partial y} = 0$. Додамо до лівої частини рівняння (1.40) значення $u \frac{\partial v}{\partial y} = 0$, тоді [1]

$$\frac{\partial}{\partial y} (uv) = -gI.$$

Приймаючи $u = \bar{u} + u'$, $v = \bar{v} + v' = v'$ (для умов усталеного рівномірного руху), отримаємо $uv = \bar{u}v' + u'v'$, а усереднюючи, отримаємо $\bar{u} = \bar{u}$, звідси:

$$\frac{\partial}{\partial y} (\bar{u}) = -gI.$$

Інтегруючи цей вираз і допускаючи $\bar{u} = 0$ при $y = H$, отримуємо

$$\rho(\bar{u}) = \rho g(H - y)I. \quad (1.41)$$

Цей вираз є рівнянням рівномірного руху турбулентного руслового потоку або закон Лоренца. При зміні напрямку осі ординат рівняння (1.41) записують у вигляді $\tau = -\rho(\bar{u}')$ [1].

Закон Лоренца можна використати для виведення рівняння, що описує профіль швидкостей по глибині плоского потоку турбулентного режиму. Згідно Л.Прандтлю представимо механізм турбулентної течії у вигляді спрощеної схеми. Рідкий об'єм, переміщаючись вгору (від дна) в напрямі, перпендикулярному до головної течії потоку на відстань l (l – шлях перемішування) зменшує швидкість течії на величину Δu . Різниця між новою і старою швидкостями буде [1]

$$\Delta u_1 = \bar{u}(y_1) - \bar{u}(y_1 - l) \approx l \left(\frac{du}{dy} \right)_1.$$

Аналогічним чином для наступного шару, також розташованого на відстані l , отримаємо [1]

$$\Delta u_2 = \bar{u}(y_1 + l) - \bar{u}(y_1) \approx l \left(\frac{du}{dy} \right)_1.$$

Кожну з різниць швидкостей (Δu_1 і Δu_2), зумовлених поперечним рухом, розуміють як турбулентну пульсацію швидкості в шарі y_1 . Отже, усереднене в часі значення абсолютної величини цієї пульсації буде [1]

$$|\bar{u}| = \frac{1}{2} (|\Delta u_1| + |\Delta u_2|) \approx l \left| \left(\frac{du}{dy} \right)_1 \right|.$$

Введемо допущення, що поперечна пульсаційна швидкість v' має той же порядок, що і поздовжня пульсаційна швидкість u' і приймемо [1]

$$|\bar{v}| = \alpha_1 |\bar{u}| = \alpha_1 l \frac{du}{dy} \quad (1.42)$$

Виконуючи аналіз зміни пульсаційних швидкостей, допускають, що $\bar{u} = \alpha_2 |\bar{u}| |\bar{v}|$. Підставляючи цей вираз в (1.42), отримують [1]

$$\bar{u} = \alpha_2 \alpha_1^2 l^2 \left(\frac{du}{dy} \right) = \frac{\rho}{\rho} \quad (1.43)$$

Довжина шляху перемішування l залежить від ординати. Проте характер залежності $l = f(y)$ поки ще не виявлений і може бути в загальному вигляді взятий як

$$l = \alpha_3 y^{m_1}. \quad (1.44)$$

Визначення параметрів α_3 і m_1 виконується за натурними або лабораторними даними дуже наближено, що в першу чергу обумовлено недостатньою точністю початкової інформації. В результаті значення параметра m_1 варіюють в досить широких межах, що призводить до різних видів кривих, які описують розподіл швидкостей по глибині потоку.

Дійсно, розв'язуючи спільно рівняння (1.43) і (1.44) і позначаючи усі постійні через α , отримуємо [1]

$$\bar{u} = \int \frac{\sqrt{g(H-y)} L}{\alpha y^{m_1}} dy = \int \frac{\sqrt{\tau/\rho}}{\alpha y^{m_1}} dy. \quad (1.44)$$

Задаючись різними значеннями параметра m_1 і розв'язуючи рівняння (1.44), можна отримати якісно різні формули, що описують криві розподілу швидкості по глибині потоку (логарифмічну, степеневу та ін.).

Наприклад, Л. Прандтль одним з перших, розв'язуючи рівняння (1.44) і беручи $m_1 = 1$, $\alpha = \kappa$, а τ – постійним, отримав логарифмічний профіль швидкостей

$$\bar{u} = \frac{v_*}{\kappa} \ln Ay + c_1. \quad (1.45)$$

де κ – постійна Кармана, рівна 0,4 (за останніми даними, змінюється від 0,26 до 0,54); c_1 – постійна інтегрування; A – постійна, $v_* = \sqrt{\tau/\rho}$.

Для визначення постійної c_1 беручи $u = u_0$ при $y = H$, тобто на поверхні, і отримують [1]

$$u_0 = \frac{v_*}{\kappa} \ln A y + c_1.$$

Віднявши з цієї рівності рівність (1.45), маємо:

$$\frac{u_0 - \bar{u}}{v_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{AH}{y}. \quad (1.46)$$

Це рівняння називають універсальним законом розподілу швидкостей.

Більшість дослідників вважають, що логарифмічна крива якнайкраще відповідає, натурним даним. Проте в літературі можна зустріти і ряд інших формул, рекомендованих авторами для опису профілю швидкостей по глибині потоку, наприклад, А.В.Караушев запропонував еліптичну формулу [1]:

$$\bar{u} = u_0 \sqrt{1 - \left(0.57 + \frac{3.3}{C}\right) \left(1 - \frac{y^2}{H^2}\right)}, \quad (1.47)$$

Базен – параболічну [1]:

$$\bar{u} = u_0 \frac{mv}{C} \left(1 - \frac{y^2}{H^2}\right), \quad (1.48)$$

Коллупайло – степеневу [1]:

$$u = a v y^{1/b}, \quad (1.49)$$

де a , b – емпіричні коефіцієнти; u_0 і v – відповідно максимальна і середня швидкості на вертикалі; C – швидкісний коефіцієнт Шези; $m = 24$ м/с – параметр Базена.

При визначенні ряду параметрів потоків часто виникає необхідність розрахунку донної швидкості, за яку можна взяти швидкість потоку на висоті виступів шорсткості Δ – (u_Δ), використовуючи середню швидкість v . Таку формулу запропонував В.М. Гончаров на основі розробленої ним концепції кінематичної структури потоку [1]:

$$u_\Delta = v \frac{\lg 17,7}{\lg \frac{6,15 H}{\Delta}} = \frac{1,25 v}{\lg \frac{6,15 H}{\Delta}}. \quad (1.50)$$

Таким чином, нині немає однозначного розв'язку системи рівнянь руху і нерозривності з метою визначення розрахункового профілю швидкостей по глибині потоку.

Із логарифмічного закону розподілу швидкостей [11] можна зробити висновки щодо розподілу *коефіцієнта турбулентної в'язкості*. У 1877 році Ж. В. Буссінеск перший запропонував визначати турбулентну дотичну напругу в плоскопаралельній течії вздовж осі x за формулою:

$$\tau_0 = -\bar{\rho}\bar{u} = A \frac{du}{dy} \quad (1.51)$$

де A - коефіцієнт турбулентної в'язкості. Ж. В. Буссінеск показав, що на відміну від коефіцієнта молекулярної в'язкості μ , коефіцієнт A не фізична константа рідини, а представляє собою деяку функцію координат простору і пов'язана з даними турбулентної течії. В найпростішому випадку плоскопаралельної течії у відкритому гідравлічно шорсткому каналі, де турбулентна дотична напруга розподіляється за лінійним законом, значення A можуть бути знайдені із виміряного розподілу швидкостей за допомогою формули [11]

$$A = \frac{\tau_0 \frac{h-y}{h-\Delta}}{\frac{du}{dy}} \quad (1.52)$$

В даному випадку вісь x направлена вздовж потоку, y – по нормалі до дна. Визначені таким чином значення A на середині глибини відкритого потоку, де інтенсивність турбулентного обміну найбільш висока, звичайно більші від значень μ на 3-6 порядків.

На основі логарифмічного профілю швидкостей (1.45) з врахуванням принципу розмірності для градієнта осередненої швидкості можна записати [11]:

$$\frac{du}{dy} = \frac{1}{\kappa} \frac{v_*}{y} \quad (1.53)$$

Для уявного потоку з необмеженим поперечним розміром, який рухається вздовж нескінченної плоскої поверхні $y=0$, при постійному дотичному напруженні, на основі формул (1.51) і (1.53) можемо записати:

$$v_T = \frac{A}{\rho} = \kappa v_* y, \quad (1.54)$$

тобто коефіцієнт турбулентної в'язкості в такому потоці зростає лінійно з висотою над підстильною поверхнею.

Розповсюджуючи логарифмічний закон розподілу швидкостей або гіперболічний розподіл градієнта швидкості, на турбулентне ядро рівномірного потоку у відкритому руслі або трубі, маємо у відповідності із (1.52)

$$v_T = \kappa v_* y \left(\frac{h-y}{h-\Delta} \right), \quad (1.55)$$

або при $\Delta \ll h$

$$v_T = \kappa v_* y \left(1 - \frac{y}{h} \right). \quad (1.56)$$

Таким чином, логарифмічному профілю швидкостей у рівномірному відкритому або напірному потоці відповідає розподіл коефіцієнта турбулентної в'язкості за законом квадратної параболи з максимумом на середині глибини або

радіуса [11].

На рис. 1.9 співставлений теоретичний розподіл (1.55) при значеннях $\kappa = 0.4$ і 0.43 з дослідними точками І. Нікурадзе, одержаними в гладкій трубі широкого прямокутного перерізу.

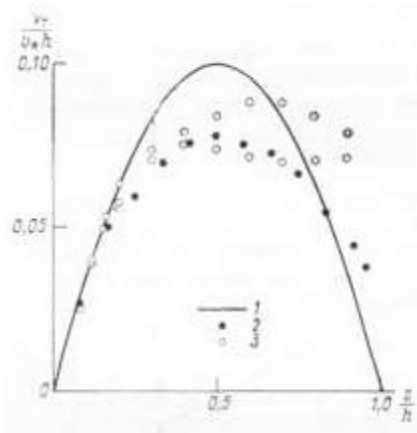


Рис. 1.9 – Розподіл коефіцієнта турбулентної в'язкості поперек плоского напірного потоку [11]

1 – дослідні точки Нікурадзе;

2 – за формулою (1.55) при $\kappa = 0.4$;

3 – за формулою (1.55) при $\kappa = 0.43$.

Розподіл дослідних точок добре відповідає загальному вигляду точок розрахованих за формулою (1.55), крім привісгової області. Дослідні числові значення v_t менші від теоретичних на середині відстані між стінкою та віссю труби, що можна пояснити невеликою точністю вимірювання цього параметра і деякими теоретичними припущеннями [11].

Запитання для самоперевірки

1. Предмет і задачі дисципліни, її практична спрямованість.
2. Історія розвитку науки.
3. Поняття «русловий процес», його суть і рушійна сила.
4. Поняття найбільш досконалої із саморегулюючих систем неорганічного світу.
5. Основні методи досліджень.
6. Чинники руслового процесу.
7. Загальні закономірності руслового процесу.
8. Режим руху рідини та їх критерії.
9. Властивості турбулентного руху.
10. Пульсація швидкостей в загальному випадку.
11. Спектр турбулентних збурень.
12. Інтенсивність турбулентності.
13. Поняття «динамічна швидкість».
14. Розподіл швидкостей з глибиною потоку.
15. Кінематична структура турбулентних руслових потоків.

2. НАБЛИЖЕНІ ТЕОРІЇ ТУРБУЛЕНТНОСТІ

2.1 Теорія турбулентного перенесення Шмідта і Келлера

Розглянемо плоский рівномірний рух. Вісь x направлена уздовж руху, швидкість має лише одну компоненту u , залежить лише від вертикальної координати y . Рух можемо уявити собі викликаним або градієнтом тиску (вітер в атмосфері) або поверхневим ухилом (течія в широкому прямокутному каналі).

Такий рух також можна уявити собі шаруватим, причому кожен горизонтальний дуже тонкий шар має одну абсолютно певну усереднену швидкість $\bar{u}$. Але речовина кожного шару безперервно змінюється; поперечні компоненти швидкості $v = v(x, y, t)$, усереднене значення яких дорівнює нулю, в кожному мить безперервно відносять з кожного шару і приносять в нього усі нові і нові маси рідини. При цьому якщо уся рідина в потоці має яку-небудь домішку, завислу або розчинену, або взагалі якоюсь властивістю (наприклад, нагрітою), нерівномірно розподіленим по потоку, то вказане перенесення рідких мас з шару i в нього спричинить і перерозподіл в потоці цієї домішки або цієї властивості. Це називається *турбулентним перенесенням* усередині потоку деякої домішки або деякої властивості [2].

Теорія турбулентного перенесення була уперше дана В. Шмідтом в застосуванні до вільної атмосфери. Розглядається деяка властивість, кількість якої в одиниці об'єму позначимо через s . Припускається незнищуваність цієї властивості, а також і те, що просторове поширення його може відбуватися лише шляхом пересування тих мас рідини, усередині яких воно знаходиться. Іншими словами, вважається, що турбулентне перенесення тепла в турбулентному потоці, наприклад, відбувається лише шляхом його транспортування масами рухомої рідини без врахування фізичної теплопровідності. Інший приклад: при перенесенні усередині потоку розчину або колоїдної суспензії не розглядається фізична дифузія.

У обох прикладах такі допущення можливі тому, що як передача тепла шляхом теплопровідності, так і передача розчину шляхом дифузії відбуваються незмірно повільніше, ніж гідродинамічне їх перенесення.

Розглядається простий випадок, коли рух рідини вважається дворовірним і рівномірним і коли перенесення властивості s відбувається лише в напрямі, поперечному до основного руху потоку, середнє ж значення кількості цієї властивості в одиниці об'єму рідини постійне уздовж напрямку основного руху [2].

Припустимо, що частка рідини рухається від висоти y_0 , і несе з собою кількість $s(y_0)$. Пересуваючись до висоти y , на якій значення властивості є $s(y)$, частка приносить з собою в цей шар інше значення властивості, відмінне від першого на величину $s(y) - s(y_0)$. Середня витрата перенесеної властивості, віднесеної до одиниці площі і до одиниці часу, буде [2]:

$$Q = -\overline{v s}, \quad (2.1)$$

де v – поперечна складова швидкості.

Розкладаючи різницю $s(y) - s(y_0)$ в степеневий ряд Тейлора, знайдемо вираз для витрати у вигляді:

$$Q = -v \left\{ (y - y_0) \overline{\frac{ds}{dy}} + \frac{1}{2} \overline{\frac{d^2s}{dy^2}} + \dots \right\}. \quad (2.2)$$

В теорії В. Шмідта береться припущення, що висота $(y - y_0)$ переносу субстанції (домішки або властивості) мала в порівнянні з повною висотою самого потоку, що не відповідає дослідам, але тільки це припущення дає нам можливість відкинути в розкладанні (2.2) усі члени, окрім першого. Також вважається, що випадково змінюються і підлягають усередненню величини швидкості v і висоти перенесення $(y - y_0)$. Третій множник – градієнт концентрації $\frac{ds}{dy}$ – безпосередньо вводиться усередненим значенням, це можна зрозуміти двояко: або пульсація концентрації мізерно мала, або вона незалежна від змін двох інших випадкових величин. Обидва припущення [2] не можуть вважатися обґрунтованими, але саме вони і приводять до основного в теорії Шмідта рівняння [2]

$$Q = \overline{v(y - y_0) \frac{ds}{dy}}. \quad (2.3)$$

Множник $\varepsilon = \overline{v(y - y_0)}$ називають *коефіцієнтом перемішування*. Величина коефіцієнта перемішування ε істотно позитивна, оскільки для часток, що рухаються знизу ($y > y_0$), швидкість v має бути спрямована вгору, а для часток, що йдуть згори ($y < y_0$), швидкість v буде спрямована вниз.

Здійснюючи усереднювання добутку $v(y - y_0)$, отримуємо суму добутку усереднених величин і моменту кореляції між ними.

$$\overline{v(y - y_0)} = \overline{v(y)} - \overline{v(y_0)};$$

Оскільки розглядаємо плоский потік, висота переносу $(y - y_0)$ несуттєва і переміщується однакова кількість властивості, то вертикальна складова швидкості $\overline{v}=0$ і перший доданок випадає, тобто [2]

$$\overline{v(y - y_0)} = \overline{v(y)} - \overline{v(y_0)} = r \sigma \sigma_{y-y_0}, \quad (2.3)$$

де r – коефіцієнт кореляції між вертикальною складовою швидкості і відстанню перенесення $(y - y_0)$. Довжину σ_{y-y_0} , помножену на абстрактне число r , заведено називати *довжиною шляху змішування* і позначати через l' :

$$l' = r \sigma_{y-y_0}.$$

Згідно теорії Шмідта можемо відзначити, що вертикальне перенесення деякої субстанції (властивості) s в плоскому рівномірному потоці в середньому в одиницю часу і на одиницю площі виражається через

$$Q = -\varepsilon \frac{d\bar{s}}{dy} \quad (2.4)$$

де $\varepsilon = \sigma_v l'$.

М.А. Веліканов [2], розглядаючи теорію В. Шмідта, вказує на помилковість її положень: «те «перенесення», яке трактується в цій теорії як хаотичне і безладне явище, абсолютно не пов'язане з динамікою потоку і нібито накладене на усереднений потік як щось йому чуже, насправді здійснюється особливими «обуреннями» або «вихровими масами» (іноді просто званими «вихорами»), що утворюються в результаті нестійкості основного (усередненого) руху. Ці «вихори» мають розміри від найбільших, порядку розмірів самого потоку, до тих самих малих, які ще сумісні з в'язкістю рідини. Ні великі, ні малі «вихори» не є «чисто випадковими»; вони підкоряються деяким закономірностям статистичного характеру. Ці закономірності різні для вихорів різних розмірів. Для великих вихорів характерна їх кінетична енергія, а також поперечне перенесення ними пов'язаних з потоком субстанцій (властивостей). Роль дрібних вихорів полягає в перетворенні механічної енергії в теплоту, тобто ними обумовлюється опір руху рідини. Звідси витікає, що відстань перенесення (позначена l') може коливатися у великих межах і досягати іноді поперечного розміру потоку. Коефіцієнт перенесення, який в схемі Шмідта береться однаковим для будь-якої «субстанції», що переноситься, насправді з нею пов'язаний і від неї залежить. Те, що приймається Шмідтом в якості постулату (пасивність переносимої субстанції) може відноситися лише до розчиненої речовини або до нагрітої (якщо нехтувати фізичною дифузією і теплопровідністю), але ніяк не може відноситися ні до кількості руху, ні до вихорів. Великі вихори не переносяться, а самі переносять, і тому в схемі Шмідта вони повинні грати не пасивну, а, навпаки, активну роль».

Усі зауваження, викладені до теорії Шмідта, відносяться і до побудови Прандтля, та деякі з розрахункових формул, отриманих за цими «напівемпіричними» теоріями, застосовуються при розв'язанні практичних завдань.

2.2 Перенесення кількостей руху (теорія Л. Прандтля і Т. Кармана)

Напівемпірична теорія Л. Прандтля і Т. Кармана базуються на гіпотезах, що швидкості постійні, а зміна швидкостей – є пульсація, потік приймається ізотропним (характеристики турбулентності однакові у всіх напрямках).

Для простого випадку плоско-паралельного рівномірного потоку турбулентне перенесення кількостей руху виражається членом $[\tau]$, для турбулентної напруги τ при великих значеннях числа Рейнольдса і на деякій відстані від стінок, опускаючи в'язкі напруження, можна записати[2]:

$$\tau = \rho [\tau]. \quad (2.5)$$

Зв'язок між важко вимірюваною величиною $|\vec{u}|$ і легко вимірюваними усередненими швидкостями був встановлений Прандтлем. Перемішування відбувається внаслідок перенесення деяких кінцевих мас по траєкторіях, нахилених до напрямку основного руху. При цьому переміщенні переноситься деяка кількість руху $\rho u'$ зі швидкістю, вертикальна компонента якої дорівнює v' . Спроекуємо цю траєкторію на вісь y і візьмемо такий її відрізок l_1 , упродовж якого маса як би зберігає свою індивідуальність; іншими словами l_1 є проекція шляху маси, починаючи з моменту захоплення нею кількості руху в деякій області потоку до моменту, коли вона змішується з оточеними її в новій області масами. Цю довжину, так само як і в загальній теорії перенесення, називають шляхом змішування [2].

Нехай швидкість на початку цього шляху була u_1 , у кінці u_2 тоді, беручи довжину l_1 малою в порівнянні з розмірами потоку, можемо написати [2]:

$$\frac{\bar{u}_2 - \bar{u}_1}{l_1} \approx \frac{du}{dy}$$

Прандтль вважає, що пульсаційна швидкість u' пропорційна цій різниці усереднених швидкостей і отримує:

$$u' \approx l_1 \frac{du}{dy}$$

Друга компонента пульсаційної швидкості v' пов'язана з обертанням маси, тобто з вихором, який після усереднювання можна виразити також через $\frac{du}{dy}$. Приймаючи закон пропорційності [2]:

$$v' \approx l_2 \frac{du}{dy}.$$

Звідси остаточно маємо:

$$|\vec{u}| = l^2 \left(\frac{du}{dy} \right)^2, \quad (2.6)$$

де $l^2 = l_1 l_2$.

Оскільки потік плоский, то турбулентна напруга у площині xOy буде:

$$|\tau_{xOy}| = \rho l^2 \left(\frac{du}{dy} \right)^2. \quad (2.7)$$

Тобто методом Л. Прандтля і Т. Кармана знайдена одна з добавок до рівняння Нав'є-Стокса, яка виражається через площину xOy , довжину шляху перемішування l (назва взята із первісної фізичної моделі Прандтля) і градієнт швидкості за напрямом. Рівнянням (2.7) можна скористатися для розрахунків швидкості на вертикалі, але для зручності його треба перетворити. Для цього Л. Прандтль і Т. Карман вводять гіпотезу, що l пропорційна відстані від твердих стінок y : $l = \kappa y$, κ – постійна Кармана. Із дослідів І. Нікурадзе отримано значення $\kappa = 0.4$. Прандтль і Карман припускають, що дотична напруга в площині xOy не змінюється за висотою [2], тобто дорівнює напрузі біля дна τ_0 :

$$|\tau|_0 = \rho l^2 \left(\frac{du}{dy} \right)^2.$$

Розділимо обидві частини виразу на ρ і замінимо l :

$$\begin{aligned} \frac{|\tau_0|}{\rho} &= \kappa^2 y^2 \left(\frac{du}{dy} \right)^2, & \sqrt{\frac{|\tau_0|}{\rho}} &= \kappa y \frac{du}{dy}, \\ \sqrt{\frac{|\tau_0|}{\rho}} &= v_*^*, & v_*^* &= \kappa y \frac{du}{dy} \end{aligned} \quad (2.8)$$

Величина v_* називається *динамічною швидкістю* [2] або швидкістю тертя, вимірюється у см/с та характеризує масштаб пульсацій швидкості.

Після інтегрування виразу (2.8) по швидкості та по висоті отримаємо логарифмічний профіль швидкості

$$\bar{u} = \frac{v_*}{\kappa} \ln y + C. \quad (2.9)$$

Для виключення невідомого C припустимо, що швидкість на вільній поверхні потоку досягає максимального значення, а пульсація швидкості дорівнює 0, тобто $\bar{u} = u_{\text{макс}}$ при $y = h$:

$$\begin{aligned} u_{\text{макс}} &= \frac{v_*}{\kappa} \ln h + C, \\ C &= u_{\text{макс}} - \frac{v_*}{\kappa} \ln h. \end{aligned} \quad (2.10)$$

Значення (2.10) підставляємо у (2.9) та отримаємо [2]:

$$\begin{aligned} \bar{u} &= \frac{v_*}{\kappa} \ln y + u_{\text{макс}} - \frac{v_*}{\kappa} \ln h, \\ u_{\text{макс}} - \bar{u} &= - \frac{v_*}{\kappa} (\ln h - \ln y), \\ \frac{u_{\text{макс}} - \bar{u}}{v_*} &= \frac{1}{\kappa} \left(\ln \frac{y}{h} \right) = Def \, u. \end{aligned} \quad (2.11)$$

Відношення $\frac{y}{h}$ називається відносною глибиною потоку.

Ця формула для розподілу середніх швидкостей по поперечному перерізу плоского рівномірного потоку була уперше отримана Карманом. Порівняння формули з експериментальними даними дає задовільний збіг майже для усього потоку, окрім області, безпосередньо прилеглої до стінок потоку. Формула (2.11) показує, що розподіл дефіциту швидкості $Def \, u$ –універсальний, тобто не залежить шорсткості дна, окрім придонних областей, і постійною інтегрування C у подальшому можна знехтувати.

2.3 Теорія турбулентності Колмогорова-Обухова

Численні експерименти [2] показують, що частоти пульсації швидкостей мають певний спектр, притому однаковий по перерізу потоку, тобто не залежний від

координат. Виняток становить тонкий шар, прилягаючий до стінок: у разі гладких стінок рух у ньому має ламінарний характер, а у випадку шорстких він складається з дрібних вихорів розміру виступів шорсткості.

Теорія Колмогорова-Обухова розглядає розвинутий потік при $Re \gg Re_{кр}$, тобто багатомасштабну турбулентність. Теорія розглядає складний потік, в якому постійно народжуються вихорі, переміщуються, взаємодіють один з одним та руйнуються, тобто цей потік представляє собою потік з осередненими швидкостями, на який накладаються вихри різних масштабів. Існує фізична та енергетична концепції цієї теорії [11].

Фізична концепція. Внаслідок гідродинамічної нестійкості осередненого потоку виникають великі вихри L , розмір яких порівняний із шириною та глибиною потоку. Деякий час вихри переміщуються разом із потоком і взаємодіють з ним, потім внаслідок гідродинамічної нестійкості потоку, ці вихри руйнуються, подрібнюються і виникають вихри меншого масштабу L_1, L_2 і т.д. Процес подрібнення вихрів відбувається до тих пір поки вони не досягають такого малого розміру λ , при якому істотне значення мають сили в'язкості, тобто в'язкість перешкоджає подальшому подрібненню вихрів (в основному, біля дна):

$$L > L_1 > L_2 > \dots > \lambda.$$

де L – зовнішній масштаб турбулентності, λ – внутрішній масштаб турбулентності [2, 3].

Енергетична концепція. Для збереження турбулентності частина кінетичної енергії осередненого потоку передається найкрупнішому вихору, від нього без втрат енергія передається меншому, і так до найменшого – це називається каскадною передачею енергії. Процес розвивається до тих пір поки енергія не попаде до найменшого вихору розміру λ , де вона внаслідок в'язкості дисипує – переходить у тепло [2].

Поняття спектру. Припускаємо, що у квазістаціонарний потік поміщений ідеальний вимірювач швидкості, який дає можливість отримати істинну хронограму швидкості. Тоді, віднявши осереднені швидкості, одержимо деяку функцію $u(t)$. Кожну функцію на кінцевому відрізку значень її аргументу можна розкласти у ряд Фур'є:

$$u(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} \{a_n \cos n\omega_0 t + b_n \sin n\omega_0 t\}.$$

де n – ціле число, ω_0 – найменша частота [2].

На цій хронограмі пересунемо початок відліку на проміжок часу τ і утворимо осереднений добуток: $\overline{u(t)u(t+\tau)}$. Вираз

$$\frac{\overline{u(t)u(t+\tau)}}{\overline{u^2}} = R(\tau)$$

також є рядом Фур'є, $\overline{u^2}$ – постійна величина. Підставимо замість $n\omega_0$ величину ω , що безперервно змінюється у будь-яких межах, та отримаємо інтеграл Фур'є у вигляді:

$$R(\tau) = \int_0^\infty \cos \omega \tau \cdot S(\omega) d\omega. \quad (2.12)$$

З іншої сторони кореляційна функція буде $R(\tau) = \overline{u(t)u(t+\tau)}$. Якщо $\tau = 0$, то $R(\tau) = \overline{u(t)u(t)} = \overline{u^2(t)} = \sigma^2 = \int_0^\infty f(\omega) d\omega$. Дисперсія σ^2 показує, що сумарна енергія процесу пульсацій швидкості складається із енергії окремих спектральних компонентів та дорівнює площі під кривою спектральної щільності $S(\omega) = f(\omega)$ [2].

Ми можемо також побудувати і коефіцієнт кореляції уздовж потоку:

$$R(\xi) = \frac{\overline{u(x)u(x+\xi)}}{\overline{u^2}}.$$

Для цього уявимо миттєве, одночасне вимірювання подовжньої швидкості уздовж прямої, паралельної основному напрямку. Вираз буде формально тотожний попередньому:

$$R(\xi) = \int_0^\infty \cos \omega \xi \cdot S(\omega) d\omega. \quad (2.13)$$

У цьому випадку частота ω показує число коливань на одиницю довжини. Оскільки таку «лінійну частоту» технічно неможливо виміряти, то йдуть на деяке наближене припущення: беруть пропорційність між лінійним і часовим зсувом $\xi = \tau \cdot \bar{u}$ [2].

Спектральною функцією називається функція, що виражає щільність розподілу енергії турбулентності по частотах пульсацій. Якщо енергія, що відводиться на елемент частоти, виражена в долях сумарної енергії, тобто виражена у безрозмірному виді, говорять про нормовану спектральну функцію. Визначенням *нормованої спектральної функції* $S(\omega)$ служить формула [2]

$$S(\omega_i) d\omega_i = \frac{[\overline{u_i(\omega_i) u_i(\omega_i + d\omega_i)}]}{\overline{u_i^2}}, \quad (2.14)$$

де $S(\omega)$ – спектральна щільність, ω_i – частота пульсацій і $\overline{u_i(\omega_i) u_i(\omega_i + d\omega_i)}$ – енергія пульсацій i -ї компоненти швидкості, що припадає на інтервал частот від ω_i до $\omega_i + d\omega_i$. Функція $S(\omega)$ дозволяє оцінити швидкість дисипації енергії та характерні масштаби турбулентності.

Нормована спектральна функція задовольняє умову [2]

$$\int_0^\infty S(\omega_i) d\omega_i = 1.$$

Спектральну функцію можна побудувати, наприклад, шляхом виміру термоанемометром, користуючись системою електричних фільтрів. Вона може бути обчислена також з експериментально визначеної кореляційної функції $R(\tau)$, на підставі властивості оборотності інтеграла Фур'є, застосовуючи числові методи для оцінки значень інтеграла:

$$S(\omega) = 4 \int_0^{\infty} R(\tau) \cos(\omega\tau) d\tau. \quad (2.15)$$

Проведені виміри в умовах ізотропної турбулентності (за вхідними ґратами аеродинамічної труби) підтвердили справедливості вказаних формул [2].

Розглянемо *фізичний* зміст розкладання пульсацій в спектр частот. Сучасна спектральна теорія турбулентності, створена школою академіка А. М. Колмогорова [11], уточнює положення Рейнольдса: енергія усередненого руху передається спочатку пульсаціям низьких частот, а від них переходить до все більше і більш високим частотам, поки останні не досягнуть межі, обумовленої в'язкістю рідини. На цій межі уся механічна енергія рідини повністю переходить в теплоту. Сама пульсація швидкості, спостережувана в деякій точці простору, є проходження через цю точку збурень, або завихрених мас, різних розмірів. Причому низьким частотам відповідають вихори великих розмірів, а високим частотам – вихори малих розмірів, тобто приходимо до уявлення про масштаби турбулентності. За виразом Веліканова [2]: «Ми говоримо тепер про великомасштабні і дрібномасштабні пульсації, або про великомасштабну і дрібномасштабну турбулентність». Максимальний масштаб пульсацій визначається розмірами (і формою) потоку, а мінімальний масштаб – в'язкістю рідини. Між цими двома крайніми межами включений увесь безперервний *спектр частот*. А оскільки частоти і масштаби можна пов'язати простим співвідношенням $\omega l = \zeta$ у якому права частина (для даної точки) є постійна величина, то усі співвідношення для спектру частот переносяться і на *спектр масштабів*.

Локально-ізотропна турбулентність. У русловому потоці і поля швидкостей і спектр пульсацій визначаються розмірами і формою русла. В цьому спектрі основну роль відіграють вихори (збурення) найбільші з можливих, що визначаються розмірами поперечного перерізу потоку. Ними формується русло в ґрунтах, що розмиваються, вони переносять рухомі та завислі наноси [2].

Основні *фізичні* передумови теорії А. М. Колмогорова (1941 р.) [2] представляються в наступному вигляді. Внаслідок нестійкості осередненого руху потік породжує «вихори» (збурення) найбільш великого з можливих масштабів, але ці великі вихори теж виявляються нестійкими і породжують вихори другого порядку – меншого розміру, і т. д. аж до найдрібніших вихорів, які вже виявляються стійкими, оскільки число Рейнольдса для них буде «менше критичного» і рух в них буде «ламінарним», а в ламинарному русі механічна енергія завдяки молекулярному механізму в'язкості безпосередньо переходить в теплоту. Таким чином, безпосередньої дисипації енергії великих вихорів не передбачається, кількість енергії, що передається по «каскаду частот», від вихорів n -го до вихорів $(n+1)$ -го порядку, не повинна істотно залежати від в'язкості. Але, з іншої сторони, вихори дуже великі ще перебувають під впливом усередненого руху, тобто мають сліди форми і розмірів потоку.

А. М. Колмогоров виділив в спектрі частот область вихорів, набагато менших, ніж поперечні розміри самого потоку, і висловив гіпотезу, що до них наближено застосовні умови ізотропії, оскільки вони майже не залежать від форми потоку. Ця

гіпотеза в поєднанні з гіпотезою про ламінарність найдрібніших вихорів, дисипуючих механічну енергію, – дозволила А. М. Колмогорову на базі ідеї О. О. Фрідмана про корелятивний зв'язок між швидкостями (і тисками) в різних точках чотиривимірного простору (x, y, z, P) побудувати теорію локальної ізотропії [2, 3].

Локальна структура потоку залежить від фізичних властивостей рідини (густини ρ і в'язкості μ або кінематичної в'язкості ν) та інтенсивності передачі енергії по каскаду частот від вихорів n -го до вихорів $(n+1)$ -го порядку (або швидкості дисипації енергії); позначимо її через ε . Обмежуючись випадком нестискуваної рідини і виключаючи з розгляду постійну величину густини, маємо дві основні величини теорії, що характеризують локальну структуру потоку: ε і ν . Застосовуючи принцип розмірності визначаємо для області локальної ізотропії масштаби довжин і швидкостей. Оскільки розмірності ε і ν складають $[\varepsilon] = L^2 T^{-3}$; $[\nu] = L^2 T^{-1}$, то довжина і швидкість, визначувані тільки цими величинами, будуть:

$$\lambda = (\nu^3 / \varepsilon)^{1/4}; \quad v_\lambda = (\nu \varepsilon)^{1/4}. \quad (2.16)$$

У виразах (2.16) λ – масштаб довжини або масштаб Колмогорова, v_λ – масштаб швидкості. Відповідний масштаб часу буде $\Theta_\nu = (\nu / \varepsilon)^{1/2}$ [2, 3].

А. М. Колмогоров вперше відмітив, якщо порівнювати між собою дві миттєві швидкості, які відносяться до різних точок потоку, то при великих відстанях між точками, різниця між швидкостями буде визначатися великими вихорами; при малих відстанях великі вихори їх переноситимуть як одне ціле, а різниця швидкостей визначатиметься тільки поведінкою малих вихорів, що пов'язане із спектром частот.

Введені А. М. Колмогоровим *структурні функції* мають наступний вигляд [2]:

$$D_{jk}(M_1 M_2) = \overline{[u_j(M_1) u_k(M_2)]} \quad (2.17)$$

В цьому виразі M_1 і M_2 означають дві точки, взаємне розташування яких в загальному випадку визначається вектором $\overrightarrow{M_1 M_2} = r$. Але в ізотропному випадку, який тут розглядається, структурна функція не залежить від якого-небудь вибраного напрямку в просторі, а лише від модуля вектору $|r|$, $v_k(M_1)$, $v_j(M_1)$ – швидкість у точці M_1 , $v_k(M_2)$, $v_j(M_2)$ – швидкість у точці M_2 . Структурна функція виражає осереднений добуток компонент двох векторів, що знаходяться на деякій відстані один від одного.

В теорії Колмогорова скалярні функції записуються [2]:

$$D_{ll} = \overline{[u_l(M_1) u_l(M_2)]} \quad (2.18)$$

$$D_{nn} = \overline{[u_n(M_1) u_n(M_2)]}$$

Перша функція називається *поздовжньою* структурною функцією і

характеризує наближення або віддалення елементарних об'ємів рідини, що знаходяться в точках M_1 і M_2 , друга – *поперечною*, характеризує обертання або зсув одного елементарного об'єму по відношенню до іншого. Відстані між точками M_1 і M_2 можуть бути більше і менше характерного масштабу λ . Розглянемо два граничні випадки, що характеризуються нерівностями:

$$1) r \gg \lambda; \quad 2) r \ll \lambda.$$

Перший випадок відноситься до середніх розмірів вихорів, в русі яких згідно з гіпотезою Колмогорова в'язкість не бере помітної участі. Другий випадок відноситься, навпаки, до рухів, в яких головну роль грає саме в'язкість і які можна вважати ламінарними.

Обидві функції мають розмірність квадрата швидкості і залежать від безрозмірного відношення r/λ . У випадку, коли рух не залежить від в'язкості, маємо [2, 3]:

$$D_{ll} = A_1 \varepsilon^{2/3} r^{2/3}, \quad D_{nn} = B_1 \varepsilon^{2/3} r^{2/3}. \quad (2.19)$$

Вирази (2.19) називаються «законом 2/3», який отримав А. М. Колмогоров із принципу розмірностей, а потім О. М. Обухов вивів їх на основі балансу енергії та вирішального рівняння О. Рейнольдса.

У випадку ламінарного руху при таких малих відстанях $r \ll \lambda$ різниця швидкостей $v(M_2) - v(M_1)$ повинна бути порядку малості r :

$$D_{ll} = A_2 (\varepsilon r^2 / \nu); \quad D_{nn} = B_2 (\varepsilon r^2 / \nu). \quad (2.20)$$

Зв'язок між структурними функціями А. М. Колмогорова: поздовжньою D_{ll} і поперечною D_{nn} , та моментами зв'язку Фрідмана $(v_l v_l)$, $(v_n v_n)$ в ізотропному випадку, використовуючи (2.18) і перетворюючи їх, буде [2]:

$$D_{ll} = c_1 \varepsilon^{2/3} r^{2/3}, \quad D_{nn} = c_2 \varepsilon^{2/3} r^{2/3}, \quad D_{nn} = \frac{4}{5} D_{ll}. \quad (2.21)$$

Відповідно до теоретичних висновків О. О. Фрідмана структурна функція третього порядку при $r \ll \lambda$ буде r^3 порядку малості, а другого порядку – порядку малості r^2 . Тому першою можна знехтувати у порівнянні із другою. При $r \gg \lambda$ А. М. Колмогоров дає вирази для структурної функції третього порядку [2]:

$$D_{lll} = -0,4 D_{ll}^{3/2} = -0,4 c_1^{3/2} r \varepsilon, \quad D_{nnn} = -\frac{4}{5} D_{nn}^{3/2} r \varepsilon. \quad (2.22)$$

З рівняння (2.22) ми отримуємо коефіцієнти у структурних функціях:

$$-0,4 c_1^{3/2} = -\frac{4}{5} c_2^{3/2} \quad c_2 = \frac{4}{3} c_1. \quad (2.23)$$

Теорія локальної ізотропії широко застосовується до атмосферної турбулентності. Її застосування до руслових потоків залежить від співвідношення масштабів турбулентності. Основне положення теорії: одночасне виконання умов

1) $r \gg \lambda$; 2) $r \ll \lambda$ вимагає такого співвідношення між зовнішнім (L) і внутрішнім (λ) масштабами, яке у величезній по розмірах атмосфері, звичайно, набагато легше виконується, ніж в струмках і річках, глибина яких виражається, найбільше, декількома метрами. Відповідно до спектральної теорії розрізняють в руслових потоках три категорії процесів: 1) руслоформуючі процеси, пов'язані з масштабами порядку L ; 2) дифузійні процеси, пов'язані з масштабами порядку меншими ніж L , але багато більшими за λ ; 3) дисипативні процеси, пов'язані з масштабами порядку λ . Теорія локальної ізотропії розглядає, в основному, другі. У руслових потоках найважливіші саме перші процеси: вони створюють русло. У меншій мірі розглядаються дифузійні процеси, але у багатьох питаннях і вони грають важливу роль. Процеси третьої категорії: дисипативні, пов'язані з питаннями гідравлічних опорів, на сучасній стадії науки використовують інтегральну оцінку усього опору потоку за емпіричними даними [2].

Часова структурна функція. Якщо є рівномірна усереднена течія, наприклад, уздовж осі x і пульсаційні швидкості малі в порівнянні з осередненими ($|u'| \ll \bar{u}$), то статистично у фіксованій точці хронограма ідентична миттєвому розподілу пульсаційних швидкостей уздовж прямої, яка проходить через цю точку у напрямі руху. Це припущення, введене Тейлором, відоме як «гіпотеза замороженої турбулентності», застосовується для побудови часової структурної функції $r = \bar{u} \tau$, де τ – час вимірювання.

Часова структурна функція має вигляд [2]:

$$D_u = c \varepsilon^{2/3} \bar{u}^{1/3} \tau^{2/3}, \quad c \varepsilon^{2/3} \bar{u}^{1/3} = A, \quad D_u = A \tau^{2/3}, \quad (2.24)$$

Із (2.24) отримаємо формулу дисипації енергії

$$\varepsilon = \left(\frac{A}{c}\right)^{3/2} \bar{u} \quad (2.25)$$

де C – універсальна постійна.

Дисипація енергії є одною із головних властивостей турбулентності.

Запитання для самоперевірки

1. Теорія турбулентного перенесення Шмідта і Келлера.
2. Перенесення кількостей руху (теорія Л. Прандтля і Т. Кармана).
3. Суть теорії турбулентності Колмогорова – Обухова.
4. Фізична та енергетична концепція теорії турбулентності.
5. Закон двох третин Колмогорова – Обухова.
6. Дисипація енергії турбулентності через структурну функцію.
7. Спектральна функція турбулентності.
8. Закон мінус п'яти третин Колмогорова – Обухова.
9. Дисипація енергії турбулентності через спектральну функцію.
10. Розподіл осереднених швидкостей потоку по вертикалі.
11. Поняття «безрозмірний дефіцит швидкості».
12. Розподіл осереднених швидкостей потоку по його ширині.

3 РУХ ВОДИ НА ВИГІНІ РУСЛА

3.1 Поперечні течії в річках. Процес меандрування

Просторовий характер руху води в річках проявляється найяскравіше там, де лінії течії відхиляються від напряму геометричної осі русла. У таких випадках представляють течію води як результат накладення на основний подовжній рух поперечних або циркуляційних течій. Утворення цих течій пояснюється або впливом підводного рельєфу, або дією поперечних прискорень – коріолісового і доцентрового. Роль коріолісового прискорення в річкових потоках незначна. Це зумовлено його малою величиною в порівнянні із звичайними значеннями подовжньої складової прискорення вільного падіння gi_0 . Загальновідомий ефект коріолісового прискорення – підмив правих берегів річок північної півкулі змінює стан річок так повільно, що протягом декількох десятиліть ним можна повністю нехтувати. Є деякі вторинні явища в річкових руслах, що носять слід коріолісового прискорення, наприклад, на прямолінійних ділянках русел крупність донних відкладів під правим берегом в середньому трохи більша, чим під лівим [3].

Зовсім інакше впливають на русла доцентрові прискорення. Внаслідок процесу розмиву берегів річкові русла легко викривляються. Виникає викривлення берегу, яке потім посилюється під дією механізму зворотного зв'язку між кривизною русла і інтенсивністю поперечного руху води. Поперечна течія зсуває максимум швидкостей до увігнутого берега, спричиняючи його розмив. Зростаюча кривизна берега збільшує доцентрове прискорення, а з ним і інтенсивність поперечної течії. У розвиненому річковому закруті величина доцентрового прискорення порівняна з величиною gi_0 , а іноді і перевершує її.

Як і в інших випадках руслових деформацій, розмив увігнутого берега з деякого моменту часу перестає прискорюватися, а потім він слабшає або припиняється. У річок з високими заплавами, складеними зв'язними або напівзв'язними ґрунтами, загасання процесу зумовлене збільшенням довжини русла. У гіпертрофованому довгому закруті уклон вільної поверхні стає малим і вода, що повільно тече, вже не може розмивати дно і береги. Якщо заплава невисока і складена незв'язними ґрунтами, на більш ранній стадії відбувається прорив перешийка між кінцями закруту, що зблизилися, і вона відмирає [3].

3.2 Обертання рідини

Рух води у звивистому руслі має деякі загальні риси з плоским обертанням рідини. Щоб зрозуміти, як відбувається обертання рідини, розглянемо таку схему. Нехай в необмеженому просторі, заповненому в'язкою нестискуваною рідиною, обертається з постійною кутовою швидкістю ω пряма кругла труба нескінченної довжини, заповнена тією ж рідиною. Рух рідини усередині і поза трубою буде плоским, вісесиметричним і усталеним. Для опису руху скористаємося

циліндричними координатами r, φ, z (рис. 3.1) [3].

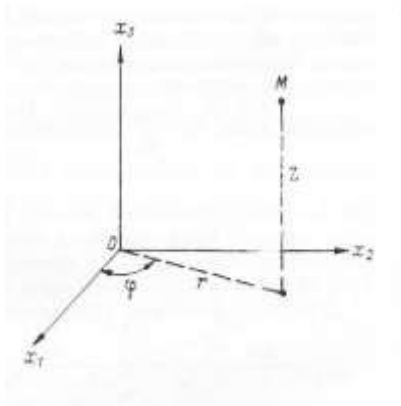


Рис. 3.1 – Циліндрична система координат r, φ, z для описання обертального руху рідини [3]

Відповідні компоненти швидкості позначимо v, u, ω . Вісь z поєднаємо з віссю труби. Використаємо рівняння Нав'є-Стокса в циліндричних координатах та, відповідно до умов завдання, в цих рівняннях компоненти швидкості v, ω , об'ємні сили і усі похідні по φ, z і t прирівнюємо до нуля [3]:

$$\frac{u^2}{r} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial u}{\partial r} - \frac{u}{r^2} = 0. \quad (3.2)$$

Внаслідок умов плоского, кругового, стаціонарного руху коефіцієнт в'язкості скорочується. В'язкість рідини при такому русі проявляється тільки в умові прилипання. Інтегруючи рівняння (3.2), отримуємо [3]

$$u = \frac{C_1}{2} r + \frac{C_2}{r}, \quad (3.3)$$

де C_1, C_2 – довільні постійні. Визначимо рух усередині труби. Граничні умови на осі труби і на внутрішній поверхні стінки мають вигляд

$$u(0) = 0, u(r_0) = \omega r_0. \quad (3.4)$$

Звідси $C_1 = 2$ і $C_2 = 0$. Рідина усередині труби обертається разом з трубою як тверде тіло [3]

$$u = \omega r, 0 \leq r \leq r_0. \quad (3.5)$$

Поза трубою граничні умови записуються (товщиною стінок труби нехтуємо)

$$u(r_0) = \omega r_0, u(\infty) = 0. \quad (3.6)$$

Таким чином, в зовнішній області $C_1 = 0, C_2 = \frac{\omega r_0^2}{2} \frac{\Gamma}{2\pi}$ де $\Gamma = 2\pi \omega r_0^2$ – циркуляція швидкості. Закон руху має вигляд [3]

$$u = \Gamma / 2\pi r, r_0 \leq r \leq \infty. \quad (3.7)$$

Рух згідно з законом (3.7) є безвихровим. Закон (3.7) називають *законом площ* згідно його властивості, що радіус-вектори усіх рідких часток, що рухаються, покривають в одиницю часу рівні площі. Підставивши вираження швидкості (3.7) в рівняння руху (3.1) і виконавши інтегрування, знайдемо розподіл тиску [3]

$$p = p(\infty) - \frac{\rho \Gamma^2}{8\pi^2 r^2}. \quad (3.8)$$

Розподіл колових швидкостей усередині і поза трубою показано на рис. 3.2. На стінці труби похідна $\frac{\partial u}{\partial r}$ має розрив. Якщо тепер прибрати трубу, сили в'язкості згладять розрив і отримаємо ламінарний вихор, розподіл швидкостей в якому асимптотично наближається поблизу осі до закону (3.5), а на великій відстані від осі до закону (3.7). Внаслідок втрат енергії на тертя такий вихор не може бути стаціонарним – його ядро буде поступово розпливатися, обертальний рух рідини буде затухати.

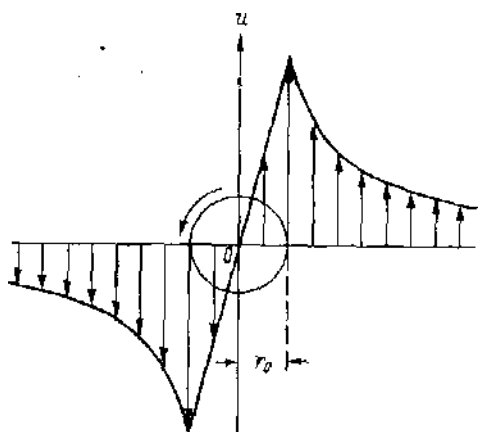


Рис. 3.2 – Розподіл колових швидкостей усередині і поза трубою [3]

Якщо віднести усі окружні швидкості до швидкості на межі ядра $u(r_k) = u_{\text{макс}}$, цей безрозмірний розподіл швидкостей не залежить ні від в'язкості, ні від часу. Згідно з точним рішенням рівнянь Нав'є-Стокса, безрозмірний розподіл окружних швидкостей в плоскому вихорі в'язкої рідини має вигляд [3]

$$\frac{u}{u(r_k)} = 1,4 \frac{r_k}{r} [1 - \exp(-1,26 \frac{r^2}{r_k^2})]. \quad (3.9)$$

У турбулентних вихорах усереднені окружні швидкості розподілені дещо більше рівномірно. Цей розподіл описується наближеною формулою К.В. Гришаніна [3]:

$$\frac{\bar{u}}{\bar{u}(r_k)} = \frac{2r_k r}{r_k^2 + r^2}. \quad (3.10)$$

Вихори кінцевої довжини у в'язкій рідині не можуть бути плоскими. Прикладом можуть служити вихори з вертикальними осями обертання, що утворюються у відкритих потоках на межах водовертних зон. Їх ядра формуються з вихрових шнурів, що рухаються по поверхні дна. Верхніми кінцями вони упираються у вільну

поверхню. Оскільки під впливом тертя окружні швидкості в такому вихорі по напрямку до дна убувають, то відцентрові сили урівноважують радіальний градієнт тиску лише в деякій одній площині. Нижче цієї площини на обертальний рух накладається конвергентний, вище – дивергентний. Вони сполучаються за допомогою висхідного руху в ядрі вихору. У системі координат, що рухається разом з вихором, придонні лінії течії мають вигляд логарифмічних спіралей. Інтенсивні вихори з такою структурою можуть сильно розмивати дно у цих місцях. Дуже схожі до описаного рух повітря в торнадо і тропічних циклонах. Разом з величезними окружними швидкостями (до 100-150 м/с) причиною руйнівних дій торнадо є різке пониження тиску поблизу осі вихору. У водяних вихорів пониження тиску проявляється у воронкоподібному поглибленні вільної поверхні. Нерідко в приосьову область проникають бульбашки повітря, а при дуже швидкому обертанні ядро вихору може стати порожнистим. Незважаючи на складний просторовий характер руху, розподіл окружних швидкостей у водяних і атмосферних вихорах зберігає головні риси плоского обертання рідини: лінійне зростання швидкостей біля осі і їх падіння за законом площ на периферії [3].

3.3 Швидкості течії води і розподіл їх по живому перерізу. Досліди А.І. Лосієвського

Вода в річках рухається під дією сили тяжіння F' . Цю силу можна розкласти на дві складові: паралельну дну F'_x і нормальну до дна F'_y (рис. 3.3). Сила F' врівноважується силою реакції з боку дна. Сила F'_x , що залежить від уклону, викликає рух води в потоці. Ця сила, діючи постійно, мала б викликати прискорення руху. Цього не відбувається, тому що вона врівноважується силою опору, що виникає в потоці в результаті внутрішнього тертя між частинками води і тертя рухомої маси води об дно і береги. Зміна ухилу, шорсткості дна, звуження і розширення русла викликають зміну співвідношення рушійної сили і сили опору, що призводить до зміни швидкостей течії по довжині річки і в живому перерізі [12].

При рівномірному русі уклон поверхні потоку I дорівнює уклону дна i та водна поверхня є паралельною вирівняній поверхні дна. Нерівномірний рух може бути уповільненим і прискореним.

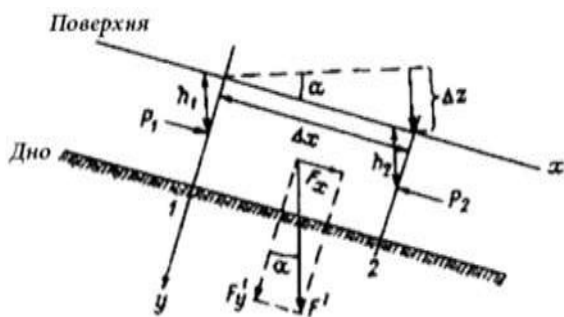


Рис. 3.3 – Схема сил до вирішення рівняння Шезі за А.В. Караушевим [12, 14]

При сповільнюваному русі вниз за течією крива вільної водної поверхні набуває форми кривої підпору. Поверхневий уклон стає менший від уклону дна ($I < i$), і глибина зростає в напрямку течії. У випадку прискорюваного перебігу крива вільної поверхні потоку називається кривою спаду; глибина зменшується уздовж потоку, швидкість і уклон зростають ($I > i$) (рис. 3.4).

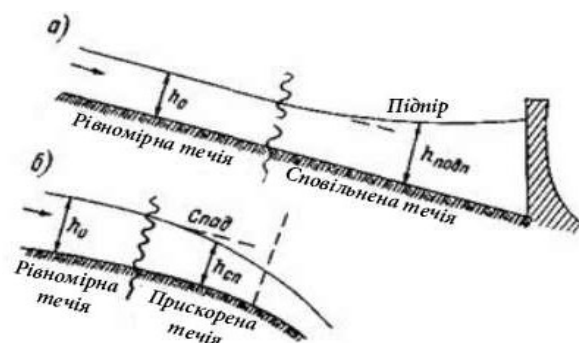


Рис. 3.4 – Приклади кривої водної поверхні потоку:
а – крива підпору,
б – крива спаду
за А. В. Караушевим
[13, 14]

Швидкості течії в річках неоднакові в різних точках потоку: вони змінюються і по глибині і по ширині живого перерізу. На кожній окремо взятій вертикалі найменші швидкості спостерігаються біля дна, що пов'язано з впливом шорсткості русла. Наростання швидкості від дна до поверхні відбувається спочатку швидко, а потім сповільнюється, і максимум у відкритих потоках досягається на поверхні або на відстані $0,2H$ від поверхні. Криві зміни швидкостей по вертикалі називаються годографом або епюрами швидкостей (рис. 3.5). На розподіл швидкостей по вертикалі великий вплив мають нерівності в рельєфі дна, льданий покрив, вітер і водна рослинність. При наявності на дні нерівностей (піднесення, валуни) швидкості в потоці перед перешкодою різко зменшуються до дна. Зменшуються швидкості в придонному шарі при розвитку водної рослинності, що значно підвищує шорсткість дна русла.

Взимку під льодом, особливо при наявності шуги, під впливом додаткового тертя об шорстку нижню поверхню льоду швидкості мають малі значення. Максимум швидкості зміщується до середини глибини і іноді розташований ближче до дна. Вітер, що дме в напрямку течії, збільшує швидкість біля поверхні. При зворотному співвідношенні напрямку вітру і течії швидкості біля поверхні зменшуються, а положення максимуму зміщується на велику глибину в порівнянні з його місцезнаходженням у безвітряну погоду.

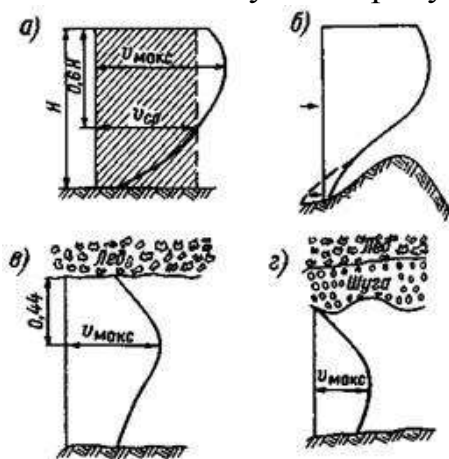


Рис. 3.5 –
Епюри швидкостей [14]:
а – відкрите русло,
б – перед перешкодою,
в – крижаний покрив,
г – скупчення шуги.

По ширині потоку швидкості як поверхнева, так і середня на вертикалях змінюються досить плавно, в основному повторюючи розподіл глибин в живому перерізі: біля берегів швидкість менше, в центрі потоку вона найбільша. Лінія, що з'єднує точки на поверхні річки з найбільшими швидкостями, називається стрижнем. Знання положення стрижня має велике значення при використанні річок для роботи водного транспорту і лісосплаву. Уявлення про розподіл швидкостей в живому перерізі можна отримати побудовою *ізотак* – ліній, що з'єднують в живому перерізі точки з однаковими швидкостями (рис. 3.6). Область максимальних швидкостей розташована, зазвичай, на деякій глибині від поверхні. Лінія, що з'єднує по довжині потоку точки окремих живих перетинів з найбільшими швидкостями, називається *динамічною віссю потоку* [13].

Середня швидкість на вертикалі обчислюється діленням площі епюри швидкостей на глибину вертикалі або при наявності вимірюваних швидкостей в характерних точках по глибині ($v_{\text{пов}}, v_{0,2H}, v_{0,6H}, v_{0,8H}, v_{\text{дно}}$) за однією з емпіричних формул, наприклад [14]

$$v_{\text{сер верт}} = 0,5(v_{0,2H} + v_{0,8H}) \quad (3.11)$$

Середня швидкість в живому перерізі. Формула Шезі. Для обчислення середньої швидкості потоку при відсутності безпосередніх вимірювань широко застосовується формула Шезі. Вона має такий вигляд [14]:

$$v_{\text{сер}} = C\sqrt{H_{\text{сер}}I}, \quad (3.12)$$

де $H_{\text{сер}}$ – середня глибина.

Величина коефіцієнта C не є величиною постійною. Вона залежить від глибини і шорсткості русла. Для визначення C існує ряд емпіричних формул. Наприклад, формула Манінга $C = \frac{1}{n}R^{1/6}$, формула Н.Н. Павловського $C = \frac{1}{n}R^y$, де n – коефіцієнт шорсткості, знаходиться за спеціальними таблицями М. Ф. Срібного. Змінний показник у формулі Павловського y визначається залежністю $y = 2,5\sqrt{n} + 0,13 - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0,1)$.

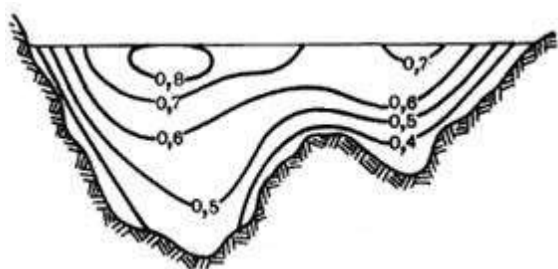


Рис. 3.6 – Ізотакси в живому перерізі річкового потоку [13]

З формули Шезі видно, що швидкість потоку зростає зі збільшенням гідравлічного радіуса або середньої глибини. Це відбувається тому, що зі

збільшенням глибини слабшає вплив шорсткості дна на величину швидкості в окремих точках вертикалі і тим самим зменшується площа на епюрі швидкостей, зайнята малими швидкостями. Збільшення гідравлічного радіусу призводить і до збільшення коефіцієнта C . З формули Шезі випливає, що швидкість потоку зростає зі збільшенням уклону, але це зростання при турбулентному русі виражене в меншій мірі, ніж при ламінарному.

Швидкість течії гірських та рівнинних річок [13]. Перебіг рівнинних річок значно більш спокійний, ніж гірських. Водна поверхня рівнинних річок порівняно рівна. Перешкоди оминаються потоком спокійно, крива підпору, що виникає перед перешкодою, плавно сполучається з водною поверхнею вище розташованої ділянки.

Гірські річки відрізняються великою нерівністю водної поверхні (пінисті гребені, підкиди (взброси), провали). Підкиди виникають перед перешкодою (нагромадженням валунів на дні русла) або при різкому зменшенні ухилу дна. Підкид води в гідравліці носить назву гідравлічного стрибка. Його можна розглядати як одиночну хвилю, що з'явилася на водній поверхні перед перешкодою. Швидкість поширення одиночної хвилі на поверхні, $c = \sqrt{gH}$, де g – прискорення сили тяжіння, H – глибина.

Якщо середня швидкість течії $v_{\text{сеп}}$ потоку виявляється рівною швидкості поширення хвилі або перевищує її, то утворена біля перешкоди хвиля не може поширитися вгору за течією і зупиняється поблизу місця її виникнення. Формується призупинена хвиля переміщення.

Нехай $v_{\text{сеп}} = c$. Підставляючи в цю рівність значення з попередньої формули, отримаємо $v_{\text{сеп}} = \sqrt{gH}$, або $\frac{v_{\text{сеп}}^2}{gH} = 1$. Ліва частина цієї рівності відома як число Фруда (Fr). Це число дозволяє оцінити умови існування бурхливого або спокійного режиму течії: при $Fr < 1$ – спокійний режим, при $Fr > 1$ – бурхливий режим.

Таким чином, між характером перебігу, глибиною, швидкістю, а отже, і уклоном існують такі співвідношення: зі збільшенням ухилу і швидкості та зменшенням глибини при даній витраті течія стає більш бурхливою; зі зменшенням уклону і швидкості та збільшенням глибини при даній витраті течія набуває більш спокійного характеру.

Гірські річки характеризуються, як правило, бурхливою течією, рівнинні річки мають спокійний режим течії. Бурхливий режим течії може бути і на порожистих ділянках рівнинних річок. Перехід до бурхливого стану різко посилює турбулентність потоку.

Поперечні циркуляції [14]. Однією з особливостей руху води в річках є непаралельноструминність течій. Вона чітко проявляється на заокругленні і спостерігається на прямолінійних ділянках річок. Поряд із загальним паралельним берегам рухом потоку в цілому є внутрішні течії в потоці, спрямовані під різними кутами до осі руху потоку, які переміщують водні маси в поперечному до потоку напрямку. На це в кінці минулого століття звернув увагу дослідник Н.С. Лелявський. Він таким чином пояснив структуру внутрішніх течій: на стрижні внаслідок великих швидкостей на поверхні води відбувається втягування струменів з боку, в результаті в центрі потоку створюється деяке підвищення рівня. Внаслідок

цього в площині, перпендикулярній напрямку течії, утворюються дві циркуляційних течії по замкнутим контурам, які розходяться біля дна (рис. 3.7а). У поєднанні з поступальним рухом ці поперечні циркуляційні течії набувають форму гвинтових рухів. Поверхневу течію, спрямовану до стрижня, Лелявський назвав збійною, а донну, що розходиться – віялоподібною [14].

На вигнутих ділянках русла струмені води, зустрічаючись з увігнутих берегом, відбиваються від нього. Маса води, які переносяться цими відбитими струменями, що мають менші швидкості, накладаючись на маси води, що переносяться набігають на них наступними струменями, підвищують рівень водної поверхні біля увігнутого берега. Внаслідок цього виникає перекис водної поверхні, і струмені води, що знаходяться біля увігнутого берега, опускаються по схилу його і направляються в придонних шарах до протилежного опуклого берега. Виникає циркуляційна течія на вигнутих ділянках річок (рис. 3.7б).

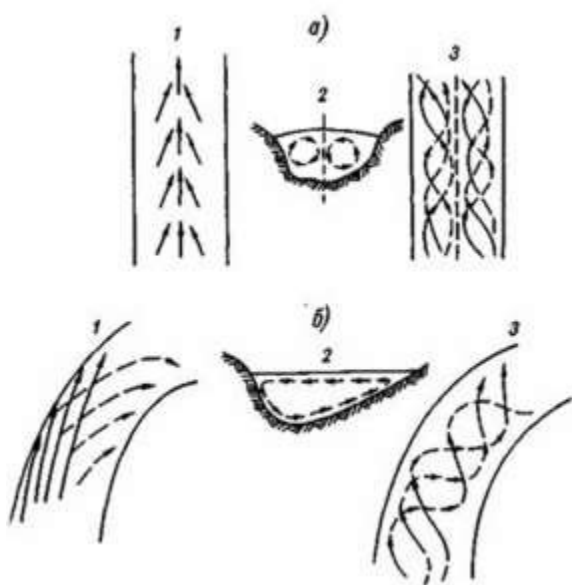


Рис. 3.7 – Циркуляційні течії на прямолінійній ділянці русла (а) і на заокругленні (б) за Н.С. Лелявським [13, 14]:
1 – план поверхневих і донних струменів,
2 – циркуляційні течії в вертикальній площині,
3 – гвинтові течії.

Особливості внутрішніх течій потоку були вивчені А. І. Лосієвським в лабораторних умовах. Ним була встановлена залежність форми циркуляційних течій від співвідношення глибини і ширини потоку і виділені чотири типи внутрішніх течій (рис. 3.8). Типи I і II представлені двома симетричними циркуляціями. Для типу I характерне сходження струменів біля поверхні і розбіжність біля дна. Цей випадок властивий водотокам з широким і неглибоким руслом, коли вплив берегів на потік незначний. У другому випадку донні струмені спрямовані від берегів до середини. Цей тип циркуляції характерний для глибоких потоків з великими швидкостями. Тип III з односторонньою циркуляцією спостерігається в руслах трикутної форми. Тип IV – проміжний – може виникати при переході типу I в тип II. В цьому випадку струмені всередині потоку можуть сходитися або розходитися, відповідно біля берегів – розходитися або сходитися. Надалі розвиток уявлення про циркуляційні течії отримав в роботах М.А. Веліканова, В.М. Маккавєєва, А.В. Караушева и ін. Поява поперечних течій на заокругленні русла пояснюється розвитком відцентрової сили інерції та пов'язаним з нею поперечним ухилом водної поверхні. Відцентрова сила інерції, що виникає на заокругленні, неоднакова

на різних глибинах. Біля поверхні вона більше, біля дна менше внаслідок зменшення з глибиною поздовжньої швидкості (рис. 3.9а). Залежно від напрямку вигину відхиляюча сила Коріоліса або посилює, або послаблює поперечні течії на заокругленні. Ця ж сила збуджує поперечні течії на прямолінійних ділянках [14].

При низьких рівнях на заокругленні циркуляційні течії майже не виражені. З підвищенням рівнів, збільшенням швидкості і відцентрової сили циркуляційні течії стають виразними.

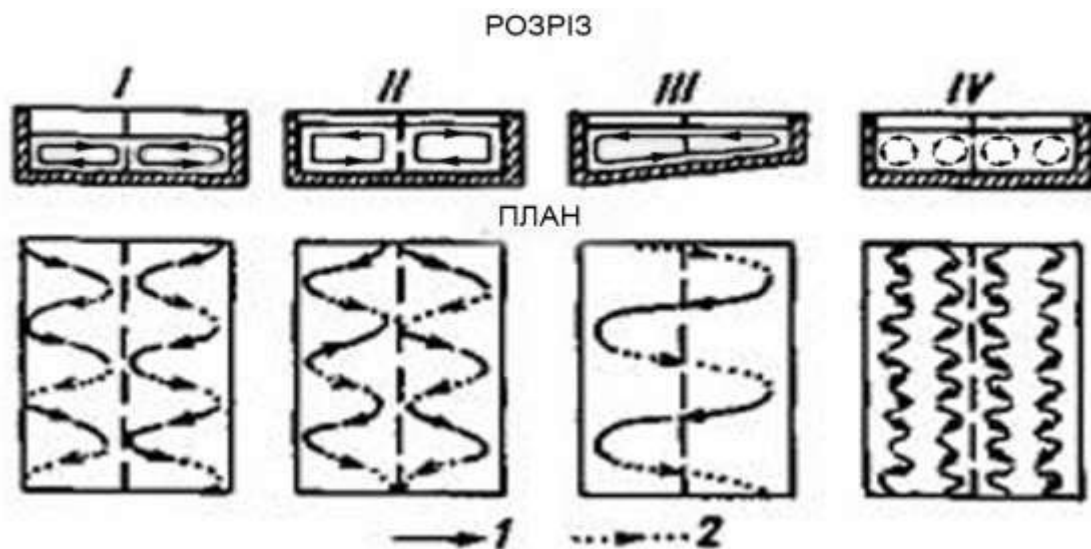


Рис. 3.8 – Схема внутрішніх течій (за А. І. Лосієвським): 1 - поверхневий струмінь, 2 - донний струмінь [14].

Швидкість поперечних течій зазвичай мала – в десятки разів менше поздовжньої складової швидкості. Описаний характер циркуляційних течій спостерігається до виходу води на заплаву. З моменту виходу води на заплаву в річці створюються як би два потоки - верхній, долинного напрямку, і нижній, в корінному руслі. Взаємодія цих потоків складна і ще мало вивчена.

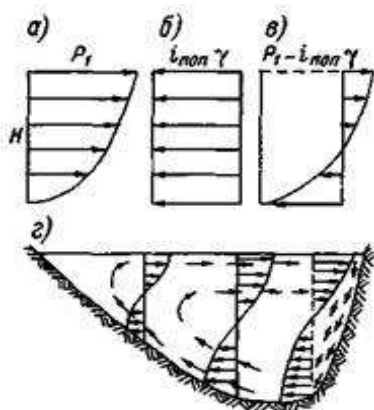


Рис. 3.9 – Схема складання сил, що зумовлюють циркуляцію [14]:

- а – зміна по вертикалі відцентрової сили P_1 ,
- б – надлишковий тиск,
- в – результуюча епюра діючих на вертикалі відцентрової сили і надлишкового тиску,
- г – поперечна циркуляція.

У літературі [11] походження таких циркуляцій пов'язується з механізмом передачі на елементарні об'єми води в потоці дії коріолісова прискорення за допомогою градієнта тиску, зумовленого поперечним ухилом (і постійного на

вертикалі), і різниці дотичних напружень, викликаних на гранях елементарних об'ємів води відмінностями в швидкостях потоку по вертикалі. Аналогічну коріолісовому прискоренню роль виконує на повороті русла доцентрове прискорення. Крім поперечних циркуляцій, в потоці спостерігаються вихрові рухи з вертикальною віссю обертання (рис. 3.10).

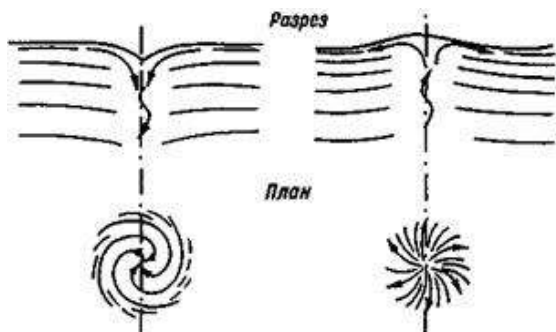


Рис. 3.10 – Схема вихорів з вертикальними осями за К. В. Гришаниним [11, 14]

Одні з них рухливі і нестійкі, інші стаціонарні і відрізняються великими поперечними розмірами. Найчастіше вони виникають в місцях злиття, за крутими виступами берегів, при обтіканні деяких підводних перешкод і т. д. Умови формування стаціонарних вихорів поки не досліджені. Гришанин висловлює припущення, що утворенню стійкого локалізованого вихору сприяє значна глибина потоку і існування висхідної течії води. Ці вихори в потоці, відомі під назвою вирів, нагадують повітряні вихори – смерчі [11, 14].

Поперечні циркуляції, вихрові рухи відіграють велику роль в транспортуванні наносів і формуванні річкових русел.

3.4 Метод управління поперечною циркуляцією М.В. Потапова

У роботах В.М. Маккавєєва [9] проблема поперечних течій розглянута найбільш фундаментально. Ним дано теоретичне вирішення таких питань, як розподіл поперечних і подовжніх швидкостей на заокругленні русла, метод розрахунку поперечних течій що виникають під дією коріолісових сил, розглянуте питання про виникнення і згасання поперечної циркуляції, про порушення циркуляції струмене-спрямовуючими конструкціями М.В. Потапова і А.І. Лосієвського. Дослідницькі роботи зі створення штучної поперечної циркуляції і її застосування для вирішення різних завдань руслової гідротехніки велися в СРСР з 30-х років минулого століття. Виконані за цей час лабораторні і теоретичні дослідження поперечної циркуляції завершилися проведенням дослідно - виробничих випробувань різних видів конструкцій, які змінюють поперечну циркуляцію в напрямку, потрібному для вирішення конкретних завдань.

Для боротьби з занесенням донними наносами головних споруд іригаційних каналів у Фергані, на р. Амудар'ї, в Таджикистані успішно застосовувалися напрямні системи з дерев'яних щитів на палях з пристроями, що дозволяють

змінювати заглиблення щитів і кут між щитами і течією, а також плавучі системи з дерев'яних понтонів сегментного обрису. Під дією направляючої системи, що встановлюється в голові каналу, поверхневий шар води спрямовується в канал, а насичений наносами придонний шар відхиляється і зноситься уздовж системи в обхід голови каналу. Надходження донних наносів в канали в результаті дії систем різко зменшилося, а витрата води, що надходила в канали з річки, помітно зростав. Для захисту берегів від розмиву на р. Амудар'ї і інших річок застосовувалися плавучі берегові напрямні системи з понтонів сегментного обрису, а також більш прості споруди у вигляді одиночних фашин, щитів з очерету, дерева. У більшості випадків застосування цих конструкцій давало позитивний ефект, що полягає у відхиленні динамічної осі потоку від розмиву берега і відкладення наносів нижче за течією. Однак недостатньо точне врахування гідрологічних умов призводило іноді до значного зниження ефективності методу [9].

Дослідні дослідження щодо поліпшення судноплавних умов на перекатах проводилися на річках Волга, Ока, В'ятка та ін. Хороші результати були досягнуті при використанні наносо-управляючих споруд Лосієвського у вигляді донних напрямних щитів, зроблених з тину на товстих палях, міцно забитих у дно. Задовільні результати дали випробування Т - подібних напівзагат І. А. Шадріна, що представляють собою комбінації плетених поверхневих і донних напрямних щитів.

Метод виправлення русел за допомогою поперечної циркуляції потребує подальшого дослідження і вдосконалення з метою підвищення його ефективності та розширення кола завдань, які можуть бути вирішені шляхом його використання.

Запитання для самоперевірки

1. Середня швидкість в живому перерізі. Формула Шезі.
2. Поняття „поперечна циркуляція”.
3. Циркуляційні течії на прямолінійній ділянці русла і на заокругленні (за Н.С. Лесявським).
4. Досліди циркуляції А. Лосієвського.
5. Схема вихорів з вертикальними осями (за К. В. Гришаниним).
6. Досліди щодо управління поперечною циркуляцією М. Потапова.

4 ВПЛИВ ЗАПЛАВ НА ПРОПУСКНУ СПРОМОЖНІСТЬ І ОПОРИ РУСЕЛ

Русла із заплавами – окремий випадок складених русел, відмінною особливістю яких є наявність двох і більше потоків, з різними глибинами, що рухаються із різними швидкостями паралельно або під різними кутами один до одного. При взаємодії таких потоків виникають додаткові опори, що істотно змінюють загальну пропускну спроможність русел. Аналогічні явища можуть виникнути і при русі потоку тільки по заплаві, глибина і шорсткість якої різко змінюється по ширині. Можливі випадки різкої зміни шорсткості русла і заплави без помітної зміни глибини [1].

Перші відомості про особливості руху потоків в руслах із заплавами наводяться Ф. Форхгеймером, який, вказує, що розрахункове значення витрати води, визначене за виразом

$$Q = Q_p + Q_z = F_p C_p \sqrt{h_p I_p} + F_z C_z \sqrt{h_z I_z} \quad (4.1)$$

буде більше від фактичного. Зменшення пропускну спроможності русла із заплавою він пояснює утворенням вихорів з вертикальною віссю обертання, що виникають на межі розділу руслового і заплавного потоків.

Тільки у 1947-1950 рр. Г.В. Желєзняков, аналізуючи експериментальні дані по вивченню руслового і заплавного потоків, отримані на прямолінійній моделі русла з двосторонньою заплавою, виявив істотне зменшення середніх і поверхневих швидкостей руслового потоку під впливом заплавного, назване ним кінематичним ефектом взаємодії безнапірного руслового і заплавного потоків [1].

4.1 Процес затоплення і спорожнення заплав. Регулювання паводкового стоку заплавами

Вихід води на заплаву в паводковий період відбувається, як правило, при рівнях води, що відповідають максимальним витратам води 50 % - вої забезпеченості. Дійсно, між цими рівнями і середніми відмітками заплав (для різних типів руслового процесу) встановлені кореляційні залежності (рис. 4.1). Взаємодія руслового та заплавного потоків і утворення єдиного транзитного потоку проходить при більш високих рівнях чим середня відмітка заплави, яка відповідає, максимальним витратам води забезпеченістю 1%.

Це зумовлено наявністю поздовжніх прируслових валів, що створюються самим потоком на межі русла і заплави. Висота таких валів на великих річках може досягати декількох метрів, що і пояснює утворення єдиного транзитного потоку при більш високих рівнях, ніж середня відмітка заплави. В той же час ці вали не є суцільними, в них є пониження як природного, так і штучного походження, що

називаються прірвами, через які відбувається інтенсивний водообмін між руслом і заплавою в процесі затоплення і спорожнення останньої [1].

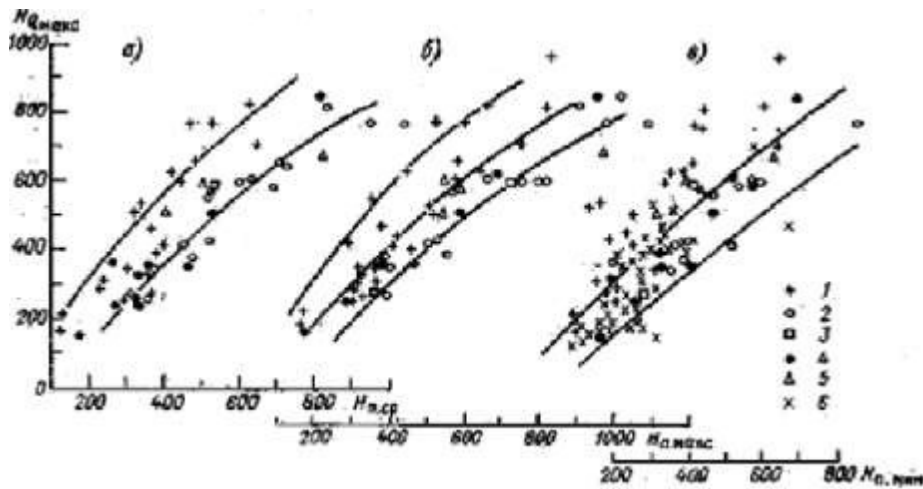


Рис. 4.1 – Залежність $H_3 = f(H_{0\text{max}})$ з урахуванням типу руслового процесу: а) – середні рівні затоплення заплав; б) – рівні затоплення бровок – прируслових валів; в) – рівні затоплення низин заплав; 1 – вільне меандрування, 2 – немеандруючі русла, 3 – обмежене меандрування, 4 – дані про тип руслового процесу відсутні, 5 – р. Об, 6 – дані по річках Білорусії [1].

Динаміка затоплення заплав залежить від їх типу. Розглянемо динаміку затоплення і спорожнення заплавного масиву вільного меандрування в процесі проходження паводку. На початку паводку затоплення заплавного масиву відбувається через низові прірви. При подальшому підйомі рівня вода починає переливатися також через гребені верхових прірв. Після включення верхових прірв збільшуються швидкості заповнення заплавних місткостей і швидкості підйому рівнів в них. Починаючи з моменту, коли рівень води на заплаві стає вищий за рівень в річці біля низової прірви, остання працює у зворотному напрямі. Вода надходить із заплави в русло, отже, масив починає брати участь в пропуску паводка. При подальшому підйомі рівня, що перевищує відмітки прируслових валів, потоки русла і заплави зливаються, утворюючи єдиний транзитний потік, який відповідає рівням малої забезпеченості. Такий потік на більшості річок спостерігається, як правило, не щорічно. На спаді паводка рівень води в річці може виявитися нижчим від рівня на заплаві біля верхових прірв. В цьому випадку верхові прірви працюватимуть у зворотному напрямі, віддаючи воду річці. Процес триває до моменту обсихання гребнів верхових прірв, після чого стік води із заплави в річку відбувається тільки через низові прірви; цей процес може тривати впродовж значної частини межені. Частина паводкових вод акумулюється в різних безстічних заплавних водоймах, фільтрується в ґрунт і випаровується, отже, виключається із транзитної течії [1].

4.2 Типізація процесів взаємодії руслового і заплавного потоків

Типізація процесів взаємодії руслового і заплавного потоків є спробою систематизації складного і різноманітного явища, ряд особливостей якого недостатньо вивчений.

Перші спроби по типізації, в основу якої прийнято взаємне розташування динамічних вісей руслового і заплавного потоків, були виконані М.Б. Баришніковим і В.Г. Саліковим. За даними лабораторних досліджень було виділено чотири типи взаємодії руслового і заплавного потоків [1].

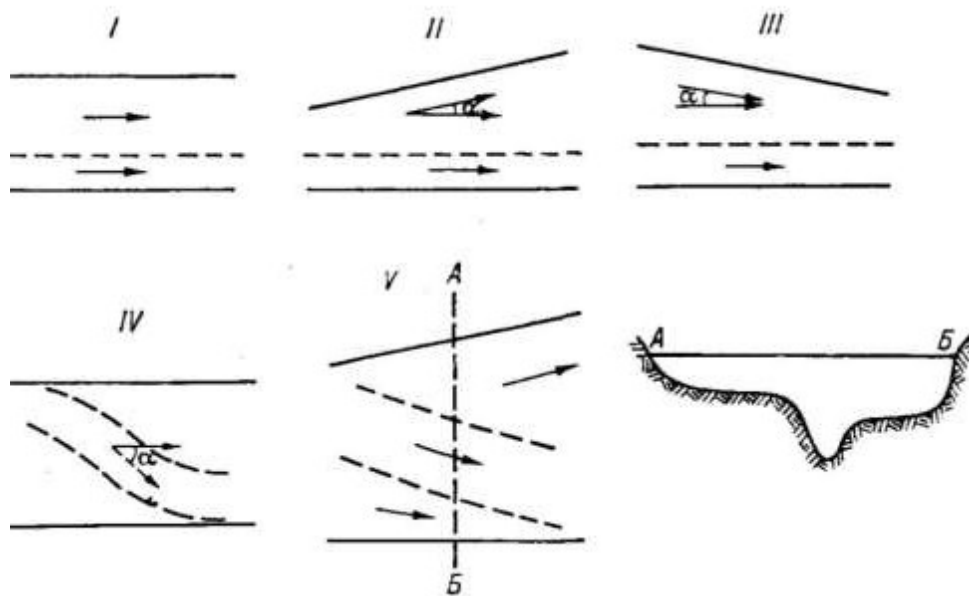


Рис. 4.2 – Схема типізації взаємодії руслового і заплавного потоків.
I – V – типи взаємодії потоків [1].

П е р ш и й тип характеризується паралельністю динамічних осей руслового і заплавного потоків, а отже, і паралельністю геометричних осей русла і заплави (рис. 4.2). Додаткові опори при цьому типі взаємодії потоків створюються за рахунок виникнення вихорів з вертикальною віссю обертання і їх переміщення у бік руслового потоку. На утворення таких вихорів, що захоплюють маси заплавного потоку, їх переміщення, обтікання масами руслового потоку і додавання їм додаткової енергії для збільшення поздовжніх швидкостей до значень відповідних швидкостей в руслі, а також на компенсаційні течії витрачається істотна кількість енергії руслового потоку. Це призводить до зниження його пропускної спроможності приблизно на 12%. Такий тип взаємодії потоків в природних умовах зустрічається достатньо рідко [1].

Д р у г и й тип взаємодії руслового і заплавного потоків характеризується розбіжністю їх динамічних вісей (рис. 4.2). Це може спостерігатися як при непаралельності геометричних вісей русла і заплави, так і при їх паралельності, коли подання води на заплаву менше, а в русло більше їх пропускної спроможності, а також за рахунок збільшення ухилів водної поверхні. Другий тип взаємодії потоків

досить часто зустрічається в натурних умовах. Проте головною причиною надходження мас руслового потоку на заплаву є розширення долини вниз за течією річки [1].

Третій тип взаємодії характеризується сходженням динамічних осей руслового і заплавного потоків (рис. 4.2). Як і у другого типу, геометричні осі русла і заплави можуть бути паралельними або непаралельними. При цьому типі взаємодії маси заплавного потоку надходять в русловий під різними кутами, викликаючи гальмування останнього і зменшуючи тим самим його швидкості і витрати води. Це зменшення знаходиться в прямій залежності від різниці швидкостей і кута сходження динамічних осей взаємодіючих потоків. Витрати енергії руслового потоку на процес масообміну, перемішування його мас з масами заплавного потоку, що поступили, і на підвищення їх швидкостей дуже значні і можуть призводити (за даними експериментів) до зменшення пропускної спроможності руслового відсіку потоку на 50 % і більше. При цьому швидкості заплавного потоку зростають мало, що призводить до істотного зменшення пропускної спроможності перерізу в цілому. Аналіз натурних матеріалів показав, що головною причиною цього типу взаємодії є звуження долини, а отже, і заплави вниз за течією річки. Цей тип взаємодії потоків також широко поширений в натурних умовах [1].

Четвертий тип взаємодії характеризується перетином динамічних осей руслового і заплавного потоків, є одним з найбільш поширених (рис. 4.2). У натурних умовах він спостерігається при меандруючих типах руслового процесу. Цей тип взаємодії потоків як би узагальнює три передуючих. Дійсно, при кутах перетину динамічних осей потоків (α), близьких до нуля, переходимо, до першого типу. При кутах $0 < \alpha < 5\pi/18$ залежно від характеру зміни ширини долини і заплави відзначається аналогічний другому (розширення заплави) або третьому (звуження заплави), типам взаємодії руслового і заплавного потоків. При великих кутах перетину динамічних осей потоків $\alpha \geq \pi/2$, а в природних умовах навіть при кутах, менших $\pi/2$, відзначається принципово новий характер взаємодії руслового і заплавного потоків, коли витрати енергії русловим потоком настільки великі, що течія в ньому припиняється, або навіть спостерігається зворотна. При кутах $\alpha \geq \pi/2$ верхня (по відношенню до заплавного потоку) брівка корінного русла виконує роль гребеня водозливу, а в руслі утворюється водовертна зона, розміри якої визначаються відношенням швидкостей і глибин заплавного і руслового потоків [1]. Таким чином, виділені за даними експериментальних робіт на моделях, чотири типи взаємодії руслового і заплавного потоків в основному підтверджуються натурними даними. При цьому перші три типи, як правило, відповідають потокам в руслах з односторонніми заплавами, а четвертий – в руслах з двосторонніми заплавами. Ця типізація не враховує зміни морфології, зокрема, зміни ширини русла і заплави, по довжині річки і з рівнем води. А саме ці зміни визначають гідравліку потоків в руслі і на заплаві, а отже, і тип їх взаємодії. Можна використати цю типізацію і для природних умов, пов'язавши її з морфологією русла і заплави та зі зміною їх морфометричних характеристик по довжині річки.

Дана типізація не охоплює усього різноманіття природних умов. М.Б. Барішнікови і І.В. Попов [1] доповнюють її *п'ятим* типом взаємодії руслового і заплавного потоків та відносять до нього найбільш складні випадки

взаємодії потоків в руслах з двосторонніми, різновисотними заплавами і заплавами, характер зміни ширини яких по довжині річки різний при різних рівнях води. Основною ознакою цього типу взаємодії є зміна напрямку динамічної осі заплавного потоку відносно осі руслового при зміні рівня води. На річках з двома різновисотними заплавами при підключенні першої відносно вузької заплави її води надходять в русло (чи, навпаки, з русла на заплаву), а при підключенні другої, ширшої заплави води з русла поступають на заплаву (чи, навпаки, із заплави в русло). Це призводить до зміни характеру взаємодії потоків, тобто у приведеному випадку при підключенні першої заплави спостерігатиметься третій (другий) тип взаємодії руслового і заплавного потоків, а при підключенні другої заплави характер взаємодії потоків зміниться відповідно на другий (третій) [1].

Аналогічна картина може спостерігатися і при збільшенні рівня води, коли за рахунок рельєфу звуження (розширення) може змінитися розширенням (звуженням) заплави по довжині річки. При аналізі натурних матеріалів встановлено, що п'ятий тип взаємодії потоків найчастіше зустрічається на річках Приморського краю Росії та Білорусії.

4.3 Вплив заплавного потоку на витрати води і середні швидкості руслового потоку

М.Б. Баришніков і І.В. Попов [1] описали закономірності дії заплавного потоку на русловий на основі даних лабораторних і натурних спостережень. З метою узагальнення дані представлялись у безрозмірних величинах. В якості опорних взяті параметри потоку і русла при рівнях затоплення бровок прируслових валів (v_{pb} , h_{pb}), кут перетину (сходження або розбіжності) динамічних осей потоків α і відносна ширина заплави B_z/B_p . Кут α визначався як кут між геометричними вісями русла і заплави. На рис. 4.3 показана схема його визначення за Г.В. Желєзняковим на основі великомасштабних карт або планів ділянок розташування постів завдовжки не менше шести-семи ширини русла (нижче розрахункового створу).

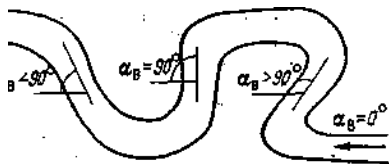


Рис. 4.3 – Схема визначення кутів перетину динамічних осей руслового і заплавного потоків [1]

При другому типі взаємодії потоків відзначається збільшення відносних швидкостей руслового потоку, причому інтенсивність цього збільшення знаходиться в прямій залежності від кута α . Зворотна залежність спостерігається при третьому типі взаємодії потоків – спостерігається зменшення середніх швидкостей руслових потоків при збільшенні рівнів води. Значення цього зменшення пропорційне куту α . Дані вимірів при четвертому типі взаємодії потоків були віднесені до другого типу, якщо нижче розрахункового створу заплава розширювалася і кут $\alpha \leq 50^\circ$ або до

третього типу, якщо заплава звужувалася. При кутах $\alpha \geq 50^\circ$ усі дані спостережень при четвертому типі взаємодії потоків були віднесені до третього. Останнє обумовлене тим, що при великих кутах α в основному руслі зазвичай виникає водовертна область, величина якої пропорційна величині кута α і потужності заплавного потоку. При кутах $\alpha \approx 90^\circ$ вона може зайняти усе русло, і течія в ньому припиниться $v_p = 0$. При кутах $\alpha > 90^\circ$ і великих швидкостях заплавного потоку в руслі виникають течії зворотного напрямку [1].

Також значення відносних швидкостей руслових потоків в загальному випадку залежать від ряду чинників [1]:

- для другого типу

$$\frac{v_p}{v_{pб}} = f\left(\frac{h_p}{h_{pб}}, \alpha, \frac{I_p}{I_{pб}}, \frac{n_3}{n_p}\right) \quad (4.2)$$

- для третього типу [1]

$$\frac{v_p}{v_{pб}} = f\left(\frac{h_p}{h_{pб}}, \alpha, \frac{B_3}{B_p}, \frac{I_p}{I_{pб}}, \frac{n_3}{n_p}\right) \quad (4.3)$$

Аналіз залежностей (4.2) і (4.3) показує, що визначальними при другому типі взаємодії потоків є відносні глибини і уклони вільної поверхні, а також кути α , а при третьому – замість уклонів використовується відносна ширина заплави, яка значною мірою визначає гальмування руслового потоку заплавним при впадінні їх мас в русло.

Можливо об'єднати залежності (4.2) та (4.3) в одну, умовно беручи значення кута α при другому типі взаємодії потоків від'ємним, а при третьому – додатним. На рис. 4.4 показані криві $\frac{v_p}{v_{pб}} = f(\alpha)$ побудовані для різних відносних глибин, які перетинаються в точці з координатами (1;0) та показують, що із збільшенням кута α відносні швидкості зменшуються [1].

Значно складніше виявлення даних закономірностей для умов п'ятого типу взаємодії потоків, що зумовлено невисокою точністю і малим об'ємом початкової інформації, а також складністю самого процесу.

4.4 Вплив руслового потоку на пропускну спроможність, опори і швидкісне поле заплавного потоку

Процес затоплення заплав залежить від їх типу і, як правило, розпочинається з низових прірв. Рух води через низові прірви формує зворотні течії. При підвищенні рівнів вода починає поступати через верхові прірви і на заплаві утворюються транзитні течії. При затопленні брівок прируслових валів потоки русла і заплави, зливаючись, утворюють єдиний руслозаплавний потік. Бровки прируслових валів, як правило, заростають кущами або деревами, тому ефективна взаємодія потоків зазвичай починається при рівнях, що перевищують відмітки рослинності, які до того ж можуть істотно змінюватися за довжиною річки [1].

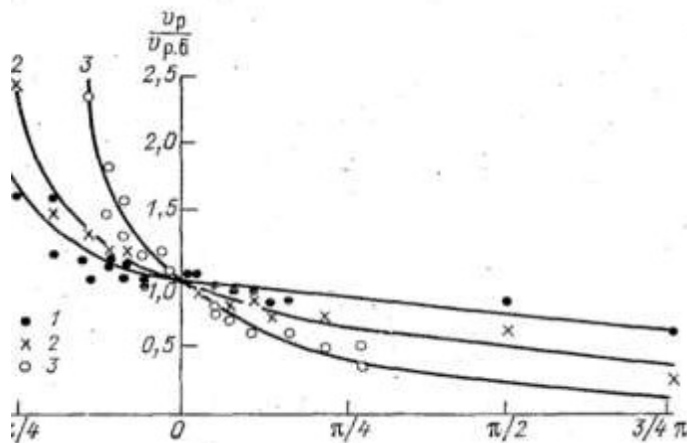


Рис. 4.4 – Криві

$$\frac{v_p}{v_{pb}} = f\left(\frac{h_p}{h_{pb}}, \alpha\right) [1]:$$

1. $\frac{h_p}{h_{pb}} = 1.10;$
2. $\frac{h_p}{h_{pb}} = 1.25;$
3. $\frac{h_p}{h_{pb}} = 1.50$

Сама заплава, особливо на вільно меандруючих річках, є складним структурним утворенням. Тому на ранніх стадіях затоплення заплави напрям течій на ній визначається напрямом заплавної гряди. Істотно на витрати і швидкості потоку на заплаві впливають стариці, заплавні озера і інші утворення. На більшості заплав, що мають складну ступінчасту будову, при підвищенні рівнів відбувається затоплення різновисотних гряд і приєднання до потоку різних за шириною і потужністю відсіків заплави, які у ряді випадків включають протоки з добре розвинутою течією. Через такі особливості заплави розбиваються на відсіки залежно від характеру зміни глибин і шорсткостей по їх ширині [1].

Для оцінки впливу руслового потоку на заплаву М.Б. Баришніков і І.В. Попов [1] відмічають важливість побудови залежностей у відносних величинах у вигляді $\frac{v^3}{v_{pb}^3} = f(H')$, $\frac{n^3}{n_{pb}^3} = f(H')$, $\frac{C^3}{C_{pb}^3} = f(H')$, де $\frac{v^3}{v_{pb}^3}$, $\frac{n^3}{n_{pb}^3}$, $\frac{C^3}{C_{pb}^3}$ – відношення швидкості, коефіцієнта шорсткості і коефіцієнта Шезі заплавної течії до відповідних характеристик руслового при рівнях затоплення брівки прируслових валів, H' – рівень води, відлічуваний від відмітки брівки прируслових валів. Автори зауважують, що при розрахунках величин C_3 і n_3 виникають додаткові труднощі, зумовлені відсутністю вимірів уклонів вільної поверхні на заплаві. Навіть методика таких вимірів не розроблена. Тому було зроблено допущення про рівність уклонів вільної поверхні заплави уклону в руслі, режим потоку рівномірний.

При третьому типі взаємодії потоків відбувається різке зменшення значень $\frac{n^3}{n_{pb}^3}$ із зростанням глибин на заплаві: при малих наповненнях заплави відношення досягає 6-8, при рівнях 100-120 см над відміткою брівки прируслових валів значення зменшуються до 1,3-1,8.

При другому типі взаємодії потоків також для більшості рік відмічається зменшення, а потім стабілізація значень $\frac{n^3}{n_{pb}^3}$ при збільшенні рівнів. Значення $\frac{n^3}{n_{pb}^3}$ змінюються межах (0,5-4,2). Стабілізація інших кривих $\frac{v^3}{v_{pb}^3} = f(H')$ відбувається при рівнях $H'=80-100$ см, із значеннями $\frac{n^3}{n_{pb}^3} < 1$.

М.Б. Баришніков і І.В. Попов [1] описали характер зміни значень $\frac{v^3}{v_{pb}^3}$ при

збільшенні рівнів води, виконані для другого і третього типів взаємодії потоків:

1. Відносні швидкості заплавних потоків ($\frac{v_3}{v_{p6}}$) при збільшенні рівнів води також збільшуються при обох типах взаємодії потоків.
2. Інтенсивність збільшення швидкостей $\Delta(v_3/v_{p6})/\Delta H$ при другому типі взаємодії потоків в 3-4 рази більша, ніж при третьому.
3. Встановлена графічна залежність градієнтів середніх швидкостей заплавного потоку від рівнів води H' і кутів α для кожного типу взаємодії потоків.

Спробу кількісної оцінки коефіцієнтів шорсткості заплав за морфометричними даними і відомостями про заплавну рослинність виконав Ю. М. Соколов. В якості показника розчленованості рельєфу заплави він взяв параметр $\overline{\sigma}h_3$, де $\overline{\sigma}$ – середнє квадратичне відхилення відміток рельєфу, h_3 – глибина затоплення заплави [1].

Вплив рослинності, що гальмує заплавний потік, в методиці Соколова враховується за допомогою розрахунку параметра P , що обчислюється за допомогою спеціальної схеми залежно від виду і густини рослинності, а також від глибини затоплення заплави. У результаті узагальнений коефіцієнт шорсткості заплави визначається у вигляді $n = f(\overline{\sigma}h_3, P)$. У підході Соколова відмічається ряд недоліків. Середнє квадратичне відхилення відміток заплави $\overline{\sigma}_{вр}$ – недостатньо інформативний показник її розчленованості; наприклад, за наявності невеликих, але численних западин і виступів рельєфу значення $\overline{\sigma}$ може виявитися таким же, як у випадку з поодинокими старицею, хоча опори руху потоку сильно розрізнятимуться, а також не враховується ефект взаємодії руслового і заплавного потоків.

Запитання для самоперевірки

1. Взаємодія русла та заплави, фізика процесу.
2. Типізація процесів взаємодії руслового і заплавного потоків.
3. Частота типів взаємодії руслових і заплавних потоків.
4. Вплив заплавного потоку на витрати води і середні швидкості руслового потоку.
5. Вплив руслового потоку на пропускну спроможність, опори і швидкісне поле заплавного потоку.

5.1 Механізм ерозії, акумуляції і транспорту наносів як єдина система

Механізм ерозії, транспорту і акумуляції наносів, необхідно розглядати як єдину саморегулюючу систему *«басейн – водний потік – русло»*.

Вода, що стікає по земній поверхні, під дією сили тяжіння безперервно виконує роботу. Кількість цієї роботи (енергія потоку) залежить від маси стікаючої води і падіння річки в межах розглянутої ділянки. У свою чергу, форми рельєфу русла, які утворюються в результаті ерозійно - акумулятивних процесів, самі впливають на зміну гідравлічних параметрів потоку (величину і розподіл швидкостей по глибині і ширині, співвідношення між глибиною і шириною, розподіл уклонів водної поверхні і т.д.). М.А. Веліканов виділяє наступні стадії механічного процесу переносу: захоплення твердих частинок (ерозію), перенесення їх на деяку відстань (транспорт наносів) та відкладення наносів (акумуляцію) [13].

Процеси ерозії і акумуляції зазвичай можуть мати місце одночасно на всьому протязі річки. Однак ерозійно - акумулятивним процесам, що відбуваються в різних фізико - географічних умовах, притаманні деякі спільні риси і закономірності.

У верхових ділянках річки, де швидкість течії значна, ерозія (денудація) переважає над акумуляцією і русло річки поступово поглиблюється. При цьому розмив русла в глибину (глибинна ерозія) переважає над розмивом русла в плані (бічна ерозія). У середній течії процеси ерозії і акумуляції взаємно врівноважуються, через це поздовжній профіль річки на цій ділянці, зазвичай, знаходиться в стані рівноваги. У низовій ділянці річки акумуляція переважає над ерозією, це обумовлює поступове підвищення дна русла. Русловий процес тут проявляється, головним чином, у формі бічної ерозії. У річок, що несуть велику кількість наносів, підйом дна русла в нижній течії може бути досить значним через річкові відклади. На гірських річках, що виходять на рівнину, формуються конуси виносу (дельти) [13].

Характер, інтенсивність і спрямованість ерозійно - акумулятивних процесів тісно пов'язані з фізико - географічними умовами: особливостями клімату, гідрологічного режиму річки, рельєфу, ґрунтів, рослинності водозбору та ін., а також господарською діяльністю.

Клімат (величина атмосферних опадів, інтенсивність дощів і сніготанення, температура і вологість повітря) визначає кількість, інтенсивність і розподіл опадів по площі водозбору і в часі, а також водність і режим потоків, робота яких сприяє змиву і транспорту твердих частинок вниз за течією.

Рельєф сприяє посиленню або ослабленню швидкостей течії води, що рухається по поверхні водозбору, а отже, і посиленню або ослабленню розмиву. Велике значення має величина уклонів і довжина окремих схилів поверхні як елемент, що визначає швидкість руху і інтенсивність дії поверхневих вод.

Ґрунти, будучи об'єктом ерозії, з одного боку містять матеріал розмиву і змиву, що надходить в руслову мережу, з другого – впливають на інтенсивність руху води, зменшуючи в різній мірі (в залежності від водно - фізичних властивостей, ерозійної

стійкості) кількість води, що рухається по поверхні за рахунок просочування і створюючи різний опір її руху, що позначається і на формах руслових утворень.

Рослинний покрив, збільшуючи своєю кореневою системою зв'язність ґрунтів, тим самим перешкоджає інтенсивному розвитку ерозійних процесів і оберігає поверхню ґрунту від розмиву. Знищення природного рослинного покриву шляхом оранки поверхні водозбору або іншими засобами, якщо воно проводиться безсистемно і без належної боротьби за збереження ґрунтового покриву, призводить до змивання родючого ґрунтового шару.

Основними видами *господарської діяльності*, що впливають на ерозійно - акумулятивні процеси, є: днопоглиблювальні роботи з метою підтримки судноплавних глибин; гідротехнічне будівництво (водосховища, водозабори); зведення лісів і розорювання схилів; зрошення і осушення земель, і інші заходи на водозборах і в руслах річок.

Одні з перерахованих фізико-географічних факторів - зональні, інші - азональні. До зональним відносяться клімат, величина і розподіл стоку, рельєф, до азональним - ґрунти, рослинність, гідрогеологічні умови та ін. Такий поділ факторів досить умовний і залежить від розміру і особливостей даного регіону (водозбору). Так, наприклад, для України характерно зменшення модуля стоку з півночі і північного сходу на південь і південний схід за рахунок зменшення зволоженості атмосферними опадами, розчленованості рельєфу і т.д.

Перенесення продуктів розмиву, в залежності від їх ваги і швидкості течії річки, здійснюється у вигляді завислих і донних (рухомих по дну) наносів [13].

5.2 Загальна характеристика і класифікація річкових наносів

Річкові наноси - тверді мінерали, що переносяться водним потоком і формують руслові і заплавні відклади. Вони утворюються з продуктів денудації гірських порід і ерозії ґрунтів. Залежно від характеру руху у водному потоці річкові наноси підрозділяються на завислі і донні (рухомі). Проміжним типом є сальтуючі наноси, що рухаються стрибкоподібно в придонному шарі; наноси цієї проміжної групи умовно об'єднують з донними.

Такий розподіл річкових наносів носить умовний характер, оскільки в залежності від крупності наносів і швидкості течії ті чи інші тверді частинки можуть перебувати в завислому стані або переміщуватися по дну русла. Велика частина завислих наносів є транзитною і переноситься течією по руслу річки до її гирла. Більша ж частина донних наносів затримується на окремих ділянках річки і бере участь у формуванні русла.

Крупність наносів тісно пов'язана з їх формою: чим крупніші частинки, тим більший час вони знаходяться в стані руху або перекочування, що створює додаткове тертя і призводить до стирання, у першу чергу, гострих кутів частинок. Стирання грає велику роль у процесі транспортування крупних наносів, через стирання їх форма більш округляється [15].

Розглянемо механізм процесу стирання: зменшення ваги (або об'єму) частинок, віднесене до одиниці часу, залежить від швидкості її руху і ступеня шорсткості частинки. Вираз для зменшення ваги частинки за час t має вигляд:

$$\Delta P = - \int_0^t u P f_1 f_2 dt, \quad (5.1)$$

де u – швидкість руху частинки, P – її вага, f_1 – коефіцієнт тертя, f_2 – коефіцієнт стирання. При малому значенні t вираз 5.1 можна замінити диференціальним:

$$dP = -P f_1 f_2 u dt. \quad (5.2)$$

Оскільки $u dt = dx$, то $dP/P = -f_1 f_2 dx$. Проведемо інтегрування:

$$P = c e^{-f_1 f_2 x}. \quad (5.3)$$

Вважається, що вага частинки пропорційна кубу середнього діаметра, тому отримаємо рівняння у вигляді:

$$D = D_0 e^{-\varphi x}, \quad \varphi = \frac{f_1 f_2}{3}. \quad (5.4)$$

Це є рівняння Штернберга, яке виражає процес подрібнення наносів під впливом стирання [15].

Найбільш важливими характеристиками річкових наносів є: гранулометричний склад, середня геометрична крупність, питома вага, гідравлічна крупність.

Гранулометричний склад – розподіл наносів за розмірами частинок (фракціях). В таблиці 5.1 показана прийнята шкала (в мм):

Таблиця 5.1 – Класифікація наносів за розмірами частинок (за А.В.Караушевим) [3]

Назва	Розмір, мм	Назва	Розмір, мм	Назва	Розмір, мм
Глина	0,001	Пил	0,1-0,01	Галька	10-100
Мул	0,001-0,01	Пісок	0,1-1,0	Валуни	> 100
		Гравій	1,0-10		

К.В. Гришанін поділяє пісок на мілкий, діаметром 0,1-0,2 мм, середній (0,2-0,5 мм) та крупний (0,5-1,0 мм), виділяє гравій (щебінь мілкий) діаметром 1-2 мм, гальку (щебінь середній) – 2-5 мм та гальку крупну (щебінь крупний) – 5-100 мм [3].

Середня геометрична крупність ($d_{\text{сер}}$), або середньозважений діаметр частинок, розраховується за формулою [1]:

$$d_{\text{сер}} = \sum_{i=1}^n d_i P_i / n \quad (5.5)$$

де $d_{\text{сер}}$ – середній діаметр частинок; d_i – діаметр i - тої фракції; P_i – вага даної фракції у відсотках від загальної.

Геометричний розмір наносів тісно пов'язаний із шорсткістю русла: завислі і рухомі наноси час від часу осаджуються на дно, русло річки складається з наносів, тому вони і утворюють шорсткість, у формулах коефіцієнт шорсткості позначається n . На основі докладних досліджень китайський вчений Чанг отримав залежність [15]:

$$n = 0,0166 \cdot d^{1/6}. \quad (5.6)$$

Питома вага (в деяких джерелах – щільність) – вага частинки в одиниці об'єму (г/см^3); для річкових наносів змінюється у невеликих межах і, зазвичай, береться рівною $2,65 \text{ г/см}^3$.

Гідравлічна крупність (ω) – швидкість осадження частинок в нерухомій воді (мм/с), залежить від діаметра частинок і температури води (табл. 5.2).

Таблиця 5.2 – Гідравлічна крупність частинок при температурі води 15°C за А.В. Караушевим [1]

Діаметр частинок, мм	Гідравлічна крупність, мм/с	Діаметр частинок, мм	Гідравлічна крупність, мм/с
1,0	0,100	0,05	0,002
0,5	0,060	0,01	0,00008
0,2	0,021	0,005	0,00003
0,1	0,008	0,001	0,0000008

При вільному падінні в рідині частинка під дією сили тяжіння спочатку рухається прискорено, поки сила тяжіння не урівноважиться силою опору, потім – рівномірно. У 1957 р. Івічич, а пізніше Романовський встановили, що гідравлічна крупність залежить від форми частинки. Це пояснюється тим, що при падінні усі частинки обертаються перпендикулярно напрямку падіння найбільшим поперечним перерізом. Частинки кульової та еліпсоїдоподібних форм падають по прямолінійній траєкторії, а лінзоподібних – по складній траєкторії, що має вигляд ламаної лінії. Залежно від діаметра частинок d В.М. Гончаров виділив два режими їх падіння: ламінарний (при $d \leq 0,15\text{мм}$) і турбулентний (при $d \geq 1,5\text{мм}$), а також перехідну область (при $0,15 < d < 1,5\text{мм}$).

Теоретичне вирішення питання про опір обтікання кулі в'язкою рідиною при ламінарному режимі його падіння надано в 1861 р. Стоксом [1]:

$$F = 6\mu\pi r\omega, \quad (5.7)$$

де F – сила опору; r – радіус кулі; μ – коефіцієнт динамічної в'язкості.

При рівномірному режимі падіння опір, що діє на частинку, дорівнює силі тяжіння

$$6\mu\pi r\omega = \frac{4}{3}g\pi r^3(\rho_s - \rho), \quad (5.8)$$

де ρ_s – щільність наносів, ρ – щільність води, звідки отримуємо *формулу Стокса* для розрахунку гідравлічної крупності при ламінарному падінні зерен наносів

$$\omega = \frac{2(\frac{\rho_s}{\rho}-1)gr^2}{9\nu}, \quad (5.9)$$

де ν – коефіцієнт кінематичної в'язкості.

Для турбулентного режиму падіння зерен В.М. Гончаров [1] пропонує здійснювати розрахунок опору за виразом, враховуючи $d = 2r$:

$$F = \rho\lambda \frac{\pi d^2}{4} \frac{\omega^2}{2} \quad (5.10)$$

Прирівнюючи силу опору до ваги зерна

$$\rho\lambda \frac{\pi d^2}{4} \frac{\omega^2}{2} = (\rho_s - \rho)g \frac{\pi d^3}{6} \quad (5.11)$$

і беручи за даними дослідів з наносами $\lambda = 1,17$, він отримує

$$\omega = \frac{\sqrt{2g(\rho_s - \rho)d}}{1,75\rho} \quad (5.12)$$

Для перехідної області В.М. Гончаровим рекомендується така формула для розрахунку гідравлічної крупності [1]:

$$\omega = 0,083 \sqrt{\frac{(\rho_s - \rho)^2 g^2}{\rho\mu}} \lg 83 \left(\frac{3d}{d_0} \right)^{1-0,037t}, \quad (5.13)$$

де $d_0 = 0,0015$ м; t – температура води, °С.

На основі великої кількості вимірювань Рубі отримав універсальну формулу [1]:

$$\omega = \sqrt{\frac{2}{3}agd} + \frac{36\mu^2}{\rho^2 d^2} - \frac{6\mu}{\rho d} \quad a = \frac{\rho_s}{\rho} - 1. \quad (5.14)$$

Розглянемо два граничних випадки цієї формули:

а) μ має дуже мале значення, d – велике (турбулентний режим). Тоді нехтуючи величиною $\frac{\mu}{d}$, отримаємо наближену залежність у вигляді:

$$\omega = \sqrt{\frac{2}{3}agd}; \quad (5.15)$$

б) μ має дуже велике значення, d – мале (ламінальний режим)

$$\omega = \frac{6\mu}{\rho d} \left[\sqrt{1 + \frac{ag\rho^2 d^3}{54\mu^2}} - 1 \right]. \quad (5.16)$$

Замінюючи $\sqrt{1 + \xi} \approx 1 + \xi/2$, отримаємо закон Стокса [15]

$$\omega = \frac{ag\rho d^2}{18\mu} = \frac{(\frac{\rho_1}{\rho}-1)gr^2}{4,5\nu}. \quad (5.17)$$

Гідравлічна крупність є одною з основних характеристик при розрахунках транспорту наносів та ін.

Кожна частинка наносів (тяжча за воду) падає з деякою швидкістю по відношенню до навколишньої рідини, тобто вертикально переміщується в залежності від різниці між вертикальною складовою швидкості рідини ($\bar{v}$) та швидкістю її власного падіння (ω). А.В. Караушев виділив 3 види руху наносів в залежності від гідравлічної крупності:

- а) гідравлічна крупність істотно менша від вертикальної складової швидкості $\omega \ll |\bar{v}|$ – відбувається процес зависання частинок;
- б) гідравлічна крупність істотно більша за вертикальну складову швидкості $\omega \gg |\bar{v}|$ – відбувається процес осадження частинок;
- в) гідравлічна крупність більша від вертикальної складової швидкості, але менша від максимального значення вертикальної складової швидкості, тобто $|\bar{v}|_{\max} \geq \omega \geq |\bar{v}|$, відбувається стрибкоподібне переміщення наносів – сальтація.

5.3 Рух і стік завислих наносів

Завислі наноси – тверді частинки, що переносяться потоком в підвішеному стані. Зависання здійснюється в турбулентних потоках під впливом висхідних пульсаційних вихрових течій. Вихори, що виникають в придонному шарі, захоплюють частинки наносів і піднімають їх в товщу потоку. Частинки, залучені всередину потоку, рухаються разом з водою, перебуваючи під впливом змінних за величиною й напрямком пульсаційних швидкостей.

На турбулентний перенос накладається явище падіння частинок під дією сили тяжіння. В результаті виникає складний характер руху частинок. У процесі вертикального руху частинка може опуститися до дна і змішатися з донними відкладеннями, залишаючись в них до моменту, коли над нею знову пройде досить потужний вихор і знову захопить її в товщу потоку [13].

Таким чином, тверді частинки можуть перебувати в підвішеному стані в тому випадку, коли вертикальна складова швидкості течії u перевершує гідравлічну крупність ω , тобто: $u \geq \omega$. При зворотному співвідношенні частинки будуть осідати на дно, і почнеться акумуляція наносів або потяг їх по дну. Вертикальна складова

швидкості зростає зі збільшенням ступеня турбулентності потоку і зі збільшенням швидкості течії. Одже, чим більша швидкість, тим більші за розміром частинки знаходяться в підвішеному стані. Просуваючись вниз за течією спостерігається зменшення швидкості потоку та розмірів частинок, що знаходяться в підвішеному стані, акумуляція наносів буде посилюватися.

Найважливішою характеристикою при русі завислих наносів в річках є *мутність* води (ρ_1) – кількість завислих речовин, що міститься в одиниці об'єму води (г/м^3). Мутність значно змінюється по живому перерізу потоку і в часі. Як правило, каламутність зростає від поверхні до дна. Це збільшення відбувається головним чином за рахунок великих фракцій наносів, що збільшуються до дна.

Дрібні ж фракції розподіляються досить рівномірно по глибині потоку. Зі збільшенням водності, швидкості і турбулентності потоку розподіл завислих наносів по вертикалі стає більш рівномірним. По ширині річки мутність дещо зростає до середини потоку, але сильно змінюється в залежності від напрямку і циркуляції течій, впадання приток, що несуть більшу або меншу кількість наносів, ніж головна річка і т. д. У періоди підвищеної водності каламутність води зростає [13].

Найважливішими характеристиками руху завислих наносів в річках, крім мутності, є витрата, модуль і об'єм стоку завислих наносів, що визначаються за такими формулами.

Витрата завислих наносів – кількість наносів, що проноситься потоком через поперечний живий переріз річки за одиницю часу:

$$R = \rho_1 Q \cdot 10^{-3}, \quad (5.18)$$

де R - витрата завислих наносів, кг/с ; ρ_1 - мутність води, г/м^3 ; Q - витрата води, $\text{м}^3/\text{с}$.

Стік завислих наносів – кількість наносів, що проноситься потоком через поперечний живий переріз в одиницю часу (наприклад, за рік):

$$\sum R = RT, \quad (5.19)$$

де $\sum R$ – річний стік завислих наносів, тис. т; R – витрата завислих наносів, кг/с ; T – кількість секунд в році, $T = 31536000\text{с}$.

Модуль стоку завислих наносів – стік наносів в одиницю часу (наприклад, за рік) з одиниці площі (км^2):

$$M_R = \sum R \cdot 10^3 / F, \quad (5.20)$$

де M_R – середній річний модуль стоку завислих наносів, т/км^2 ; $\sum R$ – річний стік завислих наносів, тис.т; F – площа водозбору, км^2 .

З усіх річок земної кулі найбільшим стоком завислих наносів відрізняються Амазонка і Хуанхе (близько 1,2 млрд. т/рік кожна), в Україні – Дніпро – близько 200 тис. т/рік.

5.4 Рух донних наносів. Закон Ері

Донні (рухомі) наноси – тверді частинки (пісок, гравій, галька, валуни), що переміщуються потоком в придонному шарі шляхом тягнення або перекичування, або частіше шляхом перекидання на відносно короткі відстані (сальтація). У деяких випадках ці наноси можуть викидатися висхідними вихровими течіями на велику висоту, навіть досягати поверхні потоку.

На сьогоднішній день відомо, що на частинку, яка лежить на дні потоку, діє лобовий опір пов'язаний з обтіканням частинки водою зверху і підйомна сила через різницю швидкостей води вище та нижче частинки. Швидкість нижче частинки вважається рівною нулю. Ці сили діють одночасно [15].

Лобовий опір. Розглянемо найпростіший випадок плоского рівномірного потоку, обмежений зверху вільною поверхнею, знизу – піщаним або гальковим сипучим дном (звичайно таке дно мають старі рівнинні ріки в алювіальних відкладах або більш молоді ріки в передгір'ях на достатньо великій відстані від джерел первинного руйнування гірських порід).

Лобовий опір W залежить від таких факторів – розміру частинок d , придонної швидкості потоку u_0 , густини і в'язкості рідини – ρ та μ відповідно, тобто можна записати $W=f(d, u_0, \rho, \mu)$. Застосуємо метод розмірностей і запишемо рівняння для ламінарного і турбулентного режимів. При малих значеннях чисел Рейнольдса опір пропорційний швидкості та діаметра, при великих значеннях Re – квадрату швидкості і квадрату діаметра. В загальному вигляді маємо [16]:

$$W = k_1 \mu d u_0 + k_2 \rho d^2 u_0^2 \quad (5.21)$$

де k_1, k_2 – експериментальні коефіцієнти на даній ділянці потоку, враховують форми частинок, $u_0 = u_d$, придонна швидкість на висоті діаметру частинки d , оскільки верхня грань піддається найбільшому впливу потоку. Для визначення придонної швидкості М.А. Веліканов користується формулою Ясмунда-Нікурадзе:

$$u_d = 2,5 \sqrt{gh_i} \cdot \ln(1 + d/\delta), \quad (5.22)$$

де δ – лінійна характеристика шорсткості, $d = 30\delta$.

В результаті маємо [16]

$$u_d = 2,5 \sqrt{gh_i} \cdot (\ln 31) = 8,57 v_*, \quad (5.23)$$

Підставляючи (5.23) в (5.21) отримаємо:

$$W = A \mu d v_* + B \rho d^2 v_*^2, \quad (5.24)$$

причому $A = 8,57 k_1, B = 8,57^2 k_2$.

З рівняння (5.24) видно, що чим менші розміри частинок, тим буде перша складова більша по відношенню до другої і навпаки. З іншого боку, великим розмірам зерен дна відповідають і більші швидкості потоку, пропорційні значенню

u_* . А оскільки по відношенню до придонних наносів частіше йде мова про більш крупніші частинки, то остаточно М.А. Веліканов рекомендує формулу [17]:

$$W = B\rho d^2 v_*^2. \quad (5.25)$$

Підйомна сила. Застосовуючи метод розмірностей і пам'ятаючи, що підйомна сила не залежить від в'язкості, запишемо аналогічно (5.21) і (5.25):

$$S = k_3 \rho d^2 u_0^2 \text{ та } S = B_1 \rho d^2 v_*^2. \quad (5.26)$$

Одночасна дія лобового опору та підйомної сили призводить до початку руху частинок на дні потоку. Важливим питанням в гідрології є початкова швидкість руху частинок. Згідно закону Ері - початкова швидкість зростає пропорційно кореню квадратному із геометричного розміру частинок [17].

Вважаємо розміри частинок дна дуже малими в порівнянні з глибиною потоку. Поздовжня швидкість зростає від дна до поверхні спочатку порівняно швидко, а потім набагато повільніше. Через цей факт можемо розглядати два граничних випадки:

1) розмір частинки великий порівнюючи з товщиною шару, в якому градієнт швидкості дуже великий;

2) частинка мала у порівнянні з товщиною цього шару.

У першому випадку вважаємо, що всі швидкості, які діють на всі точки частинки, будуть приблизно однаковими. Тоді перекидальний момент буде дорівнювати моменту опору:

$$f_1 d \cdot d^2 u^2 = f_2 d \cdot d^2 g (\rho_s - \rho), \quad (5.27)$$

коефіцієнти f_1 і f_2 відображають вплив форми частинок. Для граничного випадку переходу із стану спокою до руху, маємо закон Ері:

$$u^2 = \alpha g d \text{ або } u = \sqrt{\alpha g d}. \quad (5.28)$$

Для другого випадку на тепер розв'язання немає через невідомий закон розподілу швидкостей у граничному шарі. Вважається, що закон Ері можливо застосовувати тільки для крупних частинок. М.А. Веліканов разом з М.М. Бочковим на основі великої кількості вимірювань отримали формулу [17]

$$u^2/g = 15d + 6, \quad (5.29)$$

де u – середня швидкість на вертикалі. На основі експериментів та формули автори роблять висновок, що найдрібніші частинки не описуються законом Ері, існує мінімальна швидкість $u_{min} = \sqrt{6g} \approx 240$ мм/с, нижче якої не можуть рухатися навіть найменші частинки.

Також в літературі зустрічається закон Ері у такому вигляді:

$$P = A v_{по}^6, \quad (5.30)$$

де P – вага рухомої частинки; A – коефіцієнт, що залежить від форми і питомої ваги частинки; $v_{\text{поч}}$ – швидкість, при якій ця частинки починає рухатися. Маса уламків, що переміщуються потоком, пропорційна швидкості течії в шостому степені, а їх діаметр відповідно пропорційний квадрату швидкості [15].

Формула Ері показує, що якщо швидкість потоку збільшиться у 3 рази, то вага частинки, що рухається при цій швидкості, збільшиться у 729 разів. Ось чому на рівнинних річках донні наноси складаються переважно з піску різної крупності, гірські ж річки переносять гравій, гальку, великі валуни.

Для практичних цілей буває необхідно визначити початкову середню швидкість потоку, при якій починається розмив донних відкладів. У цьому випадку, замінюючи донну швидкість потоку середньою, необхідно врахувати глибину потоку. Зі збільшенням глибини збільшується і середня швидкість, при якій починається переміщення наносів. Для розрахунку цієї швидкості ($v_{\text{поч}}$) розроблений ряд формул. Так, формула Г. І. Шамова має вигляд:

$$v_{\text{поч}} = 4,4d^{1/3}h^{1/6}, \quad (5.31)$$

де d – середній діаметр частинок донних відкладів, м; h – середня глибина, м.

Для переміщення по дну піску необхідні придонні швидкості течії не менші ніж 0,10-0,15 м/с, гравію – не менші ніж 0,15-0,5 м/с, гальки – 0,5-1,6 м/с, валунів – 1,6 - 5 м/с. Середня швидкість потоку повинна бути ще більшою [15].

Крупність рухомих наносів змінюється за сезонами року, зростаючи при паводках і зменшуючись у межень. При великих швидкостях течії донні наноси рухаються великими масами. Розміри донних наносів поступово зменшуються за довжиною річок зі зменшенням швидкостей вниз за течією.

Кількість рухомих наносів в рівнинних річках мала. В умовах України частка донних наносів в загальному стоці наносів річки (твердому стоці) становить від 5 % – у великих річках, збільшуючись до 10 % – в малих. Значна частина донних наносів річок України входить до складу донних відкладень і бере участь в утворенні руслових акумулятивних форм – донних пасм, ріфелей, кіс, боковиків і т. д.

Запитання для самоперевірки

1. Поняття «наноси» і основні їх характеристики.
2. Поняття «денудація» та її стадії.
3. Ерозія та її типи.
4. Класифікація наносів.
5. Гранулометричний склад наносів.
6. Основні геометричні характеристики наносів.
7. Рівняння Штернберга і його дослідження.
8. Гідравлічні характеристики наносів – гідравлічна крупність наносів.
9. Режими падіння наносів у воді за В. Гончаровим.
10. Закон Стокса.
11. Дослідження А. Караушева та види руху наносів в залежності від гідравлічної крупності.

12. Умови стійкості зерен на дні.
13. Опірна та підйомна сили, їх залежність і визначення.
14. Початкова швидкість зрушення частини наносів.
15. Закон Ері.
16. Зв'язок між гідравлічною крупністю і критичною швидкістю зсуву.
17. Рухомі наноси та їх переміщення в природному шарі.
18. Поняття «сальтація».
19. Поняття «витрата наносів», «стік наносів» і «модуль стоку наносів».

6 ЗАВИСЛІ НАНОСИ

Відсутність теорії турбулентності рідкого потоку є причиною відсутності теорії зависання наносів. Проте накопичення відомостей про структуру турбулентних потоків і побудова моделей турбулентності дозволили розробити досить обґрунтовані напівемпіричні теорії зависання наносів.

М.А. Велікановим була започаткована спроба розробити «гравітаційну теорію» руху завислих наносів. Він виходив з положення, що зависання і рух важких частинок відбуваються за рахунок гравітаційних сил потоку і припускав враховувати взаємний вплив завислих часток і їх вплив на структуру потоку. Теорія Веліканова не допрацьована до кінця і не набула широкого поширення [1].

6.1 Дифузійна теорія руху завислих наносів

Найширше використовуваною нині є напівемпірична дифузійна теорія зависання наносів. Її початкові положення були розроблені Дж. Тейлором і В.Шмідтом в 1915-1925 рр. стосовно умов вільної атмосфери. Теорія ґрунтована на ідеї турбулентного перенесення в потоці кількості руху, тепла, завислих і розчинених речовин. Ідеї Тейлора-Шмідта були використані Маккавєєвим для розробки загальної теорії турбулентності руслових потоків в 1930-1933 рр. На її основі Маккавєєв розробив дифузійну теорію переміщення наносів. Згодом повніше обґрунтування останньої дане як самим автором, так і його учнями, особливо А.В. Караушевим [1].

В.М. Маккавєєв і його послідовники використали для виведення рівнянь турбулентної дифузії відоме з фізики рівняння дифузії Фіка і положення теорії Тейлора-Шмідта про те, що секундне перенесення розчиненої в рідині речовини $(q'_S)_y$ крізь майданчик з нормаллю у виражається залежністю [1]:

$$(q'_S)_y = - \frac{A \partial S}{\rho \partial y} \quad (6.1)$$

де S – концентрація речовини в рідині; A – коефіцієнт турбулентного обміну.

Для потоків усталеного руху необхідно також враховувати частинки, що випадають з верхніх шарів потоку і проходять крізь майданчик зі швидкістю, рівною гідравлічній крупності. Тоді сумарне секундне перенесення через площадку може бути виражене у вигляді:

$$(q_S)_y = - \frac{A \partial S}{\rho \partial y} + \omega S. \quad (6.2)$$

Розглянемо виведення рівняння турбулентної дифузії (за А.В. Караушевим) для рівномірного потоку, що характеризується відсутністю поперечних складових усередненої швидкості [1]

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial x} = v = \omega = 0. \quad (6.3)$$

Виділимо в потоці паралелепіпед об'ємом $dV = dxdydz$ (рис. 6.1) і візьмемо допущення, що концентрація суспензії не змінюється по напрямку осі z . В декартовій системі координат вісь y спрямована від поверхні рівня вниз, а вісь x – по вільній поверхні потоку горизонтально у бік усередненої течії (рис. 6.1). Номери граней позначені на рис. 6.1 відповідними індексами і означають величини, що відносяться до відповідних граней.

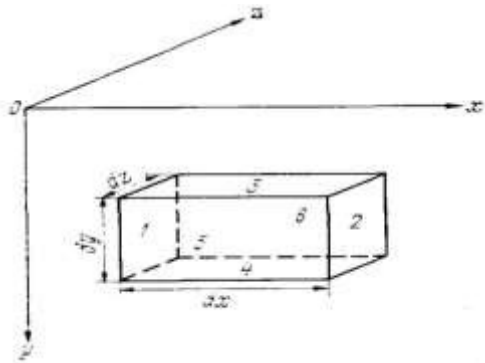


Рис. 6.1 – Схема розміщення граней паралелепіпеда [1]

Позначимо через $(q_s)_1, (q_s)_2, (q_s)_3, (q_s)_4$ і т. д. одиничні витрати речовини крізь відповідні грані 1, 2, 3 і т. д. Перенесення речовини крізь усю площу грані за час ∂t буде $(q_s)_i df_i dt$, де df_i – площа i -ї грані. Запишемо вирази одиничних витрат маси речовини крізь усі грані [1]:

$$\begin{aligned} (q_s)_1 &= -\frac{A_1}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 + u \left[S - \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 \frac{dx}{2} \right] \\ (q_s)_2 &= -\frac{A_2}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 + u \left[S - \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 \frac{dx}{2} \right] \\ (q_s)_3 &= -\frac{A_3}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_3 + \omega S \\ (q_s)_4 &= -\frac{A_4}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_4 + \omega S \end{aligned} \quad (6.4)$$

де S – концентрація суспензії в центрі паралелепіпеда.

Перші члени правої частини рівності виражають перенесення речовини крізь грані паралелепіпеда за рахунок турбулентної дифузії; другі члени правої частини перших двох рівностей виражають перенесення речовини усередненою течією із швидкістю u крізь першу і другу грані, другі члени третьої і четвертої рівності – перенесення завислих частинок під дією сили тяжіння зі швидкістю, рівною гідравлічній крупності по нормалі вниз. Компоненти перенесення $(q_s)_5, (q_s)_6$ дорівнюють нулю відповідно до взятого допущення.

В результаті перенесення речовини крізь грані виділеного об'єму dV середня концентрація речовини S в ньому за час δt зміниться на $\frac{dS}{dt} \delta t$, а зміна загальної

кількості речовини в об'ємі виразиться таким чином:

$$dV \frac{dS}{dt} \delta t = [(q_{S1}) - (q_{S2})] dydz \delta t + [(q_{S3}) - (q_{S4})] dydz \delta t. \quad (6.5)$$

Підставляючи значення $(q_S)_i$ із (6.4) і розділивши рівняння (6.5) на δt , отримаємо [1]

$$dV \frac{dS}{dt} = \left[\frac{A_2}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 - \frac{A_1}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 \right] dydz - \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 - \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 \right] u dx dydz + \left[\frac{A_4}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_4 - \frac{A_3}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_3 \right] dx dz + \omega (S_3 - S_4) dx dz. \quad (6.6)$$

Допускаючи, що коефіцієнт A , значення S і похідні цієї величини в потоці поблизу виділеного об'єму dV змінюються монотонно, виражають різниці величин в рівнянні (6.6) таким чином:

$$\left. \begin{aligned} \frac{A_2}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 - \frac{A_1}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{A}{\rho} \frac{\partial S}{\partial x} \right) dx \\ \frac{A_4}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_4 - \frac{A_3}{\rho} \left(\frac{\partial S}{\partial y} \right)_3 &= \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{A}{\rho} \frac{\partial S}{\partial y} \right) dy \\ -\frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_1 - \left(\frac{\partial S}{\partial x} \right)_2 \right] &= \frac{\partial S}{\partial x} \\ S_3 - S_4 &= \frac{\partial S}{\partial y} dy \end{aligned} \right\} \quad (6.7)$$

Підставляючи (6.7) в (6.6) і розділивши обидві частини рівняння на dV , отримуємо після перетворень наступне рівняння турбулентної дифузії [1]:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial S}{\partial y} \right) \right] - \omega \frac{\partial S}{\partial y}. \quad (6.8)$$

Рівняння (6.8) є частковим випадком рівняння турбулентної дифузії, бо в ньому не враховано перенесення речовини в поперечному напрямі, тобто уздовж осі z .

Повне рівняння, виведення якого значно складніше і тут не наводиться, можна записати таким чином:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial S}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial S}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial S}{\partial z} \right) \right] - \omega \frac{\partial S}{\partial y}, \quad (6.9)$$

де

$$\frac{dS}{dt} = \frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + \omega \frac{\partial S}{\partial z} \quad (6.10)$$

У рівняннях (6.8) і (6.9) коефіцієнт A в загальному випадку змінюється по усіх координатах. Проте при розв'язанні ряду часткових завдань його вважають постійним. В цьому випадку рівняння (6.9) приводиться до вигляду [1]:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{A}{\rho} \left[\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \right] - \omega \frac{\partial S}{\partial y}. \quad (6.11)$$

При розрахунках поширення в потоках розчинених речовин гідравлічна крупність береться рівною нулю. Тоді рівняння (6.11) записується у вигляді:

$$\frac{dS}{dt} = \frac{A}{\rho} \left[\frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} \right]. \quad (6.12)$$

Дифузійна теорія набула широкого застосування в розрахунках для потоків усталеного рівномірного руху і підтверджена як натурними, так і експериментальними даними. А.В. Караушев [12] відмічає недоліки теорії: неможливість врахувати вплив завислих частинок на структуру турбулентного потоку, взаємний вплив частинок, відсутність урахування інерції твердих частинок в пульсуючому потоці та ін. Одним з найбільш великих недоліків дифузійної теорії є широке застосування коефіцієнта турбулентного обміну A , що розраховується з недостатньою точністю, зважаючи на наявність тільки емпіричних формул.

6.2 Структурна теорія руху завислих наносів

У 1938 р. В.М. Гончаровим розроблена «структурна теорія» руху наносів, ґрунтована на концепції кінематичної структури потоку. За рахунок гідродинамічних умов обтікання частки створюються підйомні зусилля, що відривають частку від дна потоку. Подальше переміщення частинки вгору здійснюється основними вихорами [1].

Реалізація цієї концепції здійснюється таким чином. У потоці в горизонтальній площині виділяється квадратна ділянка із стороною l , через частину якої $\kappa^2 l^2$ основні вихори переносять вертикально вгору наноси концентрацією $S + \Delta S$ із швидкістю v_* . Через іншу частину ділянки площею $(1 - \kappa^2)l^2$ заміщуючими течіями зі швидкістю v вниз проходять наноси концентрацією S . Сумарне перенесення наносів вгору вихорами і заміщуючими течіями за час δt з урахуванням дискретності руху вихорів і рівняння нерозривності $\kappa^2 v_* = (1 - \kappa^2)v$ буде $\kappa^3 l^2 v_* \Delta S \delta t$. За цей же період крізь цю ділянку з вище розташованих шарів випадають вниз наноси концентрацією S зі швидкістю, рівній гідравлічній крупності ω , об'ємом, рівним $l^2 \omega S \delta t$. Для усталеного руху і беручи $\Delta S = l' \frac{dS}{dy}$ В.М. Гончаров отримує підсумкове рівняння в такому вигляді [1]:

$$\kappa^3 v_* l' \frac{dS}{dy} + \omega S = 0. \quad (6.13)$$

Тут κ – доля числа; v_* – вертикальна складова швидкості збурення; l' – довжина шляху зміщення.

Вводячи ряд припущень, В.М. Гончаров отримує формули для опису профілю розподілу концентрації наносів з глибиною потоку (6.14) та середньої концентрації

наносів (6.15):

$$\frac{S}{S_0} = \left(1 - \frac{y}{h}\right)^{\frac{\alpha v_H}{\varphi v}}, \quad (6.14)$$

$$\bar{S} = \frac{S_0}{1 + \frac{\alpha v_H}{\varphi v}}, \quad (6.15)$$

де S_0 – концентрація наносів біля дна; $h = (\alpha_1 + \alpha_2 \varphi)k \left(\frac{v}{v_H} - 1\right)$ – найвища висота зависання наносів (стеля зависання), α , α_1 , α_2 – постійні.

Важливою стороною концепції [1] є фізичне обґрунтування процесу руху наносів вгору, тобто проти дії сили тяжіння, яке Гончаров пояснює вихровими силами. Крім того, ним введено поняття стелі зависання як тієї максимальної висоти, на яку частки наносів можуть бути підняті вихорами. Ця величина може бути менша або дорівнюватиме глибині потоку, що загалом підтверджується даними натурних вимірів.

Запитання для самоперевірки

1. Дифузійна теорія руху завислих наносів.
2. Структурна теорія руху завислих наносів.

7 РУХОМІ НАНОСИ

7.1 Транспортуюча спроможність потоку

Розглядаючи транспорт наносів в природних умовах, в ряді випадків виявляється доцільним оцінити цей процес в цілому, не поділяючи транспортуючі наноси на завислі і рухомі. Транспортуюча спроможність потоку – це здібність переносити певну кількість наносів даної крупності при певних гідравлічних характеристиках (уклону, швидкості, глибини і т.д.), а кількість наносів, які переносить потік в даних конкретних умовах – витратою наносів.

Гранична сумарна витрата завислих і рухомих наносів (твердий стік), які може переносити річка називається транспортуючою здатністю потоку $R_{тр}$. Її характеризують або граничною витратою завислих наносів, яку здатний транспортувати потік ($R_{тр}$), або середньою мутністю, що відповідає насиченості потоку наносами, яка відповідає транспортуючій здатності потоку ($\rho_{тр}$) при даній витраті води Q :

$$R_{тр} = \rho_{тр}Q, \quad (7.1)$$

Для розрахунку транспортуючої здатності потоку розроблені формули, наприклад, формула Є.А. Замаріна, застосовувана для рівнинних річок [13]:

$$R_{тр} = 11v_{сер}\sqrt{Rv_{сер}i/\omega_{сз}}, \quad (7.2)$$

де $R_{тр}$ – транспортуюча здатність потоку, кг/м³;

$v_{сер}$ – середня швидкість течії, м³/с;

R – гідравлічний радіус, м³/с;

i – уклон потоку;

$\omega_{сз}$ – середньозважена гідравлічна крупність завислих наносів, м/с.

Якщо фактична витрата завислих наносів в потоці відповідає його транспортуючій здатності, то між процесами зависання та осадження наносів в придонному шарі спостерігається динамічна рівновага. У разі перевищення витрат наносів над величиною $R_{тр}$ відбувається акумуляція наносів, при зворотному співвідношенні потік розмиває русло, що стає причиною руслових деформацій.

У гірських районах, часто на невеликих річках, виникають короточасні паводки, що несуть величезні скупчення наносів. Ці скупчення твердого матеріалу надають потоку характер грязьового, грязе – кам'яного або водно – кам'яного. Ці потоки називаються селями. Утворюються селі в результаті випадання інтенсивних дощів, рідше – інтенсивного сніготанення. Рух селевих потоків носить пульсуючий заторний характер. При прориві затору по річці проноситься селевий потік великої руйнівної сили. Тривалість селів – від декількох хвилин до декількох годин. Під час

їх проходження відбуваються інтенсивні процеси розмиву русла і відкладення наносів. Селеві потоки відносяться до особливо небезпечних явищ природи.

Найбільш широкого поширення на Україні селеві процеси набули у гірських районах Карпат та Криму, на правому березі Дніпра. Наприклад, з періодичністю 11 - 12 років спостерігаються селі в долинах ярів, що розташовані на Південному березі Криму. До катастрофічних відносяться селі з об'ємом виносу 10 - 100 тис. куб. м та періодичністю 1 - 5 років. Кількість ураження селевими потоками складає від 3 до 25% території України. В Криму вони поширюються на 9 % території, в Закарпатській області - на 40%, в Чернівецькій - 15%, в Івано-Франківській - 33%.

На території колишнього СРСР селі поширені в Закавказзі і Середній Азії, в Європі – в Альпах, в Північній Америці – в Кордильєрах (район Лос – Анджелеса), а також в гірських районах Південної Америки, Японії та ін.

7.2 Формули для розрахунку витрат рухомих наносів

Розробка методики розрахунку витрат рухомих наносів здійснювалася на основі трьох підходів: 1) динамічний, який вивчає сили, що діють на частинку, яка знаходиться на дні потоку. Основи цього підходу були закладені французьким дослідником Дюбуа і розвинені В.М. Гончаровим, І.І. Леві, Г.І. Шамовим, А. Шокlichem та ін.; 2) статистичний, такий, що вивчає вірогідність зриву і переміщення донної частинки (Г.А. Ейнштейн, М.А. Веліканов та ін.); 3) методом аналізу розмірності (І.В. Єгіазаров), цей підхід фактично є допоміжним і зазвичай використовується тільки для аналізу і систематизації експериментальних даних.

Нині є близько 200 формул для розрахунку витрат рухомих наносів. Для спрощення аналізу розділимо усі ці формули і методи на чотири групи. У основу ділення покладений визначальний параметр.

До першої групи віднесені формули, в яких основним визначальним параметром є швидкість потоку. Наприклад, формули В.М. Гончарова (7.3) та І.І. Леві (7.4), ґрунтовані на лабораторних даних, та формулу Г.І. Шамова (7.5) – на натурних даних [1]:

$$g = \frac{\rho_s g (1 + \varphi)}{A} v_{\Pi} k \left(\frac{v^3}{v_{\Pi}^3} - 1 \right) \left(\frac{v}{v_{\Pi}} - 1 \right); \quad (7.3)$$

$$g_p = 0,002 k \left(\frac{v}{\sqrt{gk}} \right)^3 (v - v_k) \left(\frac{k}{H} \right)^{0,25}; \quad (7.4)$$

$$g_p = 0,95 \sqrt{k} \frac{v^3}{v_k^3} (v - v_k) \left(\frac{k}{H} \right)^{0,25}. \quad (7.5)$$

У формулах (7.3) – (7.5) g_p – витрата рухомих наносів на одиницю ширини потоку; φ – параметр турбулентності; v_{Π} і v_k – критичні швидкості, визначувані відповідно по формулах Гончарова, Леві та Шамова; A – постійна, що дорівнює 880

для потоків плоского режиму, і 500 – для просторового; ρ_s – щільність наносів, k – визначається за формулою $k = 0,01 \sum^m \alpha_i k_i$, де α_i – кількість i -ї фракції у складі донних відкладів; k_i – середня крупність i -ї фракції; m – загальне число фракцій, на які розділені наноси.

У формулах другої групи у якості основного розрахункового параметра взята рухома сила потоку $\tau = \rho g H I$, наприклад формула І.В. Єгіазарова [1]:

$$g_p = a \rho_s q \sqrt{I \left(\frac{\tau - \tau_0}{\tau_0} \right)}, \quad (7.6)$$

де q – витрата води на одиницю ширини потоку; a – постійна; τ_0 – рухома сила потоку, при якій починається рух наносів.

Третя група формул ґрунтована на зв'язку витрат наносів безпосередньо з витратами води і уклонами водної поверхні. Формули цієї групи широко поширені за кордоном, зокрема, формули Мейєра – Петера (7.7), А.Шоклича (7.8), Джильберта, Чанга, і інших авторів [1]:

$$g_p = \alpha_1 I^{3/2} \left(q^{3/2} - \frac{b k}{I} \right), \quad (7.7)$$

$$g_p = \frac{\alpha}{\sqrt{k}} I^{3/2} (q - q_0). \quad (7.8)$$

Тут α , α_1 і b – числові параметри; q – побутова витрата води на одиницю ширини потоку; q_0 – витрата води на початку руху наносів.

У четвертій групі формул визначення витрати наносів здійснюється на основі статистичного аналізу руху окремих твердих часточок. Метод Г. Ейнштейна ґрунтований на розгляді процесу обміну частками між потоком і дном. Основні допущення методу такі [1]:

- 1) наноси однорідні, дно не деформується;
- 2) середнє число часточок, що осідають на дно N_1 і N_2 , що покидають дно, в одиницю часу на одиниці площі, рівні $N_1 = N_2$;
- 3) обидва числа (N_1 і N_2) є функціями вірогідності (відповідно η_1 і η_2) того, що миттєва підйомна сила перевищить діючу на частинку надмірну силу тяжіння. При цьому береться $N_1 \approx 1 - \eta_1$, $N_2 \approx \eta_2$;
- 4) відрізок часу Δt , в середньому необхідний для відриву частинки від дна і заміщення її новою («час обміну»), визначається за формулою [1]:

$$\Delta t = k \left[\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g k \right]^{-0,5}, \quad (7.9)$$

5) відхилення підйомної сили від її середнього значення підлягає закону нормального розподілу.

У результаті формула для безрозмірної витрати наносів з урахуванням значень постійних, отриманих Ейнштейном, має вигляд [1]:

$$\varphi = 0,023 \frac{(1-\eta_1)}{\eta_1} = 0,023 \left[\frac{2}{\operatorname{erf} \frac{1}{\eta_0}(0,072\beta\psi-1) + \operatorname{erf} \frac{1}{\eta_0}(0,072\beta\psi+1)} \right], \quad (7.10)$$

де $\operatorname{erf} x$ – інтеграл помилок; $\eta \approx 0,5$ – коефіцієнт варіації миттєвої підйомної сили; β – функція відношення висоти виступів шорсткості до товщини в'язкого підшару. Для гідравлічно шорсткого дна $\beta=1,25$. Якщо неоднорідність ґрунту значна, то розрахунок витрати наносів необхідно виконувати по фракціях. ψ – безрозмірна функція $\psi = ad/hi$.

Нині окремо виділився розрахунок Гідрологічного Інституту витрати рухомих наносів через піщані пасма. Цей дуже трудомісткий, але й найточніший метод із розроблених на даний момент, розглядається у наступному розділі.

Запитання для самоперевірки

1. Транспортуюча спроможність потоку.
2. Поняття «динамічної рівноваги».
3. Розрахунок витрат наносів на основі швидкості потоку (формули В.М. Гончарова, І.І. Леві, Г.І. Шамова).
4. Формула І.В. Єгіазарова для розрахунку витрат наносів.
5. Розрахунок витрат наносів з врахуванням витрат води і уклонів водної поверхні.
6. Визначення витрати наносів на основі статистичного аналізу (метод Г. Ейнштейна).

8 ПАСМОВИЙ РЕЖИМ ПЕРЕМІЩЕННЯ НАНОСІВ

8.1 Загальна характеристика пасм

Пасмовий режим переміщення наносів – різновид хвильової форми руху, що виникає на межі двох середовищ, які рухаються з різними швидкостями, та мають як різну, так і однакову густину. Прикладами є хвилі, що виникають на межі повітряного і водного середовищ, дюни і бархани – на межі твердого (пісок) і повітряного середовищ, руслового і заплавної потоків та ін.

Розглянемо основні параметри пасм. Пасма – періодичні утворення, що переміщуються вниз за течією річок з різними швидкостями $C_{\text{п}}$. Основними розмірами пасм являються їх висота $\Delta_{\text{п}}$, довжина $l_{\text{п}}$ і крутизна $tga = \Delta_{\text{п}}/l_{\text{п}}$. Переміщення наносів в донно-пасмовій їх фазі характеризується розмивом верхового напірного схилу пасма і наміванням тилового. (рис. 8.1). Як видно на цьому рисунку, частки наносів перекочуються по напірному схилу пасма і, звалюючись з вершини в область водоверті, нарощують її тиловий схил. Таким чином, профіль пасма як би зміщується вниз за течією.

Епюра швидкостей також змінюється за довжиною пасма, що особливо чітко простежується за наявності довгих пасм (рис. 8.2) – епюра швидкостей як би стискається у міру досягнення вершини пасма, а у водоверті в нижній частині епюри спостерігаються швидкості зворотного напрямку.

У плані розрізняють два види розміщення пасм – паралельне, коли кожна з пасм йде за попередньою (рис. 8.1, в), і шахове (рис. 8.1, г). Залежно від форми, розмірів і характеру переміщення донні пасма називають ріфелями, барами, пасмами довгими, плоскими або перекошеними, барханами, піщаними хвилями, боковиками, мікроформами, дюнами і антидюнами.

Пасмовий режим переміщення наносів тривалий час вивчається як в лабораторних, так і в натурних умовах. Однак, до теперішнього часу ще не вирішена низка принципових запитань. Так, Н. С. Знаменська відмічає два протиріччя в проблемі вивчення пасм [1].

1. Пасмовий рух наносів добре вивчений як в експериментальному, так і в теоретичному планах. Розроблена велика кількість формул, за своїм змістом тих, що відповідають поставленим практикою завданням. Проте використання цих формул для розрахунку деформацій русла і гідравлічних опорів часто призводить до незадовільних результатів.

2. Існує два класи пасм – ріфелі (мікроформи) і бари (мезоформи), але немає чіткої градації, які пасма слід віднести до того або іншого типу, хоча відомо, що залежності параметрів пасм від параметрів потоку і русла для цих двох типів часто протилежні.

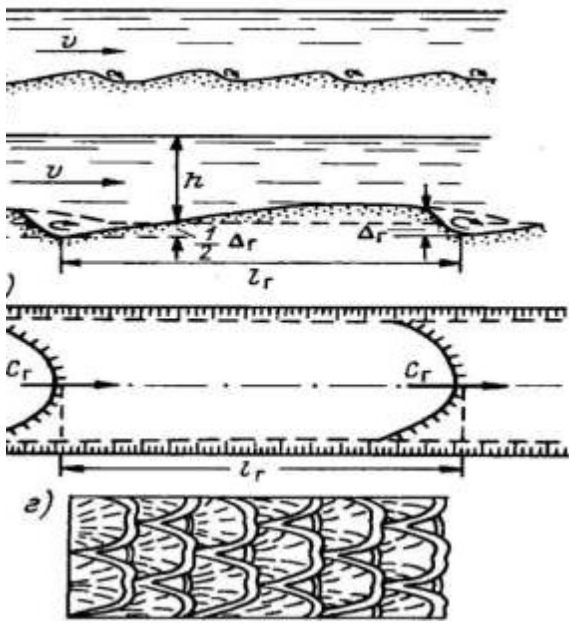


Рис 8.1 – Донні пасма[1]:

а) подовжній профіль;

б) параметри пасм;

в) стрічкові пасма в плані;

г) бархани.

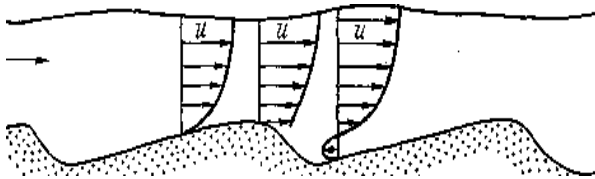


Рис. 8.2 – Зміна епюри швидкостей уздовж профілю пасма [1]

Дійсно, між цими двома класами пасм є принципові відмінності як по співвідношенню їх розмірів з розмірами руслового потоку, так і по їх дії на швидкісне поле останнього. Ріфелі, у яких відношення довжин до висоти від 1,5-2,0 до 11-12, а висота набагато менша глибини потоку, відносяться до мікроформ і не чинять істотного впливу на швидкісне поле потоку, хоча різко (у 2-7 разів) збільшують опір русла руху потоку в порівнянні із зернисто-шорстким дном.

До другого класу відносять пасма, розміри яких порівняні з розмірами потоку. Їх довжина може досягати декількох ширини русла, а висота – до 0,3-0,5 глибин потоку. Відношення довжини до їх висоти значно більше, чим для першого класу пасм і може досягати декількох десятків, а іноді і сотень. Пасма цього класу в літературі називаються також мезоформи, істотно впливають на швидкісне поле потоку, фактично вони формують його [1].

8.2 Класифікація донних пасм

Класифікації донних пасм мають велике теоретичне і практичне значення у вирішенні проблеми розкриття закономірностей їх формування і отримання надійних залежностей характеристик пасм від параметрів потоку і русла.

Розглянемо сучасний стан цієї складної і до теперішнього часу невирішеної проблеми. Одна з ранніх класифікацій К.І. Россінського і І.А. Кузьміна (1947 р.) заснована на прийнятій швидкості потоку v і відносній ширині русла (B/H). Залежно від цих параметрів, ними виділені три типи донних пасм: барханний ($v < 0,25 \text{ м/с}$, $B/H > 2,5$), шаховий ($0,25 < v < 0,5 \text{ м/с}$, $1,5 < B/H < 2,5$) і рельєф з паралельними пасмами ($v > 0,5 \text{ м/с}$, $B/H < 1,5$). Хоча в цій класифікації не враховані деякі параметри потоку і русла (крупність наносів, режим потоку і інші), що визначають типи пасм, але в ній вже були закладені основи наукового підходу до розробки теорії формування і переміщення пасм [1].

Наступним кроком стали класифікації, розроблені в 1954 р. В.М. Гончаровим і в 1963 р. Дж. Кеннеді. Обидва автори запропонували близькі класифікації (є тільки особливості термінології). Ними виділені такі фази переміщення наносів [1]:

- перша безпасмова фаза $v_{\text{п}} < v < v'$;
- донно-пасмова фаза $v' \leq v < v''$;
- спрацьовування пасм $v'' \leq v < v'''$;
- друга безпасмова фаза $v \geq v'''$;
- антидюни, що рухаються вниз за течією $Fr > 1,0-1,5$;
- антидюни, що рухаються проти течії $Fr > 1,0 - 1,5$.

Ця типізація потребує деяких пояснень. У якості основних критеріїв в ній взяті середні швидкості потоку, число Фруда Fr і крупність наносів. Так, при швидкостях $v > v_{\text{п}}$ починається переміщення наносів (рух або сальтація). Донні пасма (В.М. Гончаров застосовує цей термін до усіх форм переміщення наносів в донно-пасмовій фазі) виникають при середніх швидкостях, рівних першій критичній швидкості [1]:

$$v' = 2,5v_{\text{п}} \left(\frac{k_5}{H} \right)^{1/12}, \quad (8.1)$$

де k_5 – найбільша крупність, яка визначає шорсткість дна потоку та відсоток якої в суміші наносів незначний (за В.М. Гончаровим – 5 %).

При подальшому збільшенні швидкостей потоку спостерігається, збільшення розмірів пасм і швидкостей їх переміщення. Найбільшого розвитку пасма досягають при другій критичній швидкості [1]:

$$v'' = 0,25v' + 0,75v'''. \quad (8.2)$$

При цьому донні наноси переміщаються по напірному схилу пасма, звалюючись з його вершини в підвалля. Це призводить до розмиву напірного схилу і до відкладення наносів на тиловому схилі пасма.

Таким чином, практично усі частинки переміщаються при зміщенні профілю пасма вниз за течією річки. Проте при досягненні другої критичної швидкості (v'') деякі частки переносяться через водоверть і надходять безпосередньо на напірний схил наступної гряди. Кількість частинок, що надходять на формування її тилового схилу виявляється недостатнім, що призводить до спрацьовування вершини пасма і утворення усічених пасм. Замість вершини на таких пасмах утворюється горизонтальна ділянка, розміри якої у міру спрацьовування пасм збільшуються. І,

нарешті, досягнувши третьої критичної швидкості (v''') пасма повністю спрацьовуються [1]:

$$v''' = 2,5v_n \left(\frac{H}{k_5} \right)^{1/12}. \quad (8.3)$$

При цьому режимі (від v'' до v''') витрата наносів складається з двох складових: витрати наносів за рахунок зерен, що перекидаються (сальтуючих), і витрати наносів в донно-пасмовій фазі. При швидкостях $v \geq v'''$ переміщення наносів проходить в усій товщі потоку у вигляді пульпи – це друга безпасмова фаза. Такий характер переміщення наносів спостерігається при числах Фруда, менших від критичного значення. При числах Фруда більших від критичного значення у потоці виникають антидюни, що є утвореннями, близькими за формою до трикутника. Ці утворення зустрічаються в натурних умовах досить рідко і відрізняються від пасм тим, що у них розмивається тиловий схил, а частки наносів з нього переносяться на напірний схил розташованого нижче пасма. Тому профіль пасма переміщається вгору за течією, хоча стік наносів здійснюється вниз за течією. Такий характер переміщення профілю, протилежний до переміщення профілю звичайного пасма, і послужив причиною назви – антидюни. Антидюни властиві бурхливим, в основному гірським, потокам [1].

Важливим моментом цієї класифікації є введення параметра Fr , що дозволило розділити усі види переміщення наносів на дві групи: пасма і антидюни. Проте в таких класифікаціях, ґрунтованих на даних лабораторних спостережень, також є ряд недоліків. Так, розглядається тільки плоска задача, не враховується вплив крупності наносів і різновидів гряд. Відсутній поділ їх на мікро- і мезоформи.

У 1971 р. Кеннеді, узагальнивши дані спостережень донних форм в лабораторії і в природі, розробив нову класифікацію донних пасм (таблиця. 8.1). У цій таблиці відсутня безпасмова форма переміщення наносів, передуюча утворенню донних пасм. Важливим в цій класифікації є введення деяких кількісних характеристик для трьох типів пасм. Але окремі види пасм, зокрема дюни, охарактеризовані ним недостатньо чітко. У класифікації Кеннеді є принципова різниця між ріфелями і барами (розміри останніх порівнянні з розмірами русла), але принципової різниці між ріфелями і дюнами немає [1].

Особливу класифікацію запропонувала Н. С. Знаменська. на основі числа Fr , гідравлічної крупності, швидкості руху донних пасм і характеристики форми перерізу (B/H). Знаменська здійснила перехід від плоскої задачі до просторової (ріфелі, перекошені пасма та ін.).

Значним вкладом є класифікація, розроблена М.Є. Кондратьєвим на основі принципу дискретності. Він розділив руслові форми на два класи (два структурні рівні) мікро- і мезоформи.

8.3 Походження донних пасм

Науково обґрунтована теорія походження і формування донних пасм може бути створена тільки на основі теорії турбулентності, розробка якої є справою

майбутнього. Проте вже нині є ряд гіпотез, що трактують причини виникнення і утворення донних пасм.

Таблиця 8.1 – Донні пасма, за Дж. Кеннеді [1]

Форма дна	Розміри	Форма пасм	Особливості
Ріфелі	Довжина менше 30 см, висота менше 3 см	Головним чином трикутна, із верхнім схилом, який слабо розмивається, мають короткий гребінь	Рухаються вниз за течією із швидкістю $C_n < v$. Не зустрічаються у наносах діаметром більше ніж 0,6 мм
Бари, мезоформи	Довжина порівняна з шириною русла, висота – з середньою глибиною потоку	Профіль схожий на ріфелі, планові форми – різні	Типи барів: 1) точкові; 2) ті, що чергуються; 3) поперечні; 4) припливні (конуси виносу). Ріфелі можуть бути на них
Дюни, пасма (вторинні пасма)	Довжина і висота більше, ніж у ріфелів, менше, ніж у барів	Схожі на ріфелі.	Верхній укіс може бути покритий ріфелями. Зміщуються вниз як ріфелі
Перехідна область	Змінюється у великих межах	Дюни з низькою висотою як перехід до гладкої фази.	Значно змінюються
Гладка фаза	–	–	Форм не має. Може бути відсутня для деяких значень H і v
Антидюни	Довжина $2\pi v^2/g$, Висота залежить від H і v .	Профіль – майже синусоїда, довжина гребеня порівняна з довжиною хвилі.	У фазі з гребенем хвилі. Рухається ввверх за течією чи вниз, або стоїть на місці залежить від властивостей потоку

Розглянемо основні концепції, що трактують причини виникнення донних пасм класу ріфелів. Так, Знаменська [1] на основі аналізу опублікованих робіт виділяє чотири точки зору щодо головної причини їх походження:

- 1) макротурбулентність руслового потоку;
- 2) збурююча дія мікрошорсткості;
- 3) періодичні автоколивальні процеси в руслових потоках;
- 4) струминність течії, що викликається дотичною напругою на дні потоку.

Звичайно, такий поділ є умовним.

М.А. Веліканов [1], ґрунтуючись на розробленій ним теорії макромасштабної турбулентності, запропонував вважати її головною причиною утворення донних пасм. Проте його концепція не пояснювала двох важливих положень: періодичності і асиметричності донних пасм. Надалі К.В. Гришанін [1] удосконалив її на основі методу малих коливань. Увесь процес утворення донних пасм (ріфелів) він розділив на три стадії. Перша стадія обмежується рамками одного циклу макромасштабних коливань. Робота потоку за цей час зводиться до перерозподілу піщинок усередині шару, що рухається: згущуванню їх на ділянці майбутнього гребеня і розрідженню в області западин. Зворотним впливом деформацій дна на швидкісне поле потоку нехтуємо. На другій стадії піщана хвиля, що зародилася, піддається повторній дії нових вихрових утворювань. На цій стадії дія піщаних хвиль на швидкісне поле потоку істотніша. Третя стадія характеризується усталеним рухом хвиль профілю. Дно чинить значну дію на швидкісне поле потоку.

Приймаючи допущення про те, що в потенційному потоці на дні рухається ланцюжок турбулентних періодичних вихорів (рис. 8.3), Гришанін запропонував рішення, яке дозволяє отримати асиметричну форму донних пасм. У початковий момент часу $t = 0$ дно вважається плоским. Вісь x спрямовується уздовж потоку, а вісь y – від дна вгору. Рух рідини визначається однорідною течією із швидкістю v і течією, що збуджується вихровим ланцюжком біля дна. Швидкість на лінії дна описується формулою [1]:

$$v(x, 0, t) = v - \frac{\Gamma}{\lambda_0} \frac{sh \frac{\pi \delta}{\lambda_0}}{ch \frac{\pi \delta}{\lambda_0} - \cos \frac{2\pi}{\lambda_0} (x - c_v t)}, \quad (8.4)$$

де Γ – модуль інтенсивності вихорів; v – швидкість потоку; λ_0 – відстань між центрами вихорів; δ – розмір вихору, $(x - c_v t)$ – координати, що переміщуються разом з вихорами; $c_v = v - c$, c – швидкості вихорів відповідно відносно дна і потоку рідини.

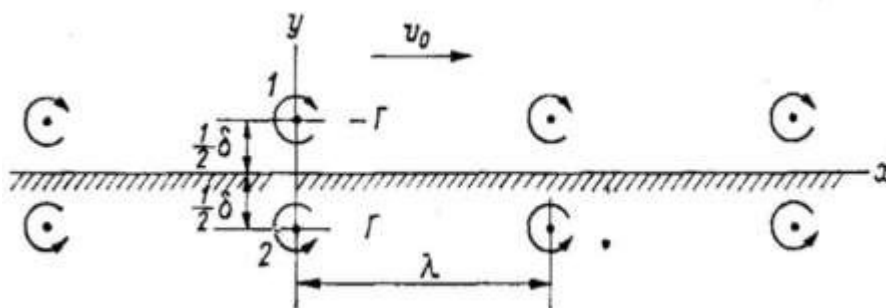


Рис. 8.3 – Схематичне зображення ланцюжка турбулентних вихорів, за Гришаніним [1]

Для визначення деформацій дна русла Гришанін використовує рівняння деформації у виді, при цьому потік рухається зі швидкістю $u(x, 0, t)$ [1]:

$$\frac{\partial g_b}{\partial x} + (1 - \varepsilon) \frac{\partial z}{\partial t} = 0. \quad (8.5)$$

Тут z – відмітка дна; ε – коефіцієнт, що враховує пористість ґрунтів. При цьому витрата наносів g_b в початковий період деформацій дна береться пропорційною першому ступеню швидкості, хоча, це допущення недостатньо узгоджується з останніми дослідженнями з транспорту наносів [1]:

$$g_b = m(1 - \varepsilon)k(v - v_k). \quad (8.6)$$

Тут m – коефіцієнт, v_k – критична середня швидкість потоку.

Після деяких перетворень Гришанін отримує розрахункове рівняння для побудови миттєвих профілів дна для малих значень t . В якості прикладу на рис. 8.4 наведені три профілі дна для різних моментів часу.

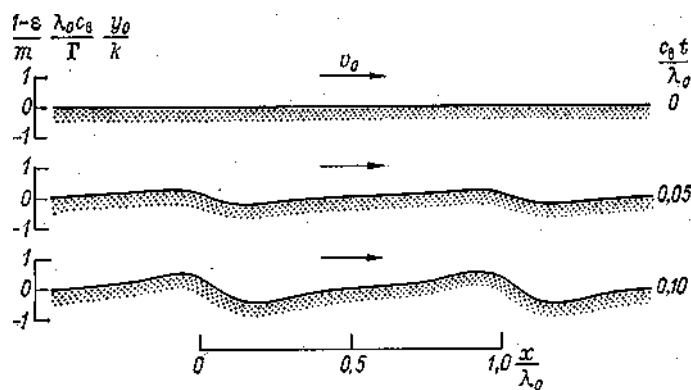


Рис. 8.4 –
Схематичне
зображення
процесу утворення
пасм під дією
ланцюжка вихорів
[1]

Як видно на цьому рисунку, за методикою Гришаніна розрахункові профілі пасм є асиметричними, що обумовлено особливостями розподілу швидкостей біля розрахункових вихорів.

Теорія Гришаніна, що є подальшим розвитком теорії виникнення донних пасм, ґрунтованої на концепції макромасштабної турбулентності, усуває один її істотний недолік і дозволяє розраховувати ріфелі асиметричного профілю. Основним її недоліком є недостатня обґрунтованість періодичності розташування вихорів в потоці і те, що вона розроблена тільки для плоского потоку. В той же час дані експериментів показують, що ріфелі - це різко виражені просторові утворення, зазвичай розташовані на дні потоків в шаховому порядку [1].

Друга концепція пояснює причини виникнення донних пасм наявністю на дні мікровиступів, що чинять на потік збурюючу дію. Цієї концепції дотримуються В.М. Гончаров, Б.А. Шуляк, С. Ялін та інші дослідники. Проте ця концепція не пояснює, чому збурююча дія виступів у дві-три піщинки є причиною одночасної появи ріфелів на усьому дні. Вона також не пояснює, чому ріфелі є періодичними структурами [1].

Третя концепція, розробка якої здійснювалася В.М. Маккавєєвим і А. Н. Ляпіним, ґрунтована на маловивченому явищі автоколивальних рухів в русловому потоці. В.М. Маккавєєв в якості основної ідеї використовує періодичність гідродинамічних процесів і вирішує задачу на основі рівняння руху потоку. Надалі ця ідея розроблялася А. Н. Ляпіним, який в якості основи використав наявність автоколивальних рухів в потоці і отримав вираз для профілів пасм, що змінюються з часом. Ця концепція, не розкриває причину виникнення автоколивальних рухів в руслових потоках, а отже, і причину періодичності донних пасм.

Інший різновид цієї концепції, що розробляється рядом зарубіжних дослідників (Д. Кеннеді, Ю. Танака та ін.), фактично також ґрунтована на ідеї Маккавєєва про періодичність гідродинамічних процесів. Використовуючи теорію хвиль малої амплітуди і пов'язуючи походження пасм з утворенням хвиль на поверхні потоку, з урахуванням відставання твердої витрати по фазі від швидкостей потоку, вони отримують аналітичні вирази для розрахунку параметрів пасм.

До теперішнього часу немає єдиного уявлення про причини утворення донних пасм. Ряд дослідників відмічали, що лабораторні і натурні руслові потоки часто є багатоструминними, що відповідає четвертій концепції, виділеної Знаменською. Особливо детальні досліді в цьому напрямі виконані Д. Алленом. Вони доводять, що багато струминність призводить до впорядкування турбулентності потоку і, як наслідок, до утворення ріфелів.

Н. С. Знаменська [1] вважає, що при одноструминному потоці утворюються бари, а багато струминність призводить до утворення ріфелів, також параметри потоку і русла пов'язані з параметрами окремих струменів потоку. Але якщо розглядати потік у цілому, то характер залежностей між параметрами потоку і характеристиками пасм для мікроформ і мезоформ має бути різним.

8.4 Опір донних пасм

Численні експерименти, виконані в натурних і лабораторних умовах, дозволили встановити, що під час переходу режиму переміщення наносів з безпасмової фази в донно-пасмову різко збільшується опір руху руслових потоків. Істотне збільшення характерне для пасм класу ріфелі (мікроформ), для барів або мезоформ збільшення опору менш значне. Коефіцієнти опору при виникненні мікроформ збільшуються в 5 разів, при виникненні довгих піщаних пасм (мезоформ) коефіцієнти опору збільшуються небагато. Відмічається, що коефіцієнти опору в потоці, який несе наноси, змінюються під впливом двох чинників: зміни конфігурації дна та гальмуючої дії завислих наносів на турбулентність потоку.

Вирівнювання поверхні дна призводить до зниження значення коефіцієнта опору і до збільшення швидкостей потоку. Погашення турбулентності завислими наносами підвищує градієнти швидкостей по вертикалі, збільшує різницю між поверхневою і донною швидкостями і, як наслідок, зменшує коефіцієнти опору.

Класичні експерименти виконані В. С. Кнорозом у лотку шириною 0,63 м і

завдовжки 12 м в широкому діапазоні зміни чисел Рейнольдса і крупності наносів (від 0,16 до 18,4 мм) [1]. На їх основі Кнороз встановив, що розміри пасм і їх швидкості не є постійними величинами, а змінюються біля деяких середніх значень, характерних для цього режиму потоку. Якщо кількість твердого матеріалу, що надходить в потік, перевищує його транспортуючу здатність, то в процесі формування пасм відбувається збільшення їх розмірів і збільшення уклонів вільної поверхні потоку.

В. С. Кнороз вважає, що крупнішому матеріалу ($k=1-5-1,5$ мм) відповідає чітко виражена пасмова форма дна, а дрібні наноси ($k < 0,5$ мм) покривають русло барханами. В результаті аналізу експериментальних даних Кнороз отримав однозначну залежність коефіцієнта опору ξ_{π} форми пасм від їх відносної висоти [1]:

$$\xi_{\pi} = 0,2(\Delta_{\pi}/R)^{1,25} \quad (8.7)$$

А. Ф. Кудряшов експериментальним методом виявив залежність коефіцієнта форми пасм від витрати наносів, а також залежність коефіцієнта опору потоку від уклону верхового схилу пасма, тобто від її крутизни.

Розглянемо методику розрахунку опорів за наявності мікроформ. Так, ряд дослідників пропонує рахувати в якості розрахункової шорсткості висоту пасм. Ця пропозиція недосконала, оскільки експериментами встановлено, що при постійній висоті пасм і зміні параметрів потоків крутизна пасм може істотно змінюватися, а отже, змінюється і опір руху потоку. Досконалішою є пропозиція розраховувати коефіцієнт опору при донно-пасмовій фазі переміщення наносів як суму коефіцієнтів опору зернисто-шорсткого напірного схилу пасма λ_R і водовертної зони.

Повне значення втрат енергії потоку упродовж донного пасма (за Кнорозом) може бути представлене формулою [1]:

$$h_{\omega} = (\xi_{\pi} + \alpha \frac{l_{\pi}-l_{\text{в}}}{R}) \frac{v^2}{2g} \quad (8.8)$$

Тут ξ_{π} і λ_R – коефіцієнти опору відповідно, форми пасма і зернистої шорсткості; $l_{\text{в}}$ – довжина водовертної зони; $l_{\pi} - l_{\text{в}}$ – проекція довжини безвідривно обтічної ділянки пасма на горизонтальну вісь; R – гідравлічний радіус; α – коефіцієнт, що враховує нерівномірність розподілу втрат енергії по довжині безвідривно обтічної ділянки пасма.

Виразимо ту ж величину h_{ω} , через коефіцієнт λ_{π} повного опору пасма

$$h_{\omega} = \lambda_{\pi} \frac{l_{\pi} v^2}{R 2g} \quad (8.9)$$

Вирішуючи разом (8.8) і (8.9), отримуємо формулу для розрахунку повного коефіцієнта опору [1]:

$$\lambda_{\pi} = \xi_{\pi} \frac{R}{l_{\pi}} + \alpha \frac{R}{R} (1 - \frac{l_{\text{в}}}{l_{\pi}}) \quad (8.10)$$

Коефіцієнт опору зернистої шорсткості можна визначити за формулою Гончарова [1]:

$$\lambda_R = \frac{1}{(4lg\frac{6,15H^2}{\Delta})}, \quad (8.11)$$

а довжину пасма – за одною з емпіричних формул Кнороза

$$\frac{l_{\pi}}{R} = 2,8 \frac{v}{v-v_{\kappa}}. \quad (8.12)$$

Значення коефіцієнта α можуть істотно відхилятися від одиниці, проте через недостатню вивченість причин цих відхилень рекомендується в першому наближенні приймати $\alpha=1,0$. Довжина водовертної зони в середньому дорівнює 10 висотам пасма при значних відхиленнях цього відношення в окремих дослідках. Тому приймають

$$l_B = \alpha' \Delta_{\pi}. \quad (8.13)$$

У результаті формула для розрахунку коефіцієнта опору пасм набирає вигляду [1]:

$$\lambda_{\pi} = 0,2 \frac{\Delta_{\pi} \Delta_{\pi}^{0,25}}{l_{\pi} R} + \lambda_R (1 - \alpha' \frac{\Delta_{\pi}}{l_{\pi}}). \quad (8.14)$$

Формула (8.14) рекомендується для розрахунку опору руху потоку при виникненні в ньому плоских асиметричних пасм. Для барханів (лускаті пасма), що характеризуються найбільш розвиненими, водовертними зонами (практично усе дно покрите вирами), вплив зернистої шорсткості малий. Тому для розрахунків λ_{π} основну роль відіграє перший член формули (8.14). Тоді для лускатих пасм формула набуває вигляду [1]:

$$\lambda_{\pi} = 0,2 \frac{\Delta_{\pi}}{l_{\pi} R} (\frac{\Delta_{\pi}}{R})^{0,25}. \quad (8.15)$$

Враховуючи, що довжина цього виду пасм дорівнює декільком їх висотам $l_{\pi} = \alpha \Delta_{\pi}$, і беручи $\alpha \approx 10$, отримаємо

$$\lambda_{\pi} = 0,02 (\frac{\Delta_{\pi}}{R})^{0,25}. \quad (8.16)$$

Формули (8.14), (8.16) отримані на основі обмеженого об'єму лабораторних даних, при їх застосуванні до натурних потоків дають, зазвичай, занижені значення опорів. Це пояснюється тим фактом, що в лабораторних лотках з малим відношенням ширини до глибини і плоскими вертикальними стінками пасмовий рельєф дна виходить більше впорядкованим, ніж в природних руслах. Також значну роль грає відносна шорсткість дна. При перерахунку на натуру піщинки лабораторних лотків перетворюються на частинки великої гальки.

К. В. Гришанін рекомендує: 1) уточнювати залежності типу (8.14) і (8.16) на основі натурних даних; 2) знайти нові формули для розрахунку пасмового опору. Прикладом першого шляху є дослідження Б. Ф. Сніщенко, який вивів для стану динамічної рівноваги дна залежність [1]:

$$\lambda_{\pi} = 0,23 \frac{\Delta_{\pi}}{l_{\pi}} + 0,0075. \quad (8.17)$$

Другий шлях полягає у визначенні залежностей між коефіцієнтами стійкості русла і коефіцієнтами опору пасм. Аналіз цих залежностей виконаний в спеціальній літературі.

Запитання для самоперевірки

1. Загальна характеристика пасм.
2. Концепції формування піщаних пасм за Н.Знаменською.
3. Класифікація донних пасм;
4. Формули для розрахунку елементів піщаних пасм.
5. Швидкість переміщення пасма.
6. Опір пасмового дна.
7. Витрати наносів при переміщенні донних пасм.

9 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ

9.1 Основні поняття та чинники руслових процесів

М.А. Веліканов [17] відмічає, що рух самої рідини і рух твердих часток, що зумовлюється дією на них рідини, дають в результаті явище, що називається *русловими потоками*. Специфічною для руслового потоку є взаємодія між швидкісним полем, що формується під впливом граничних поверхонь, існуючих в даний момент, і руслом, форма якого складається у свою чергу під впливом швидкісного поля.

Ця взаємодія призводить до утворення на земній поверхні особливих *руслових форм, надзвичайно витягнутих у довжину - в напрямі стікання води, і дуже обмежених завширшки*. Руслові форми безперервно змінюються, в одних умовах швидко, в інших – повільно (потоки з нестійким та із стійким руслом), під впливом головним чином кліматичних чинників (річний цикл опадів і температури), а частково і тектонічних чинників (епейрогенез – повільні підняття і опускання великих площ земної кори, що не викликають змін їх структури). Увесь комплекс явищ як первинного формування руслових форм, так і подальших їх змін носить назву *руслового процесу* [17].

Русловий процес знаходиться у безперервному і найтіснішому зв'язку з геологічними, геоморфологічними, кліматичними, ґрунтовими і геоботанічними умовами території. Клімат, зокрема опади і температура, обумовлює кількість і розподіл в часі водних мас, що отримує з атмосфери територія; шляхи і швидкість стікання водних мас обумовлюються рельєфом, який, у свою чергу, змінюється під впливом тектонічних процесів, а склад кори вивітрювання і вихід на поверхню корінних порід визначають спільно з вищезгаданими чинниками кількість твердого матеріалу, що зноситься водою, і в той же час, зміну форми русла тих потоків, які видаляють з цієї території водні маси, що надійшли з атмосфери. Нарешті, рослинний покрив, що збільшує своєю кореневою системою зв'язаність ґрунтів, впливає на хід руслового процесу, іноді уповільнюючи і утрудняючи бічну ерозію і тим самим підвищуючи інтенсивність ерозії глибинної.

Тобто М.А. Веліканов виділив основні незалежні *чинники* руслового процесу: рідкий стік води, стік наносів та обмежуючі чинники - клімат, рельєф, базис ерозії, геологічна будова річкової долини, рослинність.

9.2 Взаємодія потоку і русла як основа руслового процесу

Саморегульованими або спонтанними називаються такі механічні і природні системи, які здатні шляхом внутрішньої перебудови продовжувати виконання своїх функцій при обмежених змінах зовнішніх умов, в яких вони розвиваються. Таку здатність до саморегулювання можна віднести до системи «потік – русло – басейн річки» і до її проявів, наприклад, руслового процесу. Руслові процеси проявляються

у взаємодії потоку і русла річки. Конкретні прояви руслових процесів у вигляді зміни положення і розмірів русла, заплави і окремих руслових утворень, тобто у вигляді розмиву або наміву дна і берегів, називають русловими деформаціями [1].

Фізичною причиною руслових деформацій є порушення рівноваги між транспортуючою здатністю потоку і фактичною величиною витрати наносів на тих чи інших ділянках річкового русла. При перевищенні витрати наносів над транспортуючою здатністю потоку відбувається розмив русла (ерозія), в іншому випадку - замулення русла (аккумуляція наносів). Деформації русла, що відбуваються, формують усталення витрати наносів за довжиною річки.

Руслові деформації поділяють також на вертикальні, коли відбуваються зміни відміток дна русла, і горизонтальні, коли спостерігаються поперечні зсування русла. Зазвичай ці два види руслових деформацій відбуваються одночасно, але в деяких випадках переважають перші, в деяких - другі.

Руслові деформації і руслові процеси поділяють також на періодичні (знакозмінні, оборотні) і спрямовані (необоротні). До періодичних руслових деформацій відносять такі зміни русла, які неодноразово повторюються і після яких русло займає свою попередню позицію. Ці руслові деформації спостерігаються в періоди руху донних пасм, розвитку закрутів і т. д. Спрямовані руслові деформації виражені в односторонніх змінах русла як природного, так і антропогенного походження (при піднятті і опусканні окремих ділянок суші; при вікових змінах позначки рівня води, куди впадає річка; при однобічному розмиванні або наміванні, супутні спорудженню водосховищ на річці і ін.).

9.3 Формування русел річок за М.А. Велікановим

В основу теорії формування русел річок Велікановим покладені 3 основні принципи:

1. Взаємодія потоку та русла. М.А. Веліканов [17] відзначає, що *в природних умовах потік сам формує собі русло відповідної йому форми*, в свою чергу і русло своєю формою впливає на швидкісне поле потоку; русло, з одного боку, і потік, з іншого, знаходяться між собою у певній взаємодії. Вплив потоку на русло і вплив русла на потік відрізняються величиною проміжку часу, який потрібен для реалізації цього впливу: вплив форми русла безпосередньо та дуже швидко передається швидкісному полю потоку; а швидкісне поле потоку впливає на формування русла протягом набагато довшого періоду часу, що залежить від фізичної структури ґрунтів ложа русла, їх крупності та рухомості. Ця взаємодія проявляється у переформуванні русла – розмиву в одних місцях і накопичення наносів в інших.

2. Обмеженість можливих природних комплексів, що витікає із першого принципу. При тривалій взаємодії потоку і русла утворюється оптимальна форма русла, яка відображає кінематику потоку. Між морфометричними і гідравлічними характеристиками виникають певні гідроморфологічні залежності, які можна описати рівняннями.

3. Мінімум дисипації енергії. Взаємодія між потоком і руслом призводить до того, що потік у руслі прагне створити руслові форми з плавними обрисами, які найбільш відповідають характеру течій, значенням швидкостей і уклонів. Потік, згладжуючи всі різкі злами русла, досягає зниження місцевих опорів руху (зменшення дисипації енергії), а також зменшення інтенсивності процесу руслоутворення, тобто підвищення стійкості русла.

Теоретично кінцевою стадією взаємодії потоку і русла повинно з'явитися вироблення найбільш стійкої форми русла, в якій потік протікає при найменшій витраті енергії на опір. Потік буде перебувати в стані динамічної рівноваги, при якому його розмиваюча енергія і опір частинок ґрунту розмиву в середньому врівноважуються.

9.4 Динамічна рівновага потоку і стійкість русла

Динамічна рівновага руслового процесу характеризується тим, що для ділянки річки досить великої протяжності і однорідної морфологічної будови існує приблизна рівність між обсягами розмиву і відкладень, або між обсягом наносів, які переносяться потоком через верховий та низовий перерізи, що обмежують ділянку.

Стійкість річкового русла, тобто ступінь його протидії розмиву, тим більша, чим менші швидкості течії (і відповідно менша розмиваюча здатність потоку) і чим більша опірність русла розмиву (яка визначається розміром наносів, що формують дно). Беручи середній геометричний розмір частинок за показник опору русла розмиву, а уклон - за показник динамічного впливу потоку на русло, В.М. Лохтін запропонував характеризувати ступінь стійкості річкового русла особливим безрозмірним коефіцієнтом L , який отримав назву в літературі як число Лохтіна [13]:

$$L = d_{\text{сер}} / \Delta h, \quad (9.1)$$

де $d_{\text{сер}}$ - середня крупність частинок донних наносів, мм;

Δh - падіння відміток дна водного потоку на одиницю довжини, м/км.

За числом Лохтіна, стійкі русла, у яких відсутній постійний рух наносів, мають $L > 15 \div 20$ (р. Нєман – м. Гродно, $L=23,3$), для відносно стійких русел з постійним переміщенням рухомих наносів $L \sim 5$ (р. Дніпро – м. Дніпро, $L=5,4$), для річок з нестійким руслом і вельми рухливим дном $L < 1 \div 2$ (р. Вісла – м. Варшава, $L=2,1$). Ободовський О.Г. [22] відмічає, що за допомогою числа Лохтіна можна порівнювати стійкість русел річок лише близьких порядків.

За розрахунками М.І. Маккавєєва, коефіцієнт L , для більшості рівнинних річок коливається від 1-2 до 8-10: самим нестійким (із досліджених за цим критерієм), характеризується русло р. Прип'ять (значення L коливається в межах від 1,3 до 2,1, збільшуючись вгору за течією). Це пов'язано в основному з переважанням рухливих піщаних ґрунтів, що складають річище. На р. Березина (ділянка Світлогорськ -

гирло) L склав 2,6; на р. Дніпро (ділянка Річиця - Лоев) - 3,8. Найстійкішим виявилося русло р. Сож: на ділянці Гомель - гирло L склав 4,3. Це пов'язано з більшим гранулометричним складом ґрунтів, що складають річище на даній досліджуваній ділянці.

Річки з великим уклоном можуть бути більш стійкими, якщо діаметр частинок їх ложа значно більший. Так, наприклад, р. Єнісей має середній уклон, вдвічі більший, ніж р. Волга, але ложе його складається з гальки діаметром 2-3 см і більше, а ложе Волги - з піску діаметром 1-2 мм. У зв'язку з цим русло Єнісею значно стійкіше ($L > 100$), ніж русло Волги в середній і нижній течії, де L коливається в межах від 8 до 10.

Стійкі русла характерні для річок, донні відкладення яких представлені гальковим, гальково-валунним і валунно-бриловим матеріалом. Руслові деформації на таких річках повільні і невеликі за масштабом. Такі русла Алдана, Верхнього Єнісею, Ангари, Верхньої Ками, Чусової і ін.

Найменш стійкі річкові русла і їх береги, складені дрібно-піщаним і мулистим матеріалом. До таких річок відноситься багато річок Середньої Азії (наприклад, Амудар'я), з виключно інтенсивними русловими деформаціями. У деяких випадках на таких річках спостерігається таке явище, як дейгіш - швидке і масштабне руйнування (сповзання) берегів русел блукаючого типу в зв'язку з різкими коливаннями рівня води в річках, що несуть велику кількість дрібнозернистих і мулистих наносів.

Б.В. Поляков показав, що більш точну характеристику стійкості можна отримати, якщо застосувати формулу [13]:

$$K_{\Pi} = d_{\text{сеп}}/ih, \quad (9.2)$$

де h - середня глибина потоку, i - уклон водної поверхні. Коефіцієнт стійкості Полякова має більш локальний характер, а значення L є інтегральною характеристикою, що відноситься до довгих ділянок річки.

М.А. Веліканов, взяв за основу, що дія потоку на рухомі частинки дна пов'язана безпосередньо із швидкістю (на розмиваючу здатність потоку крім уклону впливає і його глибина, а добуток глибини на уклон є величина пропорційна квадрату швидкості), і склав безрозмірне число вигляду [13]:

$$K_{\text{В}} = gd_{\text{сеп}}/v^2. \quad (9.3)$$

М.А. Веліканов поділив русла річок за величиною стійкості на п'ять категорій [17]:

1. *Річки найбільшої стійкості.* Річки, що протікають в ґрунтах, що практично не розмиваються, з дуже малою кількістю наносів. Це - річки найбільшої стійкості, річки в скелястих ґрунтах, а також частково рівнинні річки, ложе яких складено крупною галькою. Прикладом річок цієї категорії можуть служити Єнісей, Томь та інші.

2. *Річки стійкі*. Річки, в яких поглиблення і нарощування русла здійснюються періодично на тих же місцях, причому величина весняного нарощування перекатів приблизно дорівнює величині меженного поглиблення. Перекати тому мають постійну форму і розміри, схильні лише до періодичних коливань біля деякого середнього значення. Нариклад – р.Волга.

3. *Річки малої стійкості*. Річки, в яких планові деформації виражені слабо, глибинні деформації проходять безладно то в одних, то в інших місцях русла, перекасти змінюють своє розташування і контури з року в рік. Наприклад р.Вісла.

4. *Річки найменшої стійкості*. Річки, у яких під час паводка відбуваються одночасно великі планові і глибинні деформації. Це – річки гірського характеру, але у ґрунтах, що легко розмиваються. Приклад – пониззя деяких кавказьких річок, також р.Амудар'я, р. Сирдар'я.

5. Річки, в яких рухливість під час паводку досягає таких меж, що саме розмежування «потік і русло» втрачає значення, оскільки русло змінюється із швидкістю того ж порядку, що і швидкість самого потоку. Сюди відносяться і селеві потоки.

С.Т. Алтунін запропонував критерій стійкості ширини русла, який характеризує ділянки річок і виражається формулою [13]:

$$K_A = A(Q^{0,5}/i^{0,2}), \quad (9.4)$$

де A – параметр, який характеризує поперечний профіль річки.

С.Т. Алтунін поділяє річки на такі ділянки:

1. Гірська ділянка – верхня ділянка річки, русло складено обломковим матеріалом та крупною галькою, швидкості води та уклони дна русла близькі до критичних: $K_A=0,75$; $L=7$.

2. Передгірська ділянка – русло складене галькою, гравієм та крупнозернистим піском, течія води – спокійна: $K_A=0,90$; $L=6$.

3. Рівнинна ділянка – русло складене різнозернистим піском, течія води – спокійна: $K_A=1,00$; $L=5$.

4. Нижня течія річки – русло складене дрібнозернистим піском, мулом: $K_A=1,10$; $L=2$.

К.В. Гришанін назвав коефіцієнт стійкості універсальним M записав у вигляді [3]:

$$M = (H(gB)^{1/4})/Q^{1/2}, \quad (9.5)$$

Критерій Гришаніна коливається від 0,40-0,53 для гірських річок до 0,92 для річок із піщаним дном; якщо $M>1$, то на ділянці переважає замулення, при $M<0,75$ переважає розмивання русла, при $0,75<M<1,00$, вважається, що русло тимчасово нестійке.

Ободовський О.Г. [21] для об'єктивної оцінки стійкості русел рівнинних річок застосував три основні положення, які базуються на оцінці стійкості русел за показником Лохтіна, на показнику розпластаності русла (відносній ширині) B/h та на

коефіцієнті ерозії A . Поєднання вказаних параметрів дозволило оцінити умови взаємодії системи «водозбір-русло-потік» та отримати ерозійний показник стійкості у такому вигляді:

$$L_0 = \frac{d}{\Delta H_m} \frac{B}{h} A, \quad (9.6)$$

У виразі (9.6) d - середньозважений діаметр донних наносів, мм; ΔH_m - кілометричне падіння водної поверхні, м; B - ширина русла, м; H - глибина, м; A - коефіцієнт ерозії, який характеризує зональність річкових басейнів за ступенем еродованості ґрунтів, береться за табл.9.1. Падіння ΔH_m береться в метрах на ділянці довжиною не менше як 1 км в залежності від величини і порядку річки, що дає змогу охопити як перекаатні, так і плесові ділянки русла. Величини, які застосовуються при розрахунках за залежністю (9.6) повинні бути приведені до однієї фази гідрологічного режиму. Коефіцієнт ерозії визначався із взаємозв'язку твердого стоку та стоку води річок рівнинної території України на основі залежності:

$$R = A Q^n, \quad (9.7)$$

де R - витрата наносів, кг/с; Q - витрата води, м³/с.

Таблиця 9.1 – Оцінка коефіцієнта ерозії A для різних природних зон України в залежності від складу річкового алювію [21]

Річковий алювій	Природні зони			Середнє по зонах
	Полісся	Лісостеп	Степ	
Мул, глина з піском	-	0,0309	-	0,0309
Мул з піском, суглинок, пісок	0,0309	0,0386	0,0470	0,0396
Пісок з гравієм і галькою	-	0,0331	0,0720	0,0460
Галька, галька з гравієм	-	0,0300	-	0,0300
Середнє по різновидах алювію	0,0309	0,0350	0,0530	-

Для практичного використання ерозійного показника стійкості русел річок Ободовським О.Г. запропоновано наступну шкалу (табл. 9.2).

Згідно із вказаною шкалою у регіонах з вільними умовами руслоформування збільшення параметра L_0 свідчить про зменшення ступеня стійкості русла. І навпаки, при переважанні руслоформування в обмежених умовах, менш стійкі русла характеризуються меншими значеннями показників L_0 . Також зростання водності річок призводить до зменшення значень L_0 , а отже ерозійна і транспортуюча здатність потоку зростає.

Таблиця 9.2 – Шкала стійкості русел рівнинних річок [21]

Умови стійкості	Значення L_0 при	
	вільних умовах руслоформування	переважанні обмежених умов руслоформування
Стійкі	<1	>7
Відносно стійкі	1 – 4	4 – 7
Відносно нестійкі	4 – 7	1 – 4
Нестійкі	>7	<1

9.5 Гідроморфологічні залежності

У процесі тривалої взаємодії потоку і русла між його морфометричними і гідравлічними характеристиками встановлюються певні співвідношення, які отримали назву гідроморфологічних залежностей.

Пов'язуючи між собою параметри русла і гідравлічні елементи, ці залежності дозволяють використовувати їх для оцінки (прогнозу) руслових деформацій при проектуванні гідротехнічних споруд і для інших практичних цілей.

При певних поєднаннях факторів руслового процесу виникають цілком певні форми русла, встановлюються характерні співвідношення: наприклад, між шириною, середньою глибиною - з одного боку, і витратою води і уклоном - з іншого і т.д. Встановивши ці співвідношення і знаючи, яких значень досягнуть витрата води і уклон при зарегульованому режимі, можна отримати уявлення, як зміниться ширина і глибина потоку в умовах цього зміненого режиму.

Всі гідроморфологічні залежності можна поділити на 2 групи [17]:

1) Залежності, що мають осереднений абстрактний характер.
2) Залежності, побудовані з врахуванням структурних уявлень про русловий процес. Ця група формул поділяється на 3 підгрупи:

- а) формули, одержані для морфологічно однорідних ділянок;
- б) формули, які кількісно враховують чинники руслового процесу;
- в) формули, отримані із структурного уявлення про русловий процес.

Розглянемо кожен із груп формул:

1) Спроби знайти зв'язок між гідравлічними елементами потоку і морфометричними характеристиками русла робилися ще на початку ХХ століття. Так, у 1924 р. В. Г. Глушков, на основі обробки великого гідрометричного матеріалу, встановив співвідношення між шириною і середньою глибиною русла такого вигляду [13]:

$$\Gamma = \frac{\sqrt{B}}{h_{\text{сеп}}} \quad (9.8)$$

де Γ - безрозмірний коефіцієнт Глушкова; B - ширина русла, м; $h_{\text{сер}}$ - середня глибина русла, м.

Коефіцієнт Γ в середньому склав 2,74; для рівнинних річок з піщаним руслом досягав 5,5; для гірських річок зменшувався до 1,4.

В подальшому М.А. Веліканов, С.І. Рибкін вдосконалили співвідношення (9.6) і встановили морфометричні залежності більш загального вигляду. Так, М.А. Веліканов [17] ввів в формулу Глушкова середній діаметр наносів $d_{\text{сер}}$ (мм) і запропонував залежність (9.8) у вигляді:

$$\frac{\sqrt{Bd_{\text{сер}}}}{h_{\text{сер}}} = \text{const.} \quad (9.9)$$

Отримана залежність відноситься до гранично активних умов річкового потоку, коли його потужність відносно формування свого русла проявляється найбільшою мірою, а саме, при граничних горизонтах, що не виходять на заплаву, оскільки саме при витратах, що відповідають цим горизонтам, в річці спостерігаються найбільші швидкості [17].

С.І. Рибкін (1947р.) на основі статистичної обробки гідрометричних даних по річкам у басейнах Верхньої Волги і Оки вивів такі співвідношення між шириною b , глибиною h , елементарною витратою q , уклоном i та гідравлічною крупністю донних наносів ω [17]:

$$b = \alpha_1 \frac{\omega^2 q}{gi} \left[\frac{gi}{\omega \omega^2} \right]^{2x_1}, \quad (9.10)$$

$$h = \alpha_2 \frac{\omega^2 q}{gi} \left[\frac{gi}{\omega \omega^2} \right]^{2x_2}. \quad (9.11)$$

Значення показників степеню x_1 та x_2 у 1955 р. розраховані М.А. Велікановим: x_1 змінюється у межах 0,50 – 0,53, x_2 коливається у межах від 0,25 до 0,27.

М.А. Белінський та Г.П. Калінін беручи за основу залежність $\sqrt{b/h} = f(D)$ і формулу Маннінга для коефіцієнта шорсткості n , отримали рівняння виду [17]:

$$b = \alpha^{0,92} n^{0,54} q^{0,54} i^{-0,26}, \quad (9.12)$$

$$h = \alpha^{-0,54} n^{0,27} q^{0,27} i^{-0,13}, \quad (9.13)$$

$$u = \alpha^{-0,38} n^{-0,81} q^{0,19} i^{-0,39}. \quad (9.14)$$

2а) Прикладом формул, одержаних для морфологічно однорідних ділянок, може бути формула М.І. Маккавєєва для розрахунку радіуса заокруглення r [9]:

$$r = 0,004 Q^{0,5} I^{-1}, \quad (9.15)$$

де Q , I – витрата та середній уклон на морфологічно однорідній ділянці.

С.Т. Алтунін, аналізуючи цю формулу, отримав співвідношення $r = 4,5B$.
Н.А. Ржаніцин [22] отримав формулу:

$$r = \sqrt{k_0} \frac{Q}{v_* \sqrt{\omega(\pi - \Theta)}}. \quad (9.16)$$

В формулі (9.16) Θ – кут розвороту вигину, k_0 – морфологічний параметр Ржаніцина, який визначає стійкість русла та характеризує ґрунти, з яких складено русло. При змушеному меандруванні $k_0=1,7$; при вільному меандруванні $k_0=5,0$; при обмеженому меандруванні $k_0=16,0$.

2б) В.І. Антроповський [22] досліджував вплив на вид гідроморфологічних залежностей уклону водної поверхні I та уклону ложа русла I_0 , значну роль має друга характеристика, а формули мають вигляд:

$$B = 0,29I_0^{0,84}, \quad (9.17)$$

$$Q = 0,29vhI_0^{-0,84}, \quad (9.18)$$

$$v = 2,4I_0^{0,08}. \quad (9.19)$$

В формулах (9.17) - (9.19) використовуються ширина B і середня глибина h на ділянці русла, v – середня швидкість, Q – витрата.

2в) В.В. Ромашин [22] отримав такі залежності для вимірників руслового процесу:

$$L_{\text{сер}} = 19,6\bar{Q}^{0,67}, \quad (9.20)$$

$$B_{\text{сер}} = 29(\bar{Q}I_0^{0,67})^{0,5}, \quad (9.21)$$

$$\lambda_{\text{сер}} = 15,2(\bar{Q}I_0^{0,12})^{0,5}, \quad (9.22)$$

$$b_{\text{сер}} = 1,6(\bar{Q}I_0^{0,40})^{0,75}, \quad (9.23)$$

$$h_{\text{сер}} = 0,5(\bar{Q}I_0^{0,50})^{0,25}. \quad (9.24)$$

В формулах (9.20) - (9.24) використовуються позначення $L_{\text{сер}}$ – крок закруту, $B_{\text{сер}}$ – середня ширина боковика, $\lambda_{\text{сер}}$, $b_{\text{сер}}$, $h_{\text{сер}}$ – крок, ширина та висота піщаного пасма відповідно, I – уклон водної поверхні, I_0 – уклон ложа русла.

Слід зазначити, що розглянуті залежності, як і всі інші гідроморфологічні залежності, наведені в роботах інших авторів, справедливі для умов, коли водний потік ще не виходить на заплаву. У цей момент спостерігаються найбільш високі середні швидкості течії потоку і максимальна здатність русла річки до розмиву. В таких умовах спостерігається *руслоформуюча витрата* води в річці.

9.6 Руслоформуюча витрата води

При дослідженнях процесів руслоутворення завжди необхідно давати кількісну характеристику гідравлічних елементів потоку. У каналах з нерозмитим правильним руслом, які пропускають визначений зарегульований стік, розрахунок гідравлічних характеристик потоку не викликає істотних труднощів. У природному ж русловому потоці (глибина, уклон і швидкість течії якого безперервно змінюються як за довжиною потоку, так і в часі) визначення гідравлічних характеристик зустрічає ряд труднощів, непереборних в повній мірі і при сучасному стані теорії руслового процесу.

Для гідротехнічних розрахунків часто застосовується так звана руслоформуюча витрата води, під якою розуміється така витрата, яка протягом деякого відрізка часу (зазвичай - гідрологічного року) надає найбільш істотний вплив на русло в порівнянні з іншими витратами води, що спостерігаються за цей період.

Досить універсального способу визначення руслоформуючої витрати води до цих пір не запропоновано. Для умов рівнинних річок більшість гідрологів в даний час беруть як руслоформуючу витрату, що відповідає рівню води, рівному висоті бровок заплави. Таке припущення зроблено, наприклад, при виведенні формул, які широко застосовуються в практиці регулювання рівнинних річок. Обґрунтувати це припущення намагався В. Г. Глушков (1925), який стверджував, що для активного формування русла необхідно певне співвідношення між глибиною і шириною потоку. При розливі водопілля на заплаву рівнинної річки, на думку В. Г. Глушкова, настає «пасивний» стан потоку, що не відбивається суттєво на формуванні русла [13].

Таким чином, можна вважати, що для рівнинних річок руслоформуюча витрата води - це така витрата, яка спостерігається в річці до моменту виходу води на заплаву. При цьому в першому наближенні як руслоформуюча витрата $Q_{\text{ф}}$ береться витрата води, що спостерігається при найбільшому заповненні корінного русла (без заплави). На перших етапах досліджень її можна визначити, використовуючи дані систематичних спостережень на водпостах двома способами.

1. За даними про абсолютні відмітки води при виході її на заплаву. Вони публікуються в гідрологічних щорічниках в розділі «Опис постів». У разі необхідності такі відомості можна отримати при гідрографічному обстеженні району водпоста перед початком повені. Далі шляхом використання кривих витрат води $Q=f(H)$, можна розрахувати руслоформуючу витрату води $Q_{\text{ф}}$ і проводити їх подальшу обробку в залежності від мети і завдань досліджень.

2. Шляхом визначення середньої багаторічної витрати води за період весняного водопілля (багато гідрологів вважають, що ця гідрологічна характеристика близька до величини руслоформуючої витрати води).

Таке визначення величини руслоформуючої витрати води не враховує процеси і особливості руслових утворень різного порядку і доцільно лише на перших етапах досліджень. Для більш точних розрахунків $Q_{\text{ф}}$ розроблено багато регіональних формул для окремих ділянок річок. У них в якості аргументів, крім витрат води і

стоку наносів різної забезпеченості, виступають ширина, глибина і шорсткість русла, уклон водної поверхні потоку, ширина заплави і т.д.

Це дозволяє виявляти загальні просторові зміни руслового режиму річок, а через них встановлювати регіональні особливості морфології і динаміки русел, характер і інтенсивність руслових переформувань річок кожного регіону [13].

9.7 Класифікації річкових русел

Взаємодія і взаємозв'язок руслоформуючих витрат води та наносів створює певні гідроморфологічні умови їх прояву. Аналіз таких умов дозволив ряду авторів встановити визначені закономірності у формуванні річкових русел як в природних умовах, так і під дією впливу господарської діяльності.

К.І. Россінський та І.А. Кузьмін у 1947 р. вперше виділили три головні різновидності планово-висотних деформацій і пов'язали їх із трьома типами руслового процесу і типом русла [11]:

1. Циклічне розширення і звуження русла, обумовлене переміщенням боковиків. Цей вид деформацій спостерігається на прямолінійних або слабовигнутих ділянках русел. Тип руслового процесу, який їм відповідає, М.Є. Кондратьєв запропонував називати боковиковим.

2. Меандрування, тобто циклічний розвиток і відмирання закрутів, відповідає звивистому типу русел.

3. Розділення русла на рукави або блукання, пов'язане із великою кількістю наносів, відповідає розкиданому типу русел.

Досить близькою до попередньої є класифікація О.В.Андреєва і І.Я.Ярославцева, необхідність створення якої постала в зв'язку з будівництвом гідротехнічних споруд і відмічена в роботі О.В.Андреєва [21]. В результаті аналізу переміщення наносів і мінливості річкового стоку автори запропонували рівнинні річки називати немеандруючими, меандруючими, і блукаючими. Стосовно розробленої ними типізації вирішується прогнозування природного руслового процесу під дією гідротехнічних споруд, особливо мостових переходів.

Є.В.Шанцер [21] приділив велику увагу немеандруючим руслам, які запропонував ділити на такі, що майже не змінюють свої положення в плані (якщо корінний борт долини складений породами, що важко розмиваються) і з неухильним переміщенням в бік одного зі схилів долини (в тому разі, коли останній складений породами, що легко розмиваються).

М.О.Ржаніцин [21] розділив русла меандруючих річок на вільно і обмежено меандруючі і показав при цьому, що основними факторами процесу формування річкового русла є мінливість гідрологічного режиму, водність руслового потоку, геологічна будова і склад ґрунтів річища.

Географічні аспекти типізації русел річок, тобто їх розповсюдження, морфологію і динаміку в різних природних умовах, вперше почав досліджувати М.І. Маккавєєв [9], цьому ж аспекту присвячена робота Я.Марусенка [21].

Дещо інший підхід до вирішення поставленої задачі застосований у роботах С.І.Піньковського [21], який виділив 4 типи руслового процесу: вільне меандрування, обмежене меандрування, немеандруючі русла, розгалужені русла. Автор намагався оцінити особливості річкових русел по всій території колишнього СРСР і проаналізував зв'язки закономірностей їх розподілу з природними особливостями різних територій.

Питанням типізації русел річок присвячені також праці С.Т.Алтуніна, С.І.Рибкіна, А.В.Караушева, І.Ф.Карасьова, К.В. Гришаніна, Ф.М.Чернишовата ін.

Однією з останніх і, на думку О.Г.Ободовського [21], найбільш послідовною є класифікація типів русел, що запропонована Р.С.Чаловим [23], завдяки якій вдалося вирішити проблему комплексності в цьому питанні. Детально аналізуючи весь спектр русел річок, починаючи від гірських з поріжньо-водоспадними руслами і закінчуючи дельтовими розгалуженнями, автор послідовно розташовує їх за ступенем прояву руслових процесів. Наприклад, гірські русла розділяються на поріжньо-водоспадні з нерозвиненим і розвиненим алювіальними формами. Напівгірські русла мають проміжний характер між гірськими і рівнинними і містять в собі більшість їхніх рис. Вони можуть змінюватись від русел з розвинутими алювіальними формами, що відносяться також і до гірських річок, і до широкозаплавних, що мають типові рівнинні риси (рис.9.1).

Серед рівнинних річок виділені 3 основні типи русла - меандруючі, розгалужені на рукави і нерозгалужені, відносно прямолінійні. Всі вони відрізняються один від одного морфологією, характером і видом переформувань, гідравлічною структурою потоку та рядом інших ознак. При певних умовах ці типи русел можуть супроводжуватись заплавною багаторукавністю. В свою чергу кожний з цих типів підрозділяється на кілька різновидностей, що відрізняються умовами і режимом руслових деформацій. З іншого боку, між ними є перехідні форми русел, наприклад, розгалужено-звивисті (рис.9.1). Всі перераховані русла відносяться до широкозаплавних. Поряд з цим виділено ще і тип врізаних русел, що властивий як рівнинним, так і напівгірським річкам.

Таким чином, класифікація річкових русел за характером руслових переформувань і їх морфологічними проявами доповнює ряд попередніх класифікацій. Повнота охоплення типів русел в залежності від їхніх основних класів - гірських, напівгірських і рівнинних - дозволяє вважати її дійсною для багатьох задач, що пов'язані з вивченням морфології і динаміки річкових русел.

Розглянувши роботи зарубіжних авторів, необхідно в першу чергу відмітити класифікацію L.Leopold, M.Wolman [21], в якій вони подібно до К.І.Росинського та І.А.Кузьміна, виділяють також 3 типи русел: прямі, меандруючі, розгалужені.

В свою чергу, деталізуючи вказану класифікацію, D.Simons [21] виділяє між трьома головними типами русел багато проміжних стадій, відносячи до меандруючого типу вільні, обмежені, вимушені звивини. В США розроблена класифікація Проблемним комітетом з наносів [21], згідно з якою всі русла поділені на прямі, розгалужені, меандруючі, що мають по кілька підтипів в залежності від стадії їх розвитку і направленості руслових процесів.

Сполучення транспортуючої здатності потоку з морфологічною типізацією русел міститься в класифікації S.Schumm [21]. Серед річок з алювіальним річищем виділено:

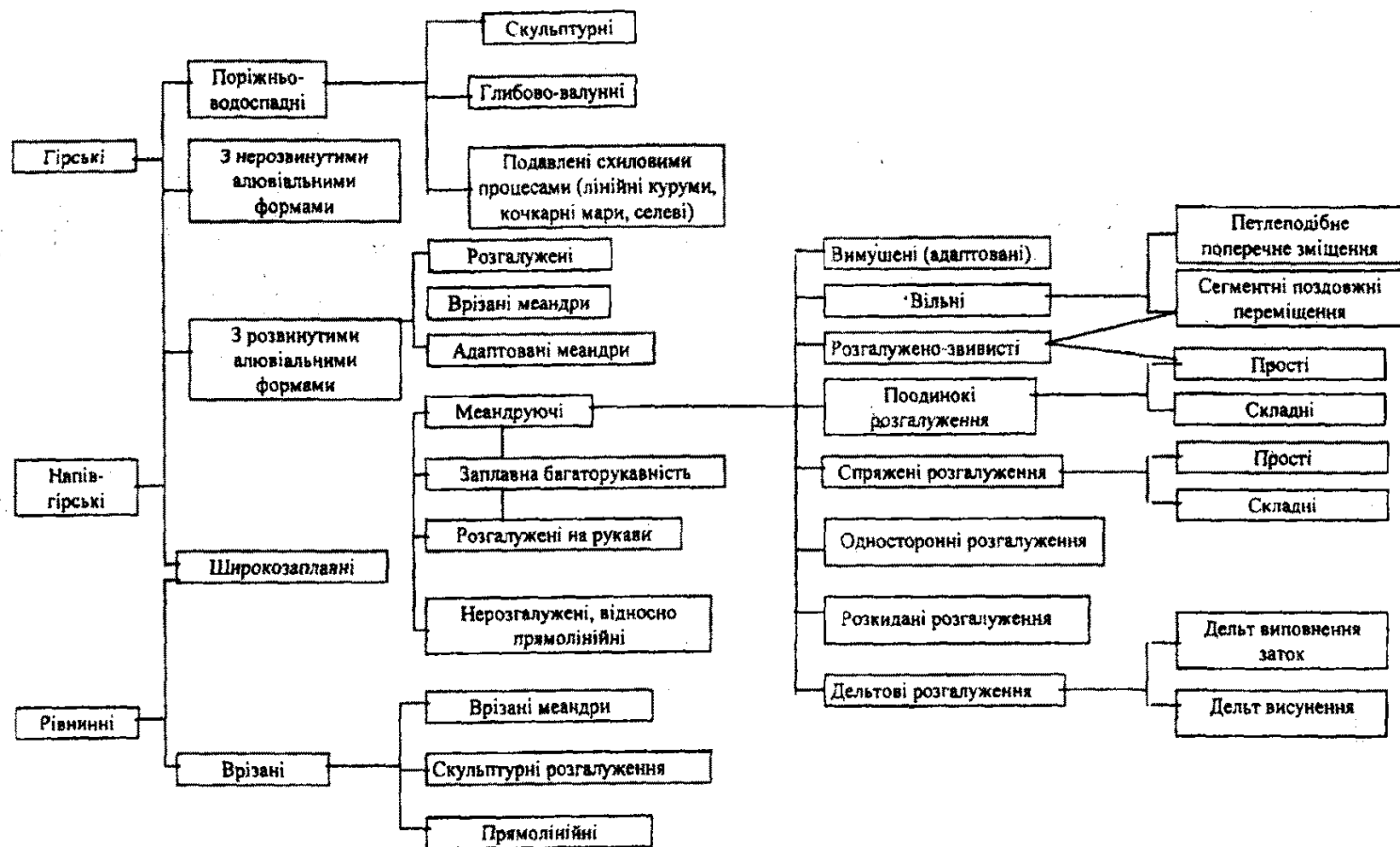


Рис.9.1 – Схема класифікації річкових русел (за характером руслових перетворень та їх морфологічних проявів (за Р.С.Чаловим)) [21, 23]

I. Річки з наносами, що рухаються (>11% від загального стоку наносів)

II. Річки зі змішаними наносами (3-11%)

III. Річки із завислими наносами (<3%)

В кожному класі річок можуть бути 2 типи - однорукавні та багаторукавні. Крім того, вони розділяються на стабільні, ті, що врізаються, ті, що акумулюють наноси.

В роботі Shen H.W., Schumm S.A., Doehring D.J. [21] річкові русла класифікуються за ступенем стабільності, що практично повторює систему, запропоновану ДГІ, в наступній послідовності:

1. Прямолінійні, з однаковою за довжиною русла шириною, прямим таль-вегом - стабільні.

2. Прямі, з меандруючим тальвегом - звичайно стабільні, але спостерігається зміщення боковиків.

3. Меандруючі, з однаковою за довжиною русла шириною, з невеликими пляжами біля опуклих берегів - стабільні, можуть бути відторгнуті пляжі.

3а. Меандруючі, з широкими звивинами з великим пляжем біля опуклого берега і ввігнутим берегом, що підмивається, - відносно стабільні, спостерігається відторгнення пляжів і прориви шийок звивин, зміщення звивин і їх ріст.

4. Перехід від меандрування до розгалуження. Великі пляжі біля опуклих берегів звивин, часто зі спрямляючим потоком - нестабільні.

5. Багаторукавні русла, з тальвегами, осередків і островів, що зміщуються - нестабільні.

О.Г.Ободовським для річок рівнинної частини України складено схему розповсюдження різних типів русел річок в залежності від умов руслоформування, яка базується на застосуванні класифікації річкових русел Р.С.Чалова [21]. Для складання цієї схеми використані матеріали по 284 річках рівнинної частини України. В ній виділено 7 основних типів річкових русел: вільно меандруючі (в тому числі заплавна багато-рукавність), врізані меандри, врізані прямолінійні, змушені (адаптовані) згини, відносно прямолінійні, розгалужені на рукави (поодинокі розгалуження), а також новий тип - каналізовані русла [21]. Підрахунок поширення типів русел залежно від їхньої довжини наведений в табл.9.3.

Таблиця 9.3 – Типи русел річок рівнинної частини України [21]

№ з/п	Типи русла	Довжина, км	% від сумарної довжини річок
1.	Вільне меандрування (в тому числі заплавна багаторукавність)	19990 (1090)	58,06 (3,17)
2.	Врізані меандри	8140	23,64
3.	Врізані прямолінійні	490	1,42
4.	Змушені (адаптовані) згини	525	1,52
5.	Відносно прямолінійні	3050	8,86
6.	Розгалужені на рукави (поодинокі розгалуження)	670	1,95
7.	Каналізовані	1565	4,55

Річки із вільним меандруванням становлять більше половини довжини всіх розглянутих річок і знаходяться, як правило, в широких долинах з відсутністю виходу на поверхню важкорозмивних порід. На фоні вільного меандрування на деяких річках, в основному полісся і лісостепу розвивається заплавна багаторукавність, яка складає 5,3% довжини цих річок або майже 3,2% загальної довжини.

Серед типів інших річкових русел найбільш поширені врізані меандри (майже 24% всієї довжини). Приурочені вони до місць виходів на поверхню важкорозмивних порід Українського кристалічного щита, Подільської і Приазовської височин.

Врізані русла розташовані, як правило, у вузьких, практично беззаплавних долинах мають високі круті береги. В схожих умовах формуються і врізані відносно прямолінійні русла (Подільська височина), їх розповсюдження незначне.

Змушені і адаптовані звивини - найменш поширений тип річкового русла (1,5%), їх формування залежить від морфологічних особливостей долин річок, трапляються вони здебільшого в нижніх їхніх течіях [21].

Відносно прямолінійні русла поширені на майже 9% загальної довжини річок. Основними факторами їх формування виступають розвинена глибинна ерозія, наявність стримуючих бокову ерозію процесів, мала кількість наносів в потоці. Найбільше розповсюдження цих русел характерне для річок Причорномор'я і басейну Південного Бугу. Русла річок розгалужені на рукави зустрічаються в середніх і нижніх течіях вільно меандруючих річок де відсутні круті петлеподібні звивини (Сула, Оскіл, Айдар).

Довжина каналізованих русел становить 4,55% від сумарної довжини, виникнення їх пов'язане, в більшості випадків, з проведенням меліоративних робіт на заплавах річок. Найбільше цих «техногенних» русел зустрічається в басейнах Тиси, Вісли та Прип'яті.

Запитання для самоперевірки

1. Поняття та загальні закономірності руслового процесу.
2. Основні принципи формування русел за М. Великановим.
3. Взаємодія потоку і русла.
4. Зв'язок типів руслового процесу з типами русла.
5. Обмеженість можливих природних комплексів.
6. Третій принцип Великанова – мінімум дисипації енергії.
7. Динамічна рівновага потоку.
8. Стійкість русла.
9. Критерії стійкості Лохтіна, Полякова, Великанова, Алтуніна, Гришаніна.
10. Ерозійний показник стійкості.
11. Класифікація річок по стійкості Лохтіна, Великанова, Алтуніна.
12. Залежності Рибкіна, Калініна та Белінського, Алтуніна.
13. Гідроморфологічні рівняння Великанова.
14. Формули для морфологічно однорідних ділянок русел (Маккаєва, Ржаніцина).
15. Формули з використанням факторів, які визначають русловий процес (Антроповського).
16. Формули із структурного уявлення про русловий процес (Ромашина).
17. Руслоформуюча витрата води.
18. Класифікації річкових русел.

10 ОСНОВНІ ПОЛОЖЕННЯ ГІДРОМОРФОЛОГІЧНОЇ ТЕОРІЇ РУСЛОВОГО ПРОЦЕСУ, СТРУКТУРНІ РІВНІ

10.1 Основні напрямки в розвитку теорії руслового процесу

Засновниками теорії руслового процесу були В.М. Лохтін, Н.С. Лелявський, Л. Фарг (кінець XIX - початок XX ст.). Через роботи по поліпшенню судноплавних умов річок В.М. Лохтін досліджував вплив уклону водної поверхні, зміни водності потоку і опірності розмиву ґрунтів, що складають русло річки, на переміщення наносів і формування руслових форм. Н.С. Лелявський займався дослідженням річкових течій, які впливають на розподіл глибин в річковому руслі.

Надалі основним став гідродинамічний напрямок руслового процесу, що вивчає взаємодію потоку і русла. Цей напрямок відносить теорію руслового процесу до річкової гідравліки (А.В. Караушев та ін.). Велика роль відводиться вивченню динамічної структури водного потоку стосовно оцінки стоку води і наносів для вирішення проблеми розрахунку руслових деформацій.

У наступні роки набув розвитку гідролого – морфологічний напрям теорії руслового процесу (М.І. Маккавєєв, М.Є. Кондратьєв, І.В. Попов), заснований на типізації морфологічно однорідних руслових форм і утворень та на визначенні швидкостей їх переміщення для розробки прогнозів руслових процесів великої завчасності. При такому трактуванні завданням теорії руслового процесу є вивчення динаміки руслових форм, що визначають тип руслового процесу.

Таким чином в результаті сформувалися два напрямки теорії руслових процесів – гідродинамічний і гідролого – морфологічний, що мають свої області застосування і суттєво доповнюють один одного. Їх подальший розвиток направлений на створення єдиної теорії руслових процесів, що включає досягнення як гідродинамічного, так і гідроморфологічного аспектів.

10.2 Основні положення гідроморфологічної теорії руслового процесу

Руслової процес – це процес постійних змін морфологічної будови річкового русла і заплави, зумовлений дією текучої води.

У русловому процесі виділяються дві категорії деформацій річкового русла і заплави – безповоротні і зворотні [1]. У однонаправлених (безповоротних) деформаціях виражається багатовіковий розвиток річки, у тому числі і її пристосування до поточних змін природного середовища. Безповоротні деформації можуть виражатися як у вигляді транзитного винесення наносів, так і у вигляді їх тривалого накопичення, тобто є однонаправленим процесом. Винесення наносів може призводити до зниження (спрацювання) подовжнього профілю річки, а також до переходу від типів руслового процесу, властивих інтенсивному транспорту наносів, до менш інтенсивного (у зв'язку зі зменшенням загальних уклонів дна

річкової долини). Акумуляція наносів може мати місце на ділянках вище загального і місцевого базисів ерозії. В цьому випадку утворюються такі акумулятивні форми, як річкові дельти загальні і внутрішні (місцевий базис ерозії створюється, наприклад, при впаданні річки в проточне озеро).

Під оборотними деформаціями розуміють такі переформовування річного русла та заплави, які проходять в результаті перевідкладення наносів у ході їх транспортування (чергування розмивів і намивань руслових форм). Саме факт перевідкладення наносів і зумовлює появу морфологічних утворень в руслах і на заплавах річок. Таким чином, *транспорт наносів розглядається як зміст руслового процесу, а морфологічні утворення – як його зовнішній вираз, його форму* [1].

Зворотні деформації представляють найбільший практичний інтерес і їх урахування є повсякденним завданням при проектуванні всіляких споруд на річках, оскільки саме вони роблять визначальний вплив на вибір оптимальних місць розташування споруд, їх конструкцій і засобів захисту від несприятливої дії руслових і заплавної переформовувань.

Стан річки, при якому руслові і заплавні деформації знаходяться в повній відповідності з витратою наносів, називається станом динамічної рівноваги. Річки мають широку здатність пристосовуватися до кількості стоку поступаючих наносів за рахунок зміни типів деформацій русла і заплави.

Чинники, що визначають русловий процес. Основними незалежними чинниками руслового процесу є стік води, стік наносів і обмежуючі умови. Залежно від поєднання характеристик стоку води, стоку наносів і обмежуючих умов, виникають ті або інші схеми деформацій річкових русел і з'являються специфічні для цих комбінацій морфологічні утворення в руслах річок і на їх заплавах, тобто виникають різні типи руслового процесу. Під стоком води в даному випадку розуміють об'єм річного стоку і особливості його внутрішньорічного розподілу. Поступаючи в річку з усієї площі водозбору, наноси транспортуються потоком в різних формах. Кожен потік повинен транспортувати заданий йому природними умовами водозбору стік наносів. Стік наносів, як і стік води є незалежним чинником. Під обмежуючими чинниками розуміють геологічні особливості будови річкових долин і русел, вічну мерзлоту, а також споруди, що перешкоджають вільному розвитку деформацій [1].

Формування стоку наносів. Перехід неалювіальних порід в алювій має місце по усій поверхні водозборів, а також на ділянках, де річки підмивають схили річкових долин, складених корінними породами. Утворення алювію веде до появи на поверхні водозбору ерозійних утворень, що формують так звані верхні ланки гідрографічної мережі. У кожній ланці гідрографічної мережі існують свої форми ерозії і перенесення наносів.

Відповідно до класифікації А. А. Козменко, на вододілі водозбору, виділяють зону відсутності ерозії, в межах якої стік води настільки малий, а уклони поверхні настільки невеликі, що вода, яка тече, практично не захоплює частки порід на поверхні водозбору. По мірі віддалення від вододілу і появи зосередженого стоку води з'являються ланки гідрографічної мережі: улоговини стоку, лощини і суходолі. Ці верхні ланки гідрографічної мережі є основними джерелами надходження наносів у річки – область живлення річки наносами.

Головну роль в русловому процесі грають донні наноси, вони йдуть на

побудову усіх морфологічних утворень в руслах річок. Завислі наноси зі значно довшими траєкторіями свого переміщення потоком проходять в основному транзитом по річковому руслу. Осідаючи на заплаві в період її затоплення високими водами, вони формують намулок, який відкладаючись на поверхні заплави, призводить до загального її наростання у висоту. що сприяє активізації руслових деформацій [1].

10.3 Дискретність руслового процесу, структурні рівні

Основоположники вчення про русловий процес В.М. Лохтін та Н.С. Лелявський саме внаслідок безпосереднього вивчення річок фактично дотримувалися дискретних уявлень про русловий процес і направляли ці знання на рішення практичних завдань. Стосовно руслового процесу *дискретність* розуміють як властивість процесу утворювати цілісні неділимі елементи, здатні групуватися у більші [1]. Кожна, група дискретних утворень, що мають загальне походження, форми і розміри утворює так званий структурний рівень. В межах кожного структурного рівня є властиві йому форми утворень, закономірності їх переміщення, зв'язки між окремими елементами і між ними і визначальними чинниками (кожний структурний елемент складається із елементів меншого розміру та іншої будови і сам, у свою чергу, є складовою частиною елемента вищого структурного рівня). Як наслідок, на кожному структурному рівні необхідно застосовувати і найбільш відповідні для його особливостей методи вимірювань і узагальнень.

Таким чином, виникає потреба вивчати явища і процеси на різних структурних рівнях. Наскільки істотне це виділення, свідчить, наприклад, той факт, що, якщо на цьому структурному рівні існують досить однорідні елементи, розміри яких незрівнянно малі в порівнянні із загальним досліджуваним простором, то цілком допустимо взаємодію таких елементів замінити властивостями суцільного середовища. Проте є безліч випадків, коли необхідно знати властивості окремих елементів, що становлять множину.

У гідроморфологічній теорії виділені такі *структурні рівні* [1].

1. Рівень окремої твердої частинки. На цьому рівні розглядаються питання гідравлічної крупності, стійкості донної частинки, рух завислої частинки в полі пульсуючих швидкостей і ін. В основу аналізу покладаються гідродинамічні закони обтікання твердого тіла потоком.

2. Рівень мікроформ – невеликих піщаних пасм масового поширення у руслі. Вони виражають не загальну його морфологічну будову, а шорсткість дна і, отже, втрати енергії потоку, а їх переміщення – витрати донних наносів. Розміри мікроформ сумірні з глибиною русла на ділянці їх поширення, а їх існування пов'язане з турбулентністю потоку. Малі розміри мікроформ визначають і малу їх інерційність. Тому зі зміною гідравлічних характеристик потоку майже одночасно відбувається і перебудова полів окремих пасм. Таким чином, форми і розміри пасм

відповідають гідравлічним характеристикам потоку, що спостерігаються при формуванні цих пасм, і вони можуть існувати навіть в умовах усталеного руху.

3. Рівень мезоформ – мезоформи – великі пасмові скупчення наносів, за своїми розмірами сумірні з шириною русла. Ці великі форми вже можуть визначати морфологічну будову русла. Якщо мікроформи пов'язані з турбулентністю руслового потоку, то мезоформи пов'язані із загальною будовою швидкісного поля, з його вторинними течіями. Водний потік в межах однієї форми не може вважатися рівномірним. Великі розміри мезоформ зумовлюють їх велику інерційність. В період сезонних коливань рівня води вони, зазвичай, зберігають свої загальні планові розміри і зазнають лише часткових змін.

Переміщення (сповзання) середніх форм і їх більш часткові деформації відбивають складну організацію транспорту донних наносів, і їх витрату не можна визначати без одночасного урахування руслових деформацій. Вивчення мезоформ має велике практичне значення та потрібне при усіх видах використання річок.

4. Рівень макроформ, на якому русловий процес отримує найповніше вираження. Він охоплює не лише русло річки, але і її заплаву. Макроформа – комплекс тісно взаємозв'язаних елементів русла різного порядку, який в цілому визначає зовнішній вигляд річки. Найбільш поширеним видом макроформи є річковий закрут, що складається із таких елементів – перекази, плесо; розмивний увігнутий берег і наміваний опуклий пляж, з косами, що часто примикають до нього; ділянка заплави, що огинається закрутами і утворюється в результаті зміщення русла річки в плані; віяла переміщення; виноси донних наносів на поверхню заплави і т. п.

Макроформа – це результат дії на транспорт наносів безлічі зовнішніх чинників, що знаходяться за межами ділянки річки, зайнятої макроформою: звідки поступають наноси на цю ділянку, який їх гранулометричний і петрографічний склад, режим поступання наносів.

Наноси в річки поступають практично з усієї площі водозбору. На ній же формується і стік води, який переміщує наноси. Стійкість поверхні водозбору, у свою чергу, залежить від геоморфологічних властивостей водозборів (уклонів поверхні), геологічної будови ґрунтів, рослинного покриву, особливостей живлення річки водою. Іншими словами, для виявлення причин утворення тих або інших форм вимагається знати природні особливості водозбору річки.

5. Рівень морфологічно однорідної ділянки, тобто ділянки з одним типом макроформ або закономірним чергуванням і поєднанням різних їх типів. Для пояснення причин існування таких ділянок дуже важливо знати геологічну історію річкової долини, а іноді і усієї гідрографічної мережі, приділити особливу увагу чинникам, що обмежують русловий процес – водний і льодовий режим в їх історичному розвитку, місця розташування джерел живлення річки наносами.

6. Структурний рівень – річка в цілому від витoku до гирла. На цьому рівні досліджуються загальні закономірності формування гідрографічної мережі і оцінка її ролі як основного рельєфотворного чинника. В цьому аспекті річка вивчається геологами і геоморфологами, і лише наявність водного чинника обумовлює участь гідрологів в проблемі формування рельєфу. Разом з тим, розкриття закономірностей розвитку подовжнього профілю річки необхідно для довгострокового прогнозу

русового процесу у б'єфах гідротехнічних споруд, що регулюють стік. В цьому випадку процеси деформацій подовжнього профілю русел спостерігаються у великих масштабах і дуже швидко.

Виділення структурних рівнів в русловому процесі показує правомірність усереднювання характеристик морфологічних елементів русла і заплави та інших їх статистичних узагальнень, напрям пошуків морфометричних і гідроморфологічних залежностей, причини формування тих або інших форм русла.

10.4 Форми рельєфу річкового русла і їх зміни

Руслові утворення, котрі піддаються деформаціям - це скупчення наносів, що створюють характерні форми рельєфу річкового русла різного розміру: мікро-, мезо- і макроформи.

Мікроформи річкового русла - це рухомі в руслі донні пасма, розміри яких менше глибини русла. Вони найбільш характерні для річок, русла яких сформовані піщаними відкладами [1, 13].

Після досягнення швидкостями течії деяких значень наноси починають рухатися і формуються мікроформи річкового русла: невеликі донні пасма - ріфелі. У міру збільшення швидкостей течії висота рухомих ріфелів поступово зростає, і утворюються донні дюни. При подальшому збільшенні швидкостей течії дюни можуть руйнуватися, настає так звана гладка фаза переміщення рухомих наносів. Нарешті, при дуже великих швидкостях течії виникають піщані стоячі хвилі, а потім антідюни, форма яких переміщується вгору за течією.

На рис. 10.1 в поздовжньому розрізі показані основні елементи донного пасма.

Уздовж за течією розрізняють: пологий верхній лобовий укіс і крутіший нижній тилловий укіс; найбільш висока частина пасма називається гребенем, а зона найнижчих позначок за тилловим укосом – підвалля пасма.

Руслові деформації при переміщенні всіх описаних вище мікроформ (донних пасм) зворотні: після зсуву пасма на всю її довжину дно потоку в цьому місці набуває початкових позначок. Швидкість зміщення мікроформ на річках зазвичай не перевищує кількох сантиметрів або метрів на добу.

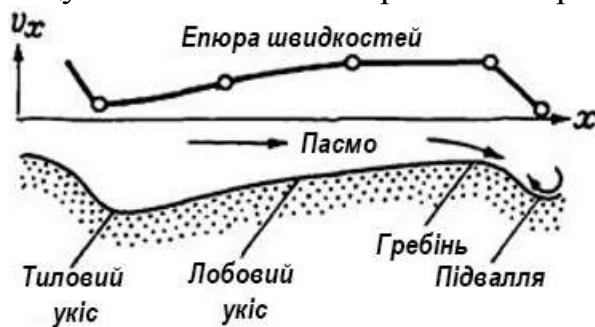


Рис. 10.1 – Поздовжній профіль донного пасма [13]

Висота донних пасм може змінюватися від декількох сантиметрів до 4-6 м. На деяких річках розміри пасм порівнянні з глибиною русла. Зазвичай пасма меншого

розміру накладаються на пасма більшого розміру, створюючи цілу «ієрархію» мікроформ річкового русла, переходять в мезоформи.

Мезоформи річкового русла - це ті ж донні пасма, але більших розмірів, порівнянних з поперечними розмірами самого русла. До них відносяться перекази, осередки і невеликі острови. Найбільш типовим видом мезоформи річкового русла є велике руслове пасмо - переказ. *Переказ* - більш-менш стійке утворення в руслі у вигляді поперечного валу з наносів, що перетинає русло під деяким кутом. Перекази мають такі основні елементи (рис. 10.2).

Перекази за своєю будовою бувають трьох видів: *перевали* – перекази з плавними і невеликими змінами відміток дна без різко вираженого підвалля; *нормальні* – перекази з добре вираженим підваллям, але без різкого викривлення фарватеру, *перекошені (зсунуті)* – перекази з різким викривленням фарватеру.

На підйомі повені відбувається налив переказу за рахунок розмиву плеса, на спаді повені і в межень – його розмив і занесення плеса. З плином часу перекази можуть пересуватися за течією так само, як пересуваються (закрути) річки. Наприклад, на р. Волзі перекази зміщуються вниз за течією зі швидкістю, що досягає 200–300 м в період повені, на Сирдар’ї – 1 км/рік. Ті перекази, які внаслідок або малих глибин на гребені, або сильного викривлення фарватеру створюють перешкоду судноплавству, називають лімітуючими.

На великих річках України глибина на переказах зменшується місцями до 0,4–0,8 м, що ускладнює судноплавство на окремих ділянках (наприклад, на Дніпрі, Прип’яті, Десні). Боротьба з переказами ведеться головним чином землечерпанням.

Інші види мезоформ річкового русла [13]:

- *Осередки* – рухливі, не з’єднані з берегами і не зарослі рослинністю мілини; виникають на переказах, спричиняючи поділ фарватеру на гребені на дві гілки;

- *Острови* – частина заплави, обмежена рукавами або протоками ріки, стійка і закріплена рослинністю.

Макроформи річкового русла – великі, морфологічно однорідні ділянки річкового русла, представлені відносно прямолінійними ділянками, звивинами (закрутами, меандрами), системами руслових і заплавних розгалужень.

Деформації в звивистих (меандруючих) руслах – це циклічні процеси поступового збільшення звивистості русла завдяки розмиву його увігнутих берегів, розвороту і зміщення закрутів (меандрів), що завершуються проривом перешийка з випрямлення русла (рис. 9.3). Потім процес розвитку закрутів повторюється.

У закрутах знаходяться системи глибоких (плеса) і мілких (перекази) ділянок. Плесо зазвичай приурочене до ділянок русла з найбільшою кривизною, перекази - до прямих (перехідних) ділянок русла між суміжними закрутами.

Зсув і викривлення закрутів супроводжується значними горизонтальними русловими деформаціями. Найбільші розмиви (досягають десятків метрів у рік) розташовуються біля увігнутих берегів на вигині русла, де в потоці виникає поперечна циркуляція.

Співвідношення між плановими обрисами русла і розподілом глибин були встановлені французьким інженером Л. Фаргом на основі зіставлення кривизни русла і глибин по фарватеру. У загальному вигляді взаємозв’язок між кривизною русла і глибинами загальновідомий: глибокі місця ріки – плеса – розташовуються

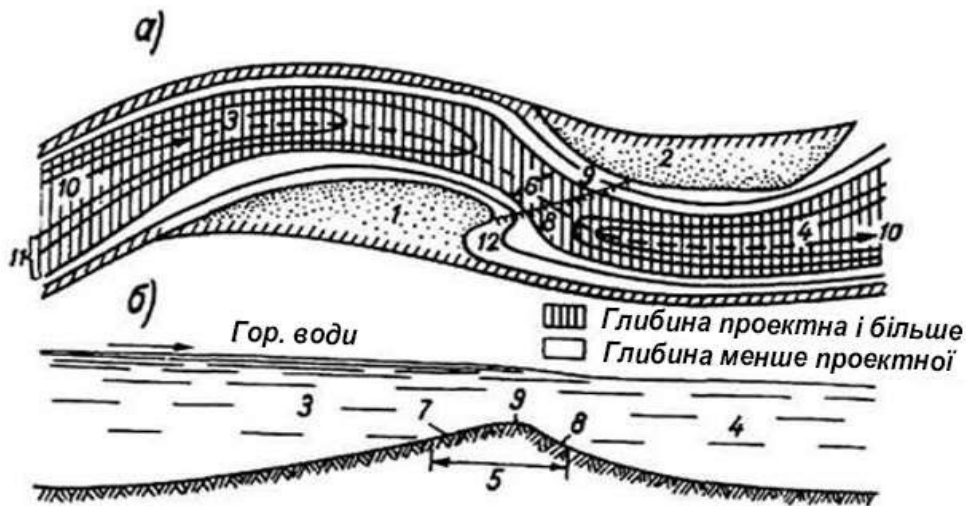


Рис. 10.2 – Загальна схема перекату: а – план, б – поздовжній профіль по фарватеру; 1 – верхня коса, або верхні піски, розташована вище (відраховуючи за течією) корита перекату; 2 – нижня коса, або нижні піски, розташована нижче корита перекату (іноді верхню косу називають верхнім боковином, а нижню косу – нижнім боковином); 3 – верхня плесова улоговина - глибока частина русла вище перекату; 4 – нижня плесова улоговина - глибока частина русла нижче перекату; 5 – сідловина або гребінь, - найбільш підвищена частина валу з наносів, що з'єднує верхню і нижню коси перекату; 6 – корито перекату - найбільш глибока частина сідловини, де зазвичай проходить фарватер; 7 – напірний (верхній) схил - верхова частина сідловини перекату, звернена до верхньої плесової улоговини, зазвичай більш полого, ніж низова частина (підвалля); 8 – підвалля - низова частина, або тилловий схил, сідловини перекату, що лежить нижче валу перекату і звернена в бік нижньої плесової улоговини, зазвичай більш крута, ніж напірний схил; 9 – гребінь (вал) - найбільш мілководна ділянка фарватеру над перекатом; 10 – фарватер - лінія найбільших глибин уздовж річки; 11 – ізобати; 12 – затонна частина нижньої плесової улоговини [13].

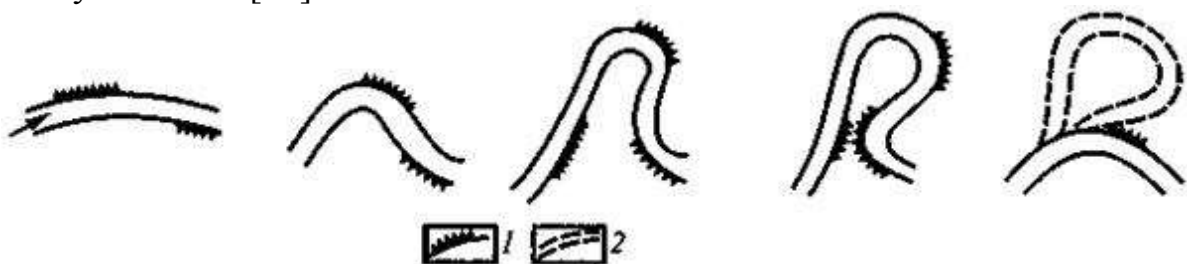


Рис. 10.3 – Схема зсуву і зміни форми вигину: 1 - ділянка розмиву берега, 2 – стариця [13]

на вигинах річки, де кривизна (тобто величина, зворотна радіусу кривизни) найбільша. Фарг розширив ці уявлення, і свої висновки сформулював в наступній формі (закономірності Фарга) [13]:

1. Лінія найбільших глибин уздовж за течією річки прагне притулитися до увігнутого берега; пісок і мул відкладаються в формі пляжів або широких мілин на протилежному опуклому березі.

2. Найглибша частина плеса і наймілкіша частина перекату зміщені по відношенню до точок найбільшої і найменшої кривизни вниз за течією приблизно на $\frac{1}{4}$ довжини плеса плюс перекату.

3. Плавній зміні кривизни відповідає плавна ж зміна глибин; всяка різка зміна кривизни супроводжується різкою зміною глибини.

4. Чим кривизна більша, тим більша і глибина плеса.

5. Зі збільшенням довжини кривої при даній її кривизні глибина спочатку зростає, а потім зменшується. Для кожної ділянки річки існує деяке середнє значення довжини кривої, що найбільш відповідає даним глибинам.

Найбільш складними макроформами руслових утворень є заплави [13]. Вони формуються в результаті відкладень наносів, що переносяться річкою, і планових деформацій її русла. У період водопілля (паводків) річкова вода виходить з берегів меженного русла і затоплює заплаву. Таким чином, руслом потоку в цей період є меженне русло разом із заплавою. При коливаннях рівня води інтенсивній деформації піддаються як русло, так і заплава.

У меандруючих руслах посилюється розмив увігнутого берега вигину і відбувається відкладення наносів у опуклого. Формуються пляжі. Уздовж зовнішнього краю пляжу виникають коси і заструги (наносні утворення, які є результатом прилягання до берега піщаних пасм на спаді рівня). Витягнутий водний простір між косою і берегом називається затоном. Коси і пляжі заростають рослинністю, що підсилює акумуляцію наносів при подальшому затопленні. Вони збільшуються в розмірах і поступово сприяють утворенню берегових валів. Ця форма наносних утворень характерна для рельєфу заплави.

Сучасний рельєф заплави виявляється вельми складним. Її поверхня може бути розчленована протоками, старицями, розташованими між гривастими підвищеннями, часто дугоподібної форми. Очевидно, при різних типах планових деформацій русла будуть створюватися і різні типи заплав. Умовно в заплаві виділяють три частини: прирусову – більш підвищену частину, центральну – дещо нижчу і рівну, і притерасну – найбільш знижену, що має вигляд заболоченої улоговини, що прилягає до корінного схилу долини або тераси. Все сказане справедливо по відношенню до рівнинних річок. Руслові деформації гірських річок менше вивчені.

Запитання для самоперевірки

1. Основні напрямки в розвитку теорії руслового процесу.
2. Основні положення гідрологічної теорії руслового процесу.
3. Безповоротні і зворотні деформації.
4. Зміст і форма руслового процесу.
5. Чинники, що визначають русловий процес.
6. Формування стоку наносів.
7. Дискретність руслового процесу, структурні рівні.
8. Форми рельєфу річкового русла і їх зміни
9. Основні елементи донного пасма.
10. Види мезоформ річкового русла.
11. Закономірності Фарга.

11 Типізація руслового процесу

11.1. Загальна схема типізації руслового процесу

Типізація руслового процесу - це класифікація форм річкових русел і транспорту наносів в різних гідравлічних умовах і на різних стадіях діяльності потоку.

Базуючись на досягненнях в галузі вивчення руслового процесу, його типізацію запропонували М.Є. Кондратьєв та І.В. Попов стосовно рівнинних річок [1], на сьогоднішній день вона є досить визнаною. За уточненою схемою (2013 р.) виділено сім типів руслового процесу (рис . 11.1).

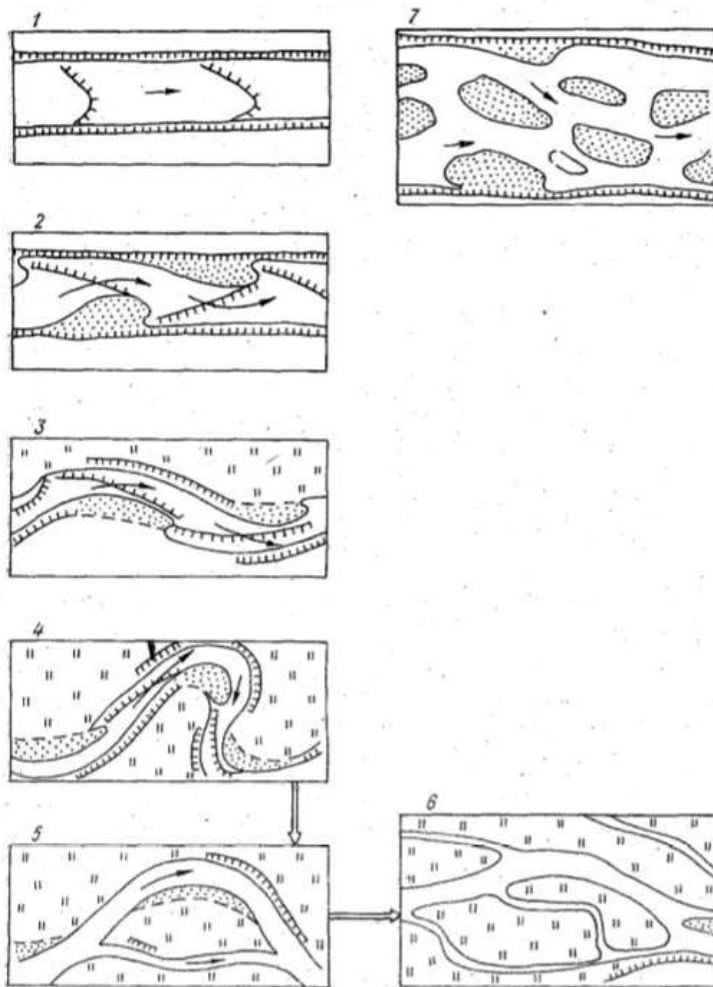


Рис. 11.1 – Типи руслового процесу (класифікація М.Є. Кондратьєва, І.В. Попова) [1]:

- 1 - стрічково-пасмовий
- 2 – боковиковий
- 3 – обмежене меандрування
- 4 – вільне меандрування
- 5 – незавершене меандрування
- 6 – заплавна багаторукавність
- 7 – руслова багаторукавність

Наведена типізація спирається на положення, що для кожного типу руслового процесу виникають певні, характерні для нього деформації і руслові утворення, пов'язані зі зміною транспортуючої здатності потоку і ролі донних і завислих наносів у русло формуванні.

З послідовним переходом від стрічково-пасмового і боковикового типу та далі, до вільного меандрування, збільшується звивистість русла, зменшується степінь

використання річкою властивого їй уклону дна долини і транспортуючої здатності потоку. Розгалуження на рукави при незавершеному меандруванні, і далі, при заплавної багаторукавності, виражає подальше зменшення транспортуючої здатності потоку, яка в підсумку виявляється вичерпаною при вільному меандруванні.

11.2 Стрічково-пасмовий тип руслового процесу

Цей тип руслового процесу пов'язаний з переміщенням по руслу стрічкових пасм, які займають всю ширину русла. На рис. 11.2 показана ділянка річки з елементами стрічково-пасмового руслового процесу та його показники:

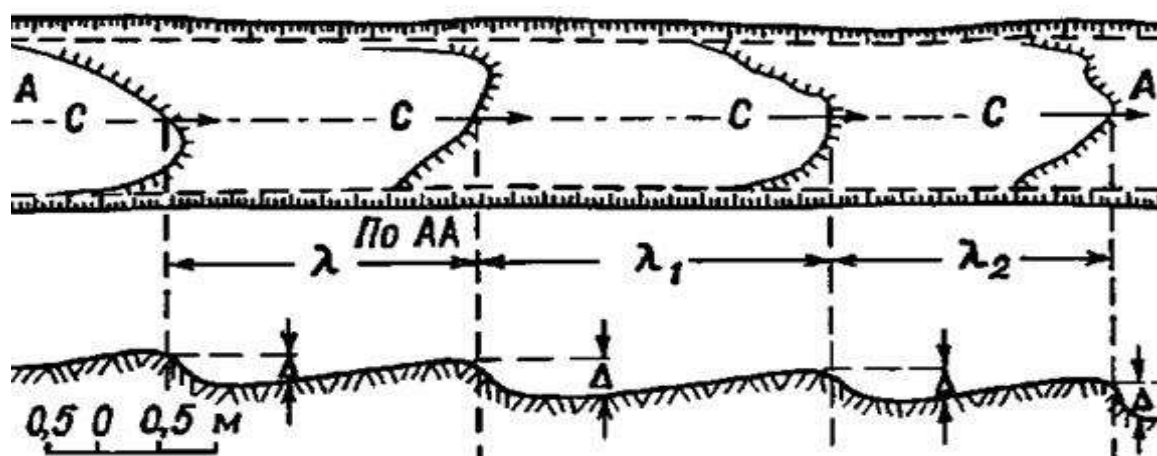


Рис. 11.2 – Стрічково-пасмовий тип руслового процесу. Елементи: λ – крок пасма (м), тобто відстань між гребенями суміжних пасм по середній лінії русла; Δ – висота пасма (м), тобто піднесення пасма над підшовою підвалля; С – швидкість переміщення (сповзання) пасма (м/рік) [1]

Стрічково-пасмовий тип руслового процесу виникає при наявності умов, які обмежують планові деформації річкового русла: береги не розмиваються, заплави відсутні. Пасма утворюються на прямолінійних або слабовигнутих ділянках річки з відносно великими донними наносами. Вони є найпростішою русловою формою первинних пасм.

У плані стрічкове пасмо має дугоподібну форму з опуклістю, спрямовану вниз за течією, а у поперечному розрізі характеризується поступовим підвищенням відміток у бік вигину. Довжина стрічкових пасм в кілька разів перевершує їх висоту. В умовах України довжина найбільших пасм може досягати декількох ширин русла (до 6 - 8), а на дуже великих річках світу їх довжина в кілька десятків, а іноді і в кілька сотень, разів перевершує їх висоту.

У межень висота стрічкових пасм зменшується, в період повені – зростає. Швидкість сповзання пасм коливається від 1 до 100 м/рік (на дуже великих річках). При різких зниженнях рівня води стрічкові пасма можуть утворювати поодинокі

осередки. Цей тип руслового процесу в природних умовах в Україні спостерігається рідко і характерний для каналізованих ділянок річок, а також для каналів [1].

До теперішнього часу виявлені такі морфологічні залежності, властиві стрічково-пасмовому типу руслового процесу:

1. Мінливість кроків пасм оцінюється середнім значенням коефіцієнта варіації $C_{\text{вл}} = 0,37$, мінімальне і максимальне його значення відповідно дорівнюють 0,27 і 0,50.

2. При медіанному значенні (50 % випадків) крок пасм дорівнював 8 ширинам русла, в 25 % випадків він перевищує $9,4B$ і в 95 % – $6,8B$.

3. Крок пасм досить тісно пов'язаний з розмірами річки, вираженими через її ширину або витрату води [1].

11.3 Боковиковий тип руслового процесу

Боковиковий тип руслового процесу виникає як розвиток стрічковопасмового, коли сповільнюється транспортування наносів (внаслідок зменшення уклонів, швидкостей і т.д.) і потік виявляється нездатним переміщувати донні наноси в формі стрічкових пасм [1].

Боковик - частина перекошеного в плані стрічкового пасма, яке обсихає в межень. На рис. 11.3 показана ділянка річки з боковиковим типом руслового процесу та його показники:

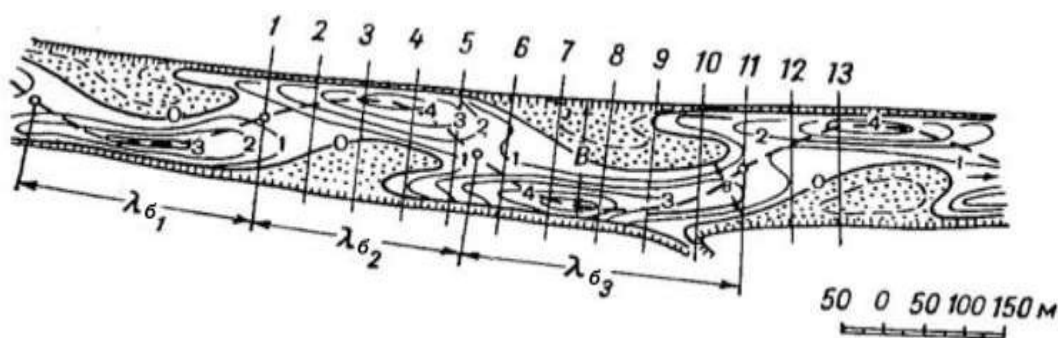


Рис. 11.3 – Боковиковий тип руслового процесу. Показники: λ_6 – крок боковика (м), тобто відстань по прямій між двома точками перегину осьової лінії русла; b – ширина русла в межень, м; B – ширина русла під час повені (між бровками протилежних берегів), м [1]

Цей тип руслового процесу характерний для ділянок річок, обмежених схилами долин, і, найчастіше, проявляється в поєднанні з іншими типами руслового процесу. Пасма формуються під час повені. При спаді рівня прибережна їх частина обсихає, утворюючи боковики, а напрямок течії стає звивистим. Боковики відносно один одного розташовуються в шаховому порядку. Боковик зберігає основні особливості

будови пасма: центральна і низова його частина піднесені; зовнішній, звернений до річки схил - крутіший, ніж внутрішній, звернений до берега.

Всі руслові деформації проявляються у вигляді сповзання пасм (при відсутності істотних планових зміщень берегів русла), а також в сезонних змінах відміток русла (в період повені розмиваються плеса і нарощуються перекати, в межень відбувається зворотний процес) [1].

Статистична обробка даних про кроки боковиків показала, що розподіл відносних кроків пасм відрізняється значною стійкістю. Мінливість кроків боковиків така ж, як при стрічково-пасмовому процесі.

При медіанному значенні (50 % випадків) крок боковиків дорівнював 6 ширинам русла, в 25 % випадків він перевищує $9,4B$ і в 95 % – $4,6B$.

В Україні в басейні річки Тиси (річки Чорна та Біла Тиси, р. Тиса (до смт Вилок), р. Тересва, р. Теремля, р. Ріка, р. Мокранка, р. Брустуранка, р. Красна, Лужанка) на висотах від 500 до 800 м у руслах з розвиненими алювіальними формами (часто обмеженого меандрування) спостерігається боковиковий тип руслових процесів [24]. У Білорусі боковиковий тип разом із стрічково-пасмовим, відзначається на ділянках річок Західна Двіна і її притоках (Межа, Каспля, Лучоса, Оболь), Німан, Вілія (з припливом Ошмянка), Дніпро, а також на ділянках річок, що протікають по Мозирському пасму [13].

11.4 Загальна характеристика меандрування. Обмежене меандрування

Загальна характеристика меандрування. Термін «меандрування» відбиває процес формування русел, а не їх планові контури. У природі існують звивисті річки, у яких закрути є не певною стадією циклічного ходу їх розвитку, а результатом обтікання річкою місцевих перешкод. Така звивистість зазвичай називається вимушеним меандруванням.

Назва закрутів терміном «меандр» виникла з назви р. Меандр, що відрізняється чітко вираженими плавними поворотами русла. Відносно причин меандрування загальноновизнаних пояснень немає, існує більше 30 гіпотез. Їх можна розділити на такі групи [1]:

1. Гіпотези, в яких причиною меандрування вважаються внутрішні властивості потоку. Як приклад можна навести наявність звивин у потоків, що стікають по льодовиках та мають береги однорідної будови (лід). В якості причини називають дію Коріолісового прискорення.

2. Є гіпотези, що пояснюють звивистість обтіканням перешкод. В усіх випадках, коли закрути є результатом обтікання місцевих перешкод, не можна виявити які-небудь закономірності у формуванні їх основних елементів.

3. Частина гіпотез відносить утворення закрутів за рахунок того, що потік знаходиться в стані нестійкої рівноваги і, отже, досить невеликої причини, щоб він відхилився від первинного напрямку. За цією гіпотезою причина утворення закруту випадкова, але серії розташованих нижче закрутів розвиваються закономірно в результаті збурень, що виникають під впливом імпульсу відображень потоку.

4. Відповідно до гідроморфологічної теорії руслового процесу, в якій тип руслового процесу або тип деформацій річкового русла залежить не лише від гідравлічних властивостей потоку, але є і формою транспорту наносів (способом, за допомогою якого потік виявляється здатним транспортувати наноси), приведені пояснення причин меандрування є неповними. М.А. Веліканов відмічає [17]: можна погодитися, що закрут виникає тому, що потік знаходиться в нестійкій рівновазі і достатньо найменшої перешкоди, щоб викликати його відхилення до одного берега, але це не пояснює, чому відбувається намівання берега, протилежного до того, що розмивається. Необхідно, щоб в потоці був присутній матеріал, що веде до появи відкладень, щоб в ньому рухалися і донні, і завислі наноси, з яких може формуватися заплава – намівана частина дна річкової долини. Важливо також, щоб річка мала виражені повені, і щоб були присутні чинники, які закріплюють свіжонамиті ділянки заплави – опуклі береги закрутів, наприклад, рослинність. Тільки комбінація усіх цих умов і викличе меандрування.

Обмежене меандрування виникає при подальшому розвитку боковикового процесу внаслідок зменшення транспортуючої здатності потоку. Воно розвивається на річках з вузькою заплавою (односторонньою або тією, що чергується) і характеризується систематичним сповзанням вниз за течією слабовиражених звивин при збереженні ними планових обрисів. На рис. 11.4 показана ділянка річки з елементами обмеженого меандрування [13].

Швидкість сповзання вигину (м/рік) – відношення довжини шляху, пройденого точкою перегину русла, до періоду часу, за який цей шлях пройдено; визначається зіставленням різночасових топо- і аерозйомок ділянки річки.

На відміну від стрічково-пасмового і боковикового типів руслового процесу, деформації захоплюють не тільки русло річки, але, в результаті планових зсувів русла, поширюються і на заплаву. Обмежене меандрування властиво річкам, русла яких обмежені схилами долин, уступами терас і стійкими береговими валами. У межах спостерігається розмив перекатів з намівом їх під час повені, на плесах відбувається зворотний процес.

Побудова кривих забезпеченості вказаних вище морфометричних характеристик обмеженого меандрування показала, що відносні кроки закрутів близькі до отриманих для стрічково-пасмового і боковикового типів. Коефіцієнт варіації кроків закрутів виявився рівним 0,35, тобто близький до його значень для стрічково-пасмового і боковикового типів руслового процесу. При 50-відсотковій забезпеченості значення кроків закрутів складає 6-8 ширини русла, як для стрічкових пасм і боковиків, кути розвороту α змінювалися від 45° до 160° , а різниця кутів входу і виходу складала від 4° до 25° без явного переважання якого-небудь з них. Швидкість сповзання закрутів на різних річках складала від 2-3 до 25 м/рік [1].

В Україні в басейні Верхньої Тиси на висотах 800-1000 м розповсюджені русла з нерозвиненими алювіальними формами часто обмеженого меандрування [24]. У Білорусі такий тип зустрічається переважно в північній і центральній (піднесених частинах) Білорусі - на ділянках річок: Західна Двіна (з притоками Лучоса, Усвейка, Есса, Улла), Німан (з притоками Вілія, Західна Березина), Дніпро, Сож (з припливом Проня), а також на верхових ділянках приток Прип'яті і Березини [13].

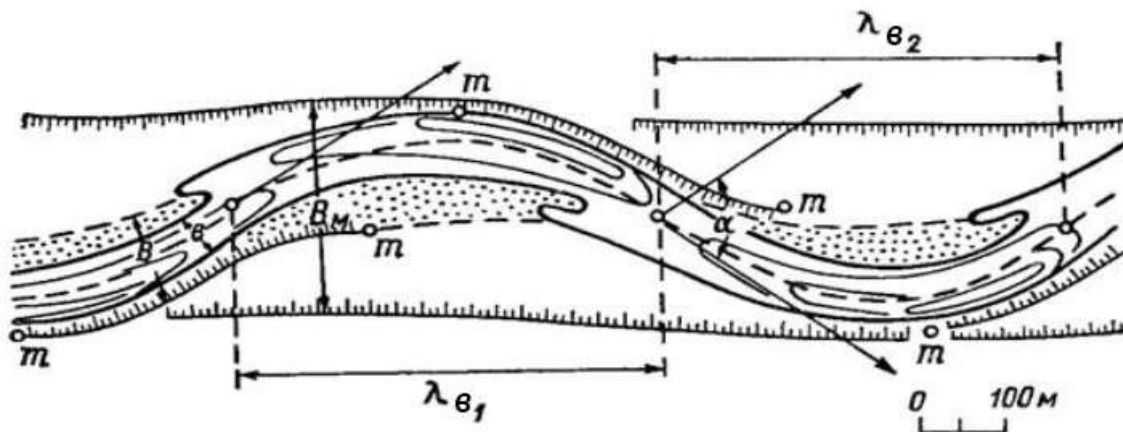


Рис. 11.4 – Обмежене меандрування: λ_b - крок вигину (м), тобто відстань по прямій між двома точками перегину осьової лінії русла; α - кут розвороту вигину, утворений дотичними, проведеними через точки перегину; b - ширина русла в межень, м; B_m - ширина пояса меандрування (м), тобто відстань між лініями, що огинають вершини закрутів; mm - ділянки підмиву берегів [13]

11.5 Вільне меандрування

Цей тип меандрування виникає при відсутності факторів, що перешкоджають переміщенню русла річки в плані. Він розвивається на річках з широкою долиною і заплавою. Вільне меандрування може бути кількісно охарактеризовано такими параметрами (рис. 11.5) [13].

У процесі вільного меандрування спостерігається циклічність розвитку закрутів: русла проходять послідовні стадії розвитку від слабовигнутих до петлеподібних. Цикл розвитку завершується проривом перешийка вигину, що веде до відчленування вигину русла і утворення стариці. Після цього цикл розвитку повторюється.

Під час повені наростають перекати і розвиваються плеса, в межень відбувається зворотний процес. Швидкість зсуву (розмиву) увігнутих берегів закрутів річок України коливається від кількох метрів до 18 м/рік (р. Прип'ять).

Закономірності вільного меандрування виявлені за допомогою вивчення кількісних характеристик руслового процесу [1].

1. Криві забезпеченості λ/b показують, що мінливість кроків закрутів для вільного меандрування більше, ніж мінливість для стрічкових пасм, боковиків або обмеженого меандрування (значення C_v відповідно рівні 0,56 і 0,33). Збільшення мінливості кроків при вільному меандруванні обумовлене нерівномірним зміщенням точок перегинів русла, наповзанням одного закруту на інший, об'єднанням суміжних закрутів, проривом перешийків деяких з них.

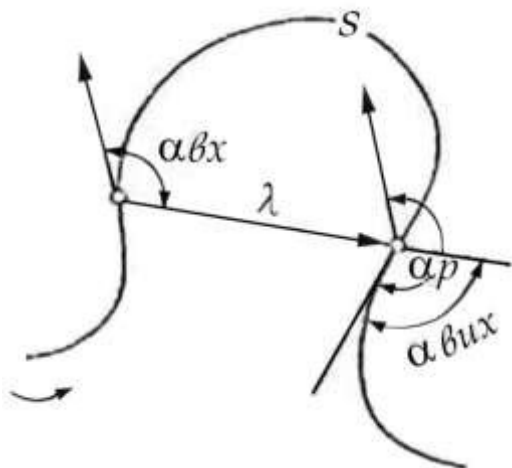


Рис. 11.5 – Вільне меандрування:

λ – крок вигину (м), відстань по прямій між двома точками перегину осьової лінії русла; $\alpha_{\text{вх}}$ – кут входу в закрут, кут між дотичною в верхній точці перегину і лінією кроку вигину; $\alpha_{\text{вих}}$ – кут виходу із закруту, кут між дотичною в низовій точці перегину і лінією кроку вигину; S – довжина вигину (м), відстань між точками входу і виходу по осьовій лінії русла; α_p – кут розвороту, рівний сумі кутів: $\alpha_p = \alpha_{\text{вх}} + \alpha_{\text{вих}}$. [13]

2. Кроки закрутів при вільному меандруванні у 50 % випадків складають 8-9 ширини русла (при обмеженому – 6-8).

3. Кути розвороту в 50% випадків складають 130° , при найбільших значеннях 245° . Перехід до асиметричних контурів закрутів спостерігається при кутах розвороту більше 120° . При кутах розвороту понад 200° різниця кутів входу і виходу досягає 15° , а при кутах розвороту 240° досягає 30° . Найбільші значення кутів входу і виходу складають 170 - 175° .

4. Закрути по довжині річок розташовуються групами. Кожна група закрутів відділяється від суміжної прямими вставками довжиною до 2-3 довжини закрутів. Число закрутів в групі звичайно 3-5. У 66 % випадків найбільш розвинений закрут знаходиться на початку групи. Кількість груп і складових їх закрутів усталено у часі (зберігається 50-60 років).

Цей тип руслового процесу в Україні добре виражений у басейні річки Десна та її притоках (Снов, Сейм), у Білорусі вільне меандрування виявлено на ділянках річок загальною довжиною, що становить $\frac{2}{3}$ від сумарної довжини річок Білорусі. Особливо чітко цей різновид меандрування представлений на річках Прип'ять, Птич, Березина Свислочь Друть, Німан, Сож, Беседь, Іпуть. На великих річках ділянки вільного меандрування мають значну протяжність (Дніпро - 375 км, Німан - 240 км, Західна Двіна - 100 км) [13].

11.6 Незавершене меандрування. Заплавна багаторукавність

Незавершене меандрування здійснюється на річках, що мають низькі заплави, які часто затоплюються, коли цикл розвитку вигину порушується утворенням спрямляючої протоки. На рис. 11.6 [13] наведено приклад незавершеного меандрування і його показники.

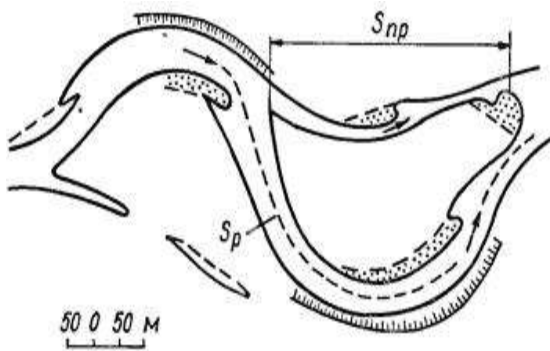


Рис. 11.6 – Незавершене меандрування і його показники:
 S_p - довжина вигину основного русла (м), відстань між точками входу і виходу по осевій лінії русла; S_{np} - довжина спрямляючої протоки (м), відстань між точками входу і виходу по прямій лінії [13]

При незавершеному меандруванні відбувається прорив перешийка вигину до досягнення ним петлеподібної форми (тому воно і називається незавершеним) шляхом утворення спрямляючої протоки (рукава), в який потім переходить головний потік, а колишнє русло відмирає. Нове русло повторює описаний цикл. Такий процес триває кілька років, а іноді й десятиліть.

Основні закономірності розвитку закрутів, вказані п. 11.5, зберігають своє значення і при незавершеному меандруванні. Статистичний аналіз і встановлення зв'язків між характеристиками незавершеного меандрування і деякими чинниками руслового процесу дозволяють виявити такі специфічні особливості розвитку закрутів в цьому випадку [1].

1. Кроки закрутів при незавершеному меандруванні змінюються за довжиною річки менше, ніж при вільному. Коефіцієнт варіації їх 0,29 (при вільному меандруванні 0,56).

2. Кроки закрутів при незавершеному меандруванні, при інших рівних умовах, більше, ніж при вільному меандруванні.

3. Кути входу при незавершеному меандруванні більші, ніж при вільному.

4. Швидкості планових деформацій до появи спрямляючих проток при незавершеному і вільному меандруванні приблизно однакові. З переходом основної частини витрати води у випрямляючу протоку швидкості планових деформацій закрутів убувають до нульових.

Інтенсивний розвиток цього типу руслового процесу створює сприятливі умови для розчленування заплави численними протоками. В результаті виникає самостійний різновид процесу незавершеного меандрування - заплавна багаторукавність (рис. 11.7) [13].

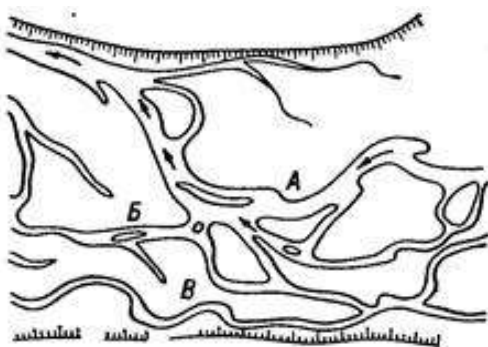


Рис. 11.7 – Заплавна багаторукавність.

На ділянці заплави річка протікає кількома рукавами великої протяжності. При цьому окремі рукави можуть розглядатися як самостійні річки А, Б, В [13]

При розгляді руслового процесу типу заплавної багаторукавності обов'язковою є фрагментація проток, для кількісної оцінки використовують такі характеристики: *щільність островів* (відношення площі островів до загальної площі заплави на ділянці), *густина островів* (їх число на ділянці завдовжки, рівній ширині заплави), *середня площа островів* (відношення щільності островів до їх густини). Заплавна многорукавність досліджена ще недостатньо [1].

Незавершене меандрування і заплавна багаторукавність в Україні спостерігається в басейні Верхньої Тиси на висотах 200-500 м, що зумовлено значним надходженням наносів з бокових приток [24], в Білорусі вони відзначені в руслах та заплавах річок Дніпро, Березина, Сож, Іпуть, Німан, Вілія, Прип'ять, Ясельда, Піна, Бобрик, Цна і ін [13].

11.7 Осередковий тип або руслова багаторукавність

Цей тип руслового процесу виникає як розвиток стрічково-пасмового типу внаслідок великої насиченості потоку донними наносами, що перевищує його транспортуючу здатність – це викликає активний процес акумуляції. Річка утворює широке розпластане русло, по якому рухаються або окреме пасмо, або ряди цих пасм. Піднесені частини пасм, обсихаючи в межень, утворюють осередки, які в умовах тривалої межені можуть перетворюватися на острови (рис. 11.8) [1].

Руслова багаторукавність може існувати в декількох різновидах [1]:

1. Руслова багаторукавність типу блукаючого русла. Переважає переміщення наносів у формі стрічкових пасм, безладно розташованих по ширині річки. Вони виникають і руйнуються настільки швидко, що динамічна вісь потоку часто змінює своє положення (блукає руслом).

2. Руслова багаторукавність осередкового типу. Основні деформації здійснюються у вигляді сповзання стрічкових пасм з вершинами (осередками), що обсихають в межень та залишаються в цей час незарослими. Можливі різноманітні зміщення осередків у плані.

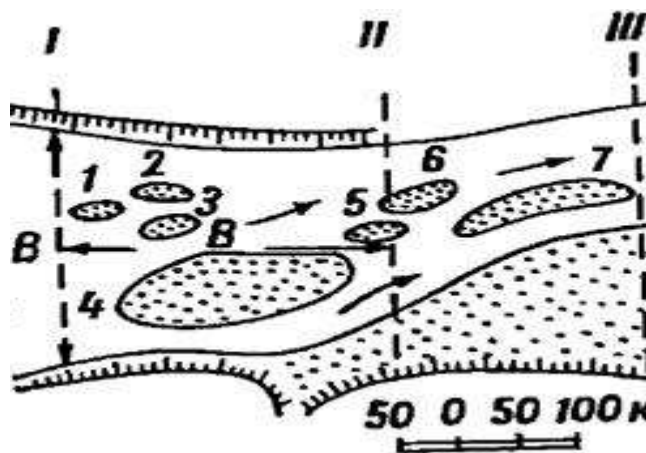


Рис. 11.8 – Осередковий тип (руслова багаторукавність). Одним з показників цього типу руслового процесу є щільність осередків: $k=f/F$, де f - площа осередків на ділянці; F - площа всієї ділянки, обмежена перерізами I і III (рис. 11.8).

3. Руслова багаторукавність острівного типу. У руслі знаходиться група рухливих островів, що утворилися в результаті розростання осередків (відкладення намулку, заростання). Можливе об'єднання і розчленовування островів (зазвичай, поперечними протоками), їх сповзання і регресивне переформовування, переміщення упоперек річки. Висота островів залежить від амплітуди падіння рівня і об'єму завислих наносів, які переносяться потоком, здатних формувати потужний намулок.

В Україні в басейні річки Тиси (річки Чорна та Біла Тиси, р. Тересва, р.Теребля, р. Ріка, р. Мокранка, р. Брустуранка, р. Красна, Лужанка) найпоширенішим типом руслового процесу на висотах від 100 до 200 м є руслова багаторукавність, а також русло-заплавна багаторукавність на ділянці р. Тиса (від с. Вишкове до смт Вилок). Нижні течії цих річок характеризуються ростом акумулятивних процесів, заплави складені дрібним матеріалом, який легко розмивається [24]. Осередковий тип руслового процесу не отримав широкого поширення на річках Білорусі (через невеликі значень каламутності і стоку річкових наносів) і зустрічається лише фрагментарно на окремих ділянках [13].

Таким чином, розвиток руслового процесу від початкової стрічково-пасмової форми може відбуватися або в порядку послідовного переходу до боковикового типу, і далі - до обмеженого, вільного (незавершеного) меандрування, або шляхом переходу безпосередньо від стрічково-пасмового до осередкового типу руслового процесу.

Перша лінія еволюції пасмового руху наносів проходить за умови закономірно мінливих умов транспорту наносів, водності потоку і обмежуючих умов [13].

Друга лінія еволюції пасмового руху наносів, яка веде безпосередньо від стрічково-пасмового до осередковому типу руслового процесу та руслової багаторукавності, пов'язана зі зростанням завантаження потоку наносами вище його здатності транспортувати їх у формі стрічкових пасм і боковиків.

Запитання для самоперевірки

1. Типи руслового процесу за ДГІ.
2. Стрічково-пасмовий тип та його вимірники.
3. Боковиковий тип та його вимірники.
4. Загальна характеристика меандрування.
5. Обмежене меандрування та його вимірники і закономірності.
6. Вільне меандрування та його вимірники і закономірності.
7. Незавершене меандрування та його вимірники і закономірності.
8. Заплавна багаторукавність та її вимірники і закономірності.
9. Руслова багаторукавність та її вимірники і закономірності.

12 ТИПІЗАЦІЯ РІЧКОВИХ ЗАПЛАВ

Заплави – це затоплювані під час повені частини дна річкових долин, що утворюються в результаті руслового процесу і створюються в ході планових деформацій річкового русла. Заплави – ярко виражені акумулятивні утворення. У розрізі заплав виділяються два шари алювію – нижні шари представляють собою відклади донних наносів, переміщуваних потоком у вигляді мікро- і мезоформ, верхні шари – намулок, результат відкладення завислих наносів. За часом утворення нижні шари відкладаються раніше намулка, який створює характерний мікрорельєф заплав [1].

Р. А. Єленевським був зібраний великий матеріал по заплавах і створена їх класифікація. Проте йому не вдалося виявити загальні принципи, що дозволяють пояснити різноманітність заплав. Першим, хто звернув увагу на те, що типи річкових заплав тісно пов'язані з типом руслового процесу, тобто, що заплава – це результат планових деформацій річкового русла, був геолог Є. В. Шанцер, який вивчав нашарування річного алювію. Його ідея повністю підтвердилася і знайшла подальший розвиток при розробці гідроморфологічної теорії [1].

12.1 Поняття «заплавний масив» та його типи

Виділеною одиницею типізації річкових заплав є «заплавний масив». Заплавні масиви – це ділянки заплав, що характеризуються певним комплексом складових морфологічних елементів, спільністю їх походження, порядком нашарування алювію і замкнутим гідравлічним циклом (певним порядком затоплення і спорожнення, умовами розвитку заплавних течій).

Основною ознакою виділення заплавного масиву є положення річкового русла в межах дна долини. В умовах обмеженого меандрування кожен закрут русла перетинає усе дно долини; заплавний масив – це ділянка заплави, що обмежується одним закрутом русла. У разі вільного меандрування дно долини звичайно перетинається вигинами пояса меандрування, тобто обмежується не одним, а декількома закрутами русла (від 2-3 до десятків). При незавершеному меандруванні, зазвичай, спостерігається таке ж положення річкового русла в межах дна долини, тобто заплавний масив обмежується вигином пояса меандрування [1, 18, 19].

Загальними властивостями заплавних масивів, утворених різновидами меандрування, є: нахил поверхні масиву вниз за течією річки і від русла до схилів долини; затоплення масиву розпочинається з його низових частин, потім починають працювати прірви в берегових валах у верхових частини масиву. Переливання води через бровки берегового валу відбувається тільки в повені забезпеченістю близько 1%.

В той же час існують відмінності в заплавних масивах, утворених при обмеженому, вільному і незавершеному меандруванні. При обмеженому меандруванні транзитні течії в період затоплення заплави йдуть загалом паралельно

осі долини. При вільному меандруванні виникає складна система течій, включаючи і зворотні. Окрім течій, які утворюються при переливанні води через низову частину масиву і направлених вгору за течією річки, виникають течії від переливань через прірви у берегових валах. Вони спрямовані вниз за течією річки. Так само утворюються, течії, і при переливаннях з однієї акумулюючої ємкості в суміжну. Вони можуть мати найрізноманітніші напрями. При незавершеному меандруванні за наявності спрямляючих проток, що випрямляють закрути рукавів, проточність заплави покращується і течії на ній упорядковуються. Нерідко виникає декілька паралельних течій. При русловій багатурукавності утворюється острівна заплава та заплавна смуга вздовж берегів русла, сформована приєднанням островів. У цих умовах утворюється складна система течій, включаючи і поперечні [1, 18,19].

При, стрічково-пасмовому і боковиковому типах руслового процесу, при яких істотних загальних планових деформацій не відбувається, нові ділянки заплави утворитися не можуть. Проте є випадки, коли і при цих типах руслового процесу русло річки протікає серед великих заплав, маючи загальною прямолінійні контури. Такі випадки говорять про те, що заплави ці успадковані, тобто сформовані не сучасними потоками, а тими, що передували їм, коли річка могла меандрувати.

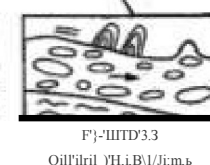
Заплавні масиви – це діючі ділянки заплави, в межах яких розвинені ерозійно-аккумулятивні процеси. Ці масиви не завжди займають всю площу заплави і за їх межами залишаються ділянки заплави із слабовираженими ерозійно-аккумулятивними процесами, де найчастіше проявляються вторинні випадкові процеси. Ці ділянки можуть бути названі фрагментами заплав. Виділяються такі фрагменти: а) відносно прямолінійні ділянки заплави, що лежать за межами сучасного пояса меандрування, на яких діяльність сучасного потоку проявляється тільки в прирусловій частині (формування, в результаті відкладення наносів, загальної підвищеної прируслової частини заплави); б) ділянки заплави, утворені випрямленням пояса меандрування меандр річкової долини (особливо часто при обмеженому меандруванні, при неспівпаданні закрутів русла і долини) [1, 18, 19].

12.2 Типи річкових заплав

Основною особливістю типізації заплав є встановлення зв'язку типів річкових заплав (заплавних масивів) з типами руслового процесу. В 1969 р. І.В. Поповим запропонована загальна схема типів заплав (рис. 12.1) [1, 18]. Річкові заплави розділяють на дві основні групи – сучасні і успадковані. Сучасні заплави характеризуються активним заплавним процесом (наявність заплавних течій), ерозійно-аккумулятивними явищами і тісним зв'язком з типами руслового процесу, що спостерігаються теперішній час. Успадковані заплави – реліктові, можуть мати як річкове, так і озерне походження, мало активні. Вони сформувалися в умовах іншої водності, чим сучасні. Проте і в цьому випадку є тісний зв'язок цих заплав з типом руслового процесу, який мав місце, коли формувалися ці заплави.

Меандрування

!агааю:руфwfmf. руCIII t
(острівмі заплав и}



незавершено

6. a...im ap)'Jf нii::тъ

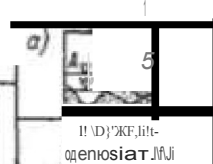
F}-'WTD'3.3
Oil'ilril)H,iB\1/Ji:m,b



1)

§	1	-RII	1
!	(W	--111:8	-

!JHI fē8' | Jf, t'blif *стици*
JaTW t!X.f.!o'Ныis



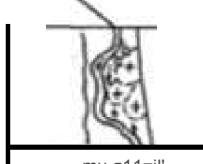
6)  



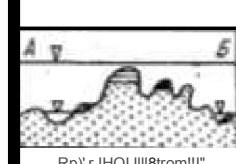
тайгово-зласна

[illegible]

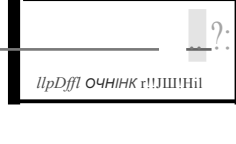
o станце!а-
l'p!i'-lt-!l-l:m,3



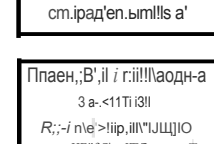
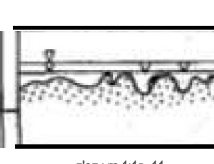
rru-auffl! 'a



li'jWQ<lfjal



Ильинский О.И.



Паен,;В',il i гii!!лодн-а
3 а.-<11Ti i3!!
R;,-i n!e >!!ip,il!^!JЩJ!O
HE!^fCip...ЧOЗewtr:ro!f
3 (J.!!J)

Г'з'і'п'!о3'і'п'п'
GC-ep!діwв<I
з, 'pCorro-з.т в иф
 8.ат.1'1'ІHC'1'п'агд!-пoII.a
 S БГОJпI
C'1'w!пI.аI'ТАHK трівна
 Пє Jфip іп'ІVJ / ' j
д:пя. 1-1єo-оріігоемIроі
 3OHJ

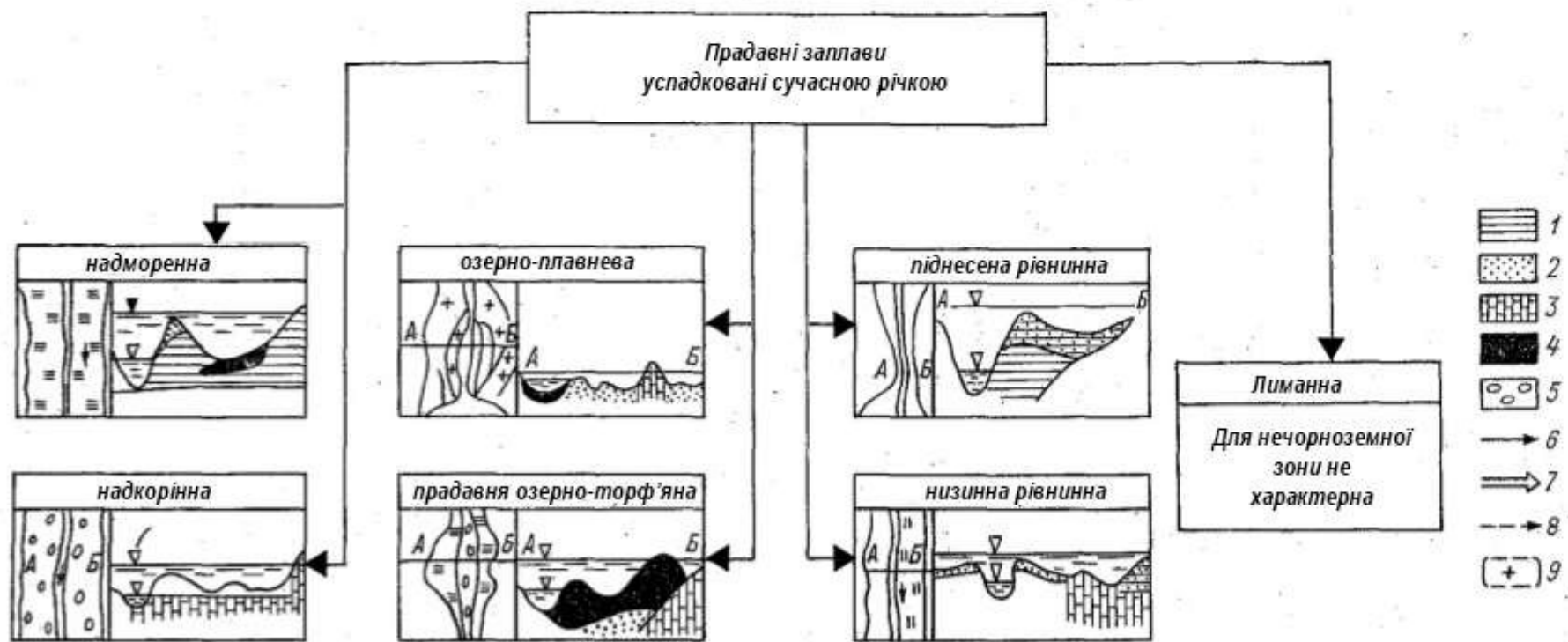


Рис. 12.1 – Типи сучасних та реліктових річкових заправ: 1 – заправна фація алювію, 2 – руслова фація, 3 – корінні породи, 4 – торф, 5 – морена, 6 – початок затоплення заправи, 7 – середина підйому, 8 – максимум затоплення, 9 – акумулюючі ємкості [1, 18]

Сучасні заплави поділяються на два основних класи – заплави меандруючих річок і острівні. Заплави меандруючих річок підрозділяються за типами руслового процесу на заплави обмеженого, вільного і незавершеного меандрування, при цьому заплави при незавершеному меандруванні займають завдяки випрямляючим протокам положення, перехідне до острівних заплав.

Острівні заплави формуються в умовах незавершеного меандрування, заплавної і руслової багаторукавності. Будова острівних заплав відрізняється значною фрагментарністю передусім тому, що протоки річок, які існують в умовах багаторукавності, можуть розвиватися за різними схемами деформацій (типам руслового процесу).

Можна також виділити в особливу групу заплав, що іноді утворюються в ході розвитку руслового процесу боковикового типу з рядами прямолінійних берегових валів, названі Р.А. Єленевським гривисто-проносними, оскільки прямолінійні гриви, витягнуті уздовж річки, чинять мінімальну дію на розвиток течій на заплаві.

Шести типам руслового процесу, яким властиві ті або інші форми деформації русла в плані, відповідають свої типи річкових заплав. Отже, основні чинники утворення заплав ті ж, що і руслового процесу – водний режим і стік наносів. Річкові заплави можна розглядати як особливу форму транспорту наносів, який був названий умовно безповоротними деформаціями. Існують вторинні чинники, що істотно впливають на особливості будови заплавних масивів. Великий вплив на формування заплав має співвідношення об'ємів завислих і донних наносів, що переносяться потоком. Малий об'єм завислих наносів веде до формування знижених заплав, великий – підвищених. Ці типи заплав найчіткіше виражені при обмеженому і вільному меандруванні. За класифікацією Р.А. Єленевського окрім цих двох підтипів, за цією ж ознакою (співвідношенню завислих і донних наносів) виділені піщані і глинисті заплави, найбільш розвинені при вільному меандруванні [1, 18].

Такі вторинні чинники, як делювіально-яружні виноси, найяскравіше позначаються у вузьких долинах, тобто при обмеженому меандруванні. Ці виноси можуть навіть привести до появи уклону поверхні заплави від схилів долини до русла річки. Той же ефект може дати процес утворення боліт (приховано-гривисто-болотяні заплави). Термокарст здатний викликати появу улоговин і озерця на поверхні заплав. Піщані заплави при вільному меандруванні у разі, якщо в межах дна долини розміщується один пояс меандрування, утворюють так звані піщано-гривисті заплави; за наявності слідів колишнього положення поясів меандрування формуються ступінчасто-гривисті заплави, а за наявності останців – останцево-гривисті. Глинисті заплави при вільному меандруванні при високому стоці завислих наносів утворюють піднесену глинисто-гривисту заплаву, а при невеликому стоці, коли формується тільки тонкий намулок і наростання заплави у висоту уповільнено – знижену суглинисто-гривисту різновидність.

При незавершеному меандруванні в умовах заплав, що добре затоплюються, та малих витрат завислих наносів, утворюється крупногривисто-

піщана заплава, а при ще більшому затопленні і більш високому стоці завислих наносів з'являється проточно-острівна заплава. В цьому випадку заплавний масив може виявитися розчленованим не одним, а декількома протоками.

На заплаві, що формується в умовах заплавної багаторукавності, значно впливає близькість дельти річки. Основними різновидами заплави є дельтова, старodelьтова (піднесені острови), плавнева і підводна (що примикає до гирла з боку моря) заплави.

Різновидами заплав при русловій багаторукавності можуть бути осередкова заплава (острови незарослі, підвищені частини осередків) і острівна заплава, представлена зарослими рослинністю островами з розвиненою заплавною фацією алювія [1, 18].

Серед успадкованих (древніх) заплав можна виділити декілька типів. Надморенна і підкорінна заплави названі так тому, що русло річки в цих випадках врізане відповідно в моренні і корінні відкладення, що залягають під дном долини. Сама заплава є або частиною дна долини, або великими рівнинами (невиражені долини). Утворення таких заплав не пов'язано з плановими деформаціями сучасної річки. Заплавний процес в сучасних умовах проявляється тільки у вигляді відкладення уздовж берегів русла завислих наносів. Тому утворюється широкий береговий вал. Два інші різновиди успадкованих заплав, названі Р.А. Єленевським озерно-плавневою і древньою озерно-плавневою заплавами, мають озерне походження. Вони є випадками, коли сучасний потік перетинає озерну заплаву. У разі древньої озерної заплави значна дія процесу утворення торфу (утворення опуклого моховика).

Р.А. Єленевський виділив також знижено-рівнинну і підвищено-рівнинну заплави. Ці типи заплав зустрічаються відповідно в розширеннях і звуженнях долин в умовах, немеандруючих типів руслового процесу. У першому випадку відкладення завислих наносів призводять до утворення високого і широкого берегового валу, що перекриває дно долини древнього походження, в другому випадку цей вал виявляється невисоким і сильно розпластаним. Також є лиманна заплава, що залишається від тимчасових розливів (лиманів) у степу в період сніготанення [1, 18].

Запитання для самоперевірки

1. Поняття „заплава” та „заплавний масив”
2. Зв'язок типів річкових заплав з типами руслових процесів.
3. Типи річкових заплав.
4. Типи сучасних річкових заплав.
5. Типи заплав меандруючих річок.
6. Типи заплав багаторукавних русел – острівні заплави.
7. Вплив вторинних факторів особливості побудови заплавних масивів.
8. Давні заплави та їх типи.

13 АНТРОПОГЕННИЙ ВПЛИВ НА РУСЛОВІ ПРОЦЕСИ

Питанню впливу господарської діяльності на руслові процеси присвячено багато робіт. Більшість з них стосується, як правило, окремих чинників господарської діяльності, що впливають на зміни процесів руслоформування. Найсуттєвіші узагальнення в цьому питанні провів Р.С.Чалов [21]. Він запропонував класифікувати весь комплекс антропогенних змін в залежності від характеру їх дії на природні фактори або саме русло:

- 1) заходи в басейні річки;
- 2) заходи в долинах річок - а) значне гідротехнічне будівництво (водосховища, регулювання стоку); б) освоєння заплав;
- 3) заходи в руслах і на берегах річок: а) суцільне виправлення, днопоглиблення і спрямлення русел; б) інтенсивний водозбір і водонадходження; в) будівництво інженерних споруд; г) розробка руслових кар'єрів.

13.1 Розвиток руслових процесів в умовах зарегульованого режиму

Зарегульованість стоку суттєво змінює гідрологічний режим річок і трансформує руслоформуючі витрати та руслові деформації. Дослідження, що були проведені О.Г.Ободовським [21], на більш як 20 малих і середніх річках України, засвідчили, що зарегульованість стоку призводить загалом до зменшення інтенсивності прояву руслових процесів (крім зони нижнього б'єфу, яка безпосередньо прилягає до греблі). Створення на річках (особливо на малих) водосховищ і ставків призводить до прискореного замулення їхніх верхніх б'єфів. Одночасно на зарегульованих річках спостерігається зменшення стоку наносів, особливо на ділянках нижніх б'єфів ГЕС [21].

Найбільш значний вплив на руслові процеси надають підпірні гідротехнічні споруди (водосховища різного призначення), які в даний час є найбільш поширеною формою інженерного регулювання і впливу на річковий потік. Залежно від співвідношення об'єму водосховища з об'ємом річкового стоку водосховища бувають добового, тижневого, сезонного і багаторічного регулювання.

Водосховища, які здійснюють сезонне і багаторічне регулювання стоку, мають значну амплітуду коливань рівнів води, що призводить до виникнення великих площ змінного затоплення і постійної зміни контакту водоюми з берегами. На великих рівнинних водосховищах амплітуда коливань рівнів складає в середньому 5-15 м, на гірських річках досягає декількох десятків метрів. Розміри територій підтоплення становлять від 35 до 90 % площі водосховища при НПУ.

Після створення водосховищ на річках формуються три основні зони, з характерними змінами умов руслоформування: зона виклинювання підпору, зона власне водосховища і зона нижнього б'єфу (рис. 13.1) [1, 13].

У зоні виклинювання підпору I, яка одночасно є і зоною змінного підпору, витрати води залишаються такими ж, як в природних умовах, але проходять при підвищених рівнях. Верхня межа зони може переміщатися вгору і вниз за течією в залежності від величини підпору (коливання рівня). Найбільш низьке положення (найближче до греблі) місце виклинювання (межа) підпору займає, зазвичай, в початкову фазу повені, коли водосховище сильно спрацьовано. У міру наповнення водойми межа підпору переміщається вище по річці. Під час

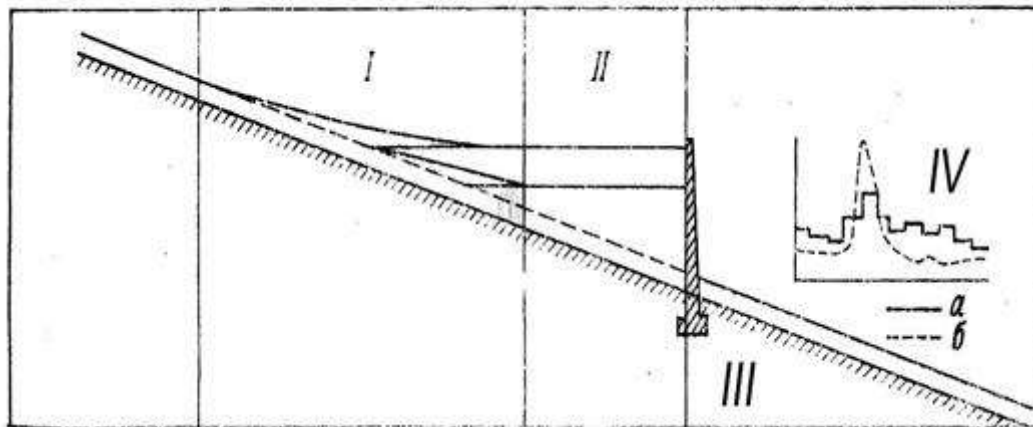


Рис. 13.1 – Основні зони водосховища при зарегульованому (а) і природному (б) режимах: I - зона виклинювання підпору; II - зона, безпосередньо зайнята водосховищем; III - нижній б'єф; IV - гідрограф стоку [13]

літньої межені, коли рівень водосховища поступово спрацьовується, межа підпору повільно зміщується назад вниз за течією.

Якщо до створення підпору русло було однорукавне, можлива поява в ньому руслової багатурукавності. Якщо на заплаві були протоки, слід очікувати їх повного занесення, посилення відкладень мулу на поверхні заплави, а також збільшення відкладень наносів в руслі в результаті їх виносу із заплави.

У зоні змінного підпору відбувається зосереджене накопичення донних і завислих наносів, які утворюють первинне тіло замулення, що нагадує дельту річки. Це призводить до розвитку регресивної акумуляції вгору за течією річки. Протяжність зони змінного підпору на водосховищах Волги, Дону, Обі і Дніпра перевищує 200 км, на найбільших водосховищах - до декількох кілометрів, на водосховищах гірських річок - сотні метрів.

У зоні, безпосередньо зайнятої водосховищем II, виникають процеси, різко відмінні від спостережених в природних умовах. В утвореній греблею чаші водосховища проходять процеси її замулення і занесення, розглянуті нижче (Пункт 13.2).

Зона нижнього б'єфу III, починаючись біля самої греблі, закінчується створом, в якому відновлюються стік наносів і водний режим. Головна особливість режиму стоку в цій зоні полягає в його вирівнюванні: зрізається пік повені, який затримується у водосховищі, скиди з нього приводять до збільшення меженних витрат води (Гідрограф IV на рис. 13.1), різко зменшується стік річкових наносів [1, 13].

В результаті зменшення витрати наносів (частина їх відкладається в водосховище) і збільшення транспортуючої здатності потоку, відбувається посилення його процесів розмиву. Особливо інтенсивно розмивається дно безпосередньо поблизу турбін і водозливних елементів греблі, де знаходиться ділянка місцевого розмиву. Його глибина може досягати 10-20 м на великих гідровузлах, що становить значну загрозу стійкості споруди, погіршуються умови водозабірних пристроїв і т.д. Найбільшому врізанню русла сприяють хвилі попуску добового і тижневого регулювання, холості скиди під час екстремальних повеней та паводків та ін.

Нарешті, глибина розмиву сягає якоїсь межі, коли швидкості на розмивній ділянці зменшаться настільки, що припиниться рух наносів певної крупності. Це створює так зване «вимощення» в руслі, не допускає подальший розмив русла у глибину. Процес вимощення полягає в тому, що дрібні частинки ґрунту вимиваються і зносяться потоком, великі осідають на дні (вимощують дно), перешкоджаючи його подальшого розмиву [1, 13].

На більш протяжній ділянці нижче греблі відзначається загальний розмив, який у міру відновлення навантаження потоку наносами поступово згасає вниз за течією. Довжина ділянки загального розмиву нижче греблі може досягати десятків і навіть сотень кілометрів на дуже великих річках. На Обі від Новосибірської ГЕС загальний розмив простягається до гирла Томі, на Єнісеї нижче Красноярської ГЕС - до впадання Ангари. На річках, де водосховища споруджені в низов'ях, в зону загального розмиву входить ділянка річки аж до гирла (Дніпро нижче Каховської ГЕС, Волга нижче Волгоградського гідровузла, Дон нижче Цимлянської ГЕС).

Характер деформацій на ділянці загального розмиву в значній мірі залежить від того, який тип руслового процесу існував до початку регулювання стоку води. Вирівнювання розподілу стоку всередині року супроводжується утворенням осередків, островів, нової системи розгалужень. Якщо на заплаві були протоки, можливе їх відмирання і перехід русла від багаторукавності до однорукавності тощо. На меандруючих річках відбувається зміна форм і параметрів закрутів відповідно до змінених гідравлічних умов. З часом темпи руслових переформовувань поступово згасають.

Через зрізання витрат і рівнів води водосховищем значно зменшується частота і тривалість затоплення заплави. Все це викликає негативні екологічні процеси деградації заплави, зниження її біопродуктивності (кормові луки, рибне господарство). З метою їх мінімізації з водосховищ (на шкоду енергетиці) здійснюються спеціальні екологічні попуски (Об, Іртиш, Волга і ін.) [13].

Замулення водосховища - це процес заповнення ємності водосховища наносами, що вносяться в нього поверхневим стоком, а також наносами, що утворюються в результаті руйнування берегів. Поняття замулення і занесення водосховищ розрізняють, маючи на увазі, що замулення відбувається завислими наносами, а занесення – донними наносами і продуктами руйнування берегів водоймищ (абразії). У невеликих водосховищах гірських річок переважають процеси занесення (особливо селевими потоками), у водосховищах рівнинних річок – процеси замулення (рис. 13.2) [13].

Замулення відбувається по всій площі водосховища, занесення ж починається у верхній його частині і поступово переміщуються в бік греблі. Великі переформування берегів в результаті коливань рівня води, вітрового хвилювання, вздовж берегових течій і т.д. викликають обвали і зсуви, що підсилюють процеси замулення і занесення водосховищ.

У водосховищах руслового типу відкладення наносів розподіляються більш-менш рівномірно або набувають вигляду гряди, поступово пересувається з верхньої частини водосховища до греблі. Процес замулення водосховищ носить затухаючий характер, відбувається підвищення дна і зменшення глибин в зоні кривої підпору.

Орієнтовно тривалість періоду замулення T (в роках) можна оцінити відношенням мертвого об'єму водосховища V_m до об'єму річного стоку наносів ΣR , що надходять у водосховище [13]:

$$T = V_m / \Sigma R. \quad (13.1)$$

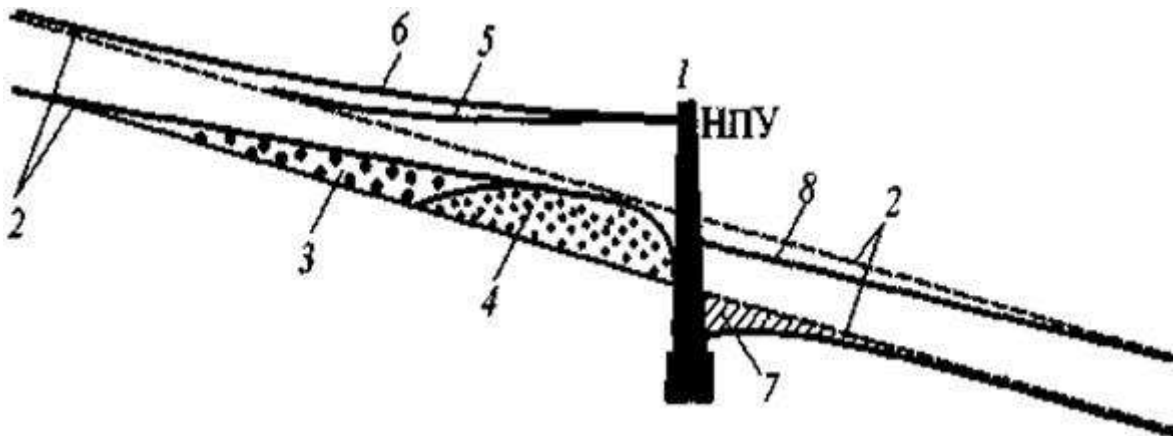


Рис. 13.2 – Схема замулення і занесення верхнього б'єфу і розмиву нижнього б'єфу гідровузла: 1 – гребля; 2 – рівень води і дно річки до споруди водосховища; 3 – тіло замулення водосховища дрібними наносами ; 4 – тіло занесення водосховища великими наносами; 5 – стандартний підпірний рівень води (НПР) у водосховищі після спорудження греблі; 6 – те ж, після замулення і занесення частини водосховища; 7 – розмив русла в нижньому б'єфі; 8 – рівень води в нижньому б'єфі після розмиву [13]

Процес замулення великих водосховищ рівнинних річок, внаслідок зниження рівня їх каламутності, тривалий і зазвичай вимірюється сотнями років. На гірських річках процес заповнення водосховищ наносами відбувається значно швидше, ніж на рівнинних річках. Це зумовлено великими ухилами гірських річок, більш високими витратами наносів (особливо при утворенні селів) і меншими об'ємами водосховищ. Відомі випадки, коли тривалість замулення і занесення водосховищ обмежувалась 1-3 роками. Прикладом швидкого замулення водосховищ на великих річках може служити Фархадське водосховище на р. Сирдар'я, яке було повністю замулене протягом 15 років [13].

13.2 Зміна руслових процесів при перетворенні русел річок

Основними видами робіт в руслах річок, що спричиняють суттєве порушення природного процесу взаємодії потоку і русла, є [13]:

- виправні роботи;
- днопоглиблювальні роботи;
- кар'єрні розробки;
- спорудження дамб з метою захисту від повеней;
- випрямлення русел річок при меліорації;
- спорудження мостів через річки.

Деякі з перерахованих видів робіт виконуються комплексно. Так, роботи з підтримки та досягнення габаритів суднового ходу діляться на два основних типи: виправні та днопоглиблювальні. Виправні роботи полягають в будівництві дамб або берегоукріплювальних пристроїв, з метою надати потоку плавні форми і поступове поєднання вигинів з прямими ділянками, плес з перекатами.

Днопоглиблювальні роботи полягають у видаленні з суднового ходу ґрунту. Найменші глибини спостерігаються на так званих лімітуючих перекатах. Їх збільшення досягається землечерпанням або за допомогою земснарядів. При цьому плесові ділянки використовуються для відвалів ґрунтів. Комплексне застосування виправних і днопоглиблювальних робіт дозволяє найбільш повно використовувати транспортні можливості річки.

До цих видів робіт примикають кар'єрні розробки з метою видобутку піску і гравійно – галечникової суміші з русла. Місцезнаходження кар'єрів, зазвичай, знаходиться на гребенях перекатів, боковиків, пляжів, осередків, островів або інших опуклих формах рельєфу русла і заплави.

Впливу руслових і заплавної кар'єрів і виправних робіт на зміну руслового режиму рівнинних річок за виразом О.Г.Ободовського [21] може проявитися в "просіданні" рівнів води в річках і зміні гідравлічних показників потоку, такі дослідження були проведені на р.Десна (ділянка від м.Чернігова до гирла, протяжність якої становить близько 200 км).

Найбільші середньорічні величини просідання рівня спостерігаються у районі с.Літки. Вони викликані виправними роботами на річці для потреб судноплавства та кар'єрними розробками берегів і дна річки Десни. Просідання рівнів води може суттєво впливати на процеси руслоформування, причому як з точки зору їх активізації, так і затухання.

Так, суцільне днопоглиблення русла (в результаті відбору алювію) р.Десна на майже 20-кілометровій ділянці нижче м. Чернігів призвело до зростання середніх глибин до 3-4 м і зниження швидкостей потоку до 0,3-0,4 м/с [21]. Такі заходи "стабілізували" розвиток руслових процесів. Натомість локальні (точкові) забори річкових наносів на інших ділянках спонукають до активізації руслових деформацій як вверх, так і вниз за течією.

На ряді річок Росії (Томь, Обь, Біла, Уфа, Іртиш та ін.) обсяги добування піску і гравійно – галечникової суміші в багато разів перевищують річний стік наносів цих річок, частково це компенсується віддаленим алювієм. Місцеве пониження дна водотоку інтенсифікує розмив дна вище і нижче за течією, планові деформації змінюються висотними деформаціями розмиву. Для заповнення таких кар'єрних виїмок за рахунок природного стоку наносів будуть потрібні десятки і сотні років. Ступінь впливу кар'єрних виїмок на руслові процеси знаходиться в прямій залежності від їх розмірів щодо розмірів річки [13].

Одним з негативних наслідків проведення вищевказаних робіт є зниження рівнів води, оголення водозаборів і водовипусків, підмив мостових опор і переходів, порушення стійкості портових гідротехнічних споруд та погіршення судноплавних умов. Це особливо чітко простежуються при аналізі кривих витрат води, отриманих за ряд років. Так, за даними розрахунків, виконаних по річках Білорусі (Західна Двіна, Німан, Дніпро, Прип'ять, Березина, Сож і ін.). Їх значення на ряді ділянок за період від 50 до 100 років досягли 0,5-1,0 м, а на деяких річках Росії - до 3 м. При значних падіннях рівня води його позначки в маловодні періоди стають менше відміток нулів графіків водостів і відліки рівнів в цей період стають (від'ємними), незважаючи на те, що позначки нулів графіків при відкритті водопосту призначаються на 0,5-1,0 м нижче найнижчого рівня [13].

Однією з важливих проблем для України є вплив осушувальних меліорацій на руслоформування річок. А найкращим індикатором в цьому аспекті виявилися руслоформуючі витрати води [21], так як вони є одним з основних чинників формування русел і добре відображають зміну гідрологічного і гідравлічного режимів водотоків та пов'язують її зморфодинамікою їхніх русел.

Так, на річках з відносно малим відсотком площ осушених земель таких як Стир, Горинь (верхів'я), Уж, Тетерів, Ірша має місце загальне збільшення забезпеченостей руслоформуючих витрат, що обумовлене зростанням зарегульованості стоку цих водотоків водосховищами і ставками. Разом з тим, для таких річок як Тур'я (верхів'я), Радойтавка, Уборть, Вирка, Тня, де осушені території складають 20% і більше від площі їхніх басейнів, прослідковується загальна закономірність - відбувається підвищення абсолютних величин витрат

виходу води на заплаву, що проходять при затопленій заплаві, і зменшення їх забезпеченостей. Це можна пояснити тим, що осушувальні меліорації обумовлюють підвищення величин максимальних витрат води [21].

Збільшення величин руслоформуючих витрат, що проходять при затопленій заплаві в умовах осушення, зумовлено також створенням мережі меліоративних каналів і спрямленням (каналізуванням) деяких ділянок русел річок. Це викликає більш швидкий відтік води з площі басейна, що веде до зростання максимальних витрат. Разом з тим, на таких річках як Вирка, Тня, Уборть відбуваються і певні зміни в морфології русел: внаслідок спрямлення їх ділянок затухають процеси меандрування, а це призводить до «врізання» русел і «просадки» рівнів води. Такі тенденції можуть обумовлювати зростання еродуючої здатності меліорованих земель. Отже, найбільші зміни в абсолютних значеннях і величинах забезпеченостей руслоформуючих витрат мають місце для річок з площею осушених земель більше 20% від загальної площі водозбору, тобто, коли осушувальні меліорації стають переважаючими в розвитку інтенсивності і спрямованості руслових процесів [21].

Осушення впливає на гідроекологічні аспекти руслових процесів на річках [21]. В умовах зростання надходження в русла річок наносів з території водозбору, потік, в багатьох випадках не здатний забезпечити їх транспорт. Це веде до активізації процесів обміління і замулення (особливо малих річок, де транспортує здатність потоку незначна). Тому проведення меліоративних робіт в долинах і на заплавах річок Полісся в певній мірі сприяє їх збереженню. Пов'язане з цим зростання уклонів водної поверхні і швидкостей потоку активізує транспорт наносів, що забезпечує «промивку» русел.

На річках із значною площею осушених земель Стир, Случ, Уборть, Ірпінь, спостерігаються сприятливі і відносно сприятливі гідроекологічні умови прояву руслових процесів. Тобто система «потік-русло» знаходиться в динамічній рівновазі - русло розмивається тільки під час водопілля (проходження русло-формуючих витрат води), а в меженний період відбувається транспорт лише завислих наносів. Це свідчить про відсутність процесів замулення і деградації вказаних річок.

Натомість такі річки як Горинь (верхів'я), Уж, Тетерів, Ірша, де площі осушених земель не перевищують 6-11%, надходження наносів дещо зростає і мають місце відносно несприятливі умови руслоформування. Тут накопичення наносів перевищує їх транспорт (особливо в меженний період) і тому може проявитися тенденція до обміління і замулення русел. Для цих водотоків необхідно розробити і впровадити певні заходи з покращення їх гідроекологічних умов з точки зору прояву руслових процесів [21].

Найбільш поширеними спорудами для захисту від повеней населених пунктів, сільгоспугідь, польдерних і меліоративних об'єктів в заплавах річок є дамби обвалування. Вони являють собою піднесені над поверхнею землі штучні споруди, відсипані або намиті, як правило, із місцевих матеріалів. Найбільший розвиток такі дамби отримали в Китаї, де уздовж берегів Великих китайських річок побудовані дамби довжиною в сотні і навіть в тисячі кілометрів. У Білорусі

в результаті меліоративних робіт побудовано дамб на протязі 4,3 тис. км, в основному в заплавах Прип'яті та її приток.

Дамби обвалування, повністю або частково відгороджують заплаву від русла річки на ділянках різної, іноді дуже великої довжини, сильно впливають на руслові процеси. Дійсно, дамби, перешкоджаючи розвитку планових деформацій, змушують систему «потік - русло» перебудовуватися, переводячи планові деформації у висотні. При цьому планові деформації, характерні для меандруючих річок, змінюються висотними деформаціями розмиву.

У Білорусі особливо чітко ці процеси проявляються в заплавах Прип'яті та її приток. На великих річках світу вони найбільш розвинені в їх дельтах, де зменшення ухилів водної поверхні є цілком закономірним процесом. Крім цього, зміна гідравліки потоку, що викликається дамбами, які перекривають заплави, часто призводить до різко вираженої косоструйності течій, що викликає так званий зосереджений розмив, який надає негативно впливає на стійкість дамб.

У розвинених країнах в поняття регулювання русел включають різні заходи: випрямлення, закріплення берегів і обвалування. Різновидом регулювання є, з одного боку, каналізування русла, тобто повна зміна природної форми поперечного перерізу, з іншого боку - періодичне локальне поглиблення русла на перекатах для поліпшення умов судноплавства і ін. Виключно висока ступінь каналізування русел в процесі регулювання характерна для річок Північної Америки і Західної Європи. Так, після випрямлення 16 закрутів р. Міссісіпі довжина річки скоротилася на 300 км, а ухил збільшився в середньому на 12 %, а місцями у 20 разів. Перетворення русла р. Міссурі з розгалуженого в прямолінійне призвело до зниження меженних рівнів на 3 м за 40 років. У Нідерландах значна частина території затоки Зандерзее відокремлена дамбами від моря і використовується у вигляді польдерів для сільського господарства.

У 1967 році в пониззі річки (Петриківський район) від села Могилів (18 км вище старого гирла Орелі) до смт Кіровське протягом 61 км споруджено штучне річище. Тепер Оріль впадає до Дніпра за 450 км від його гирла, що на 41 км нижче старого річища. На ділянці від села Кільчень до села Могилева річка змінила свою течію. Заплавою Орелі проходить траса каналу Дніпро – Донбас, збудованого в 1970–1981 роках. Гідроспоруди змінили річище – тепер його довжина становить 370 км.

У Мінську в результаті випрямлення, регулювання та облаштування русла природна довжина р. Свислочь (від греблі Заславського водосховища до водовипуску Мінської очисної станції МОС) скоротилася на 12 км (з 63 до 51 км) [13].

Своєрідні руслові деформації виникають під впливом мостових переходів. Всі мостові переходи в тій чи іншій мірі обмежують паводкові потоки і, тим самим, збільшують середню швидкість потоку, що призводить до порушення природної динамічної рівноваги між потоком і руслом. В результаті спорудження мостів і насипів доріг створюється підпір, що приводить до підвищення рівнів води вище за течією, підтоплення угідь, заболочування заплави, а іноді і до підтоплення населених пунктів. Нижче мостових переходів

глибина і тривалість їх затоплення значно менше, ніж в побутових (природних) умовах, отже, і менша кількість наносів відкладається на них, в тому числі за рахунок продуктів підмостового розмиву. Це погіршує структуру заплавних ґрунтів і знижує їх сільськогосподарську продуктивність. У гірських районах при будівництві доріг і мостових переходів земляні роботи часто є причиною виникнення або активізації селевих потоків [13].

Запитання для самоперевірки

1. Руслові деформації, зумовлені діяльністю людини.
2. Замулення водосховищ – «тіло замулення».
3. Розмиви дна і берегів в нижньому б'єфі.
4. Деформації після розробки в руслі кар'єрів.
5. Деформація берегів водосховищ.
6. Місцеві розмиви в нижньому б'єфі.
7. Руслові деформації біля мостових переходів.
8. Деформації неукріплених земляних наносів.

14 ОСНОВНІ ПРИНЦИПИ ПРОГНОЗІВ РУСЛОВОГО ПРОЦЕСУ

До теперішнього часу в теорії руслового процесу в силу ряду об'єктивних причин не створено системи прогнозів, що дозволяє на усіх структурних рівнях руслового процесу відповідати на запити практики про характер деформацій русел річок.

Гідроморфологічна теорія дозволяє вивести основні положення прогнозів руслового процесу у відповідності з основними інженерними завданнями, вимогами і досвідом гідрологічних прогнозів, систематизувати інженерні завдання за характером втручання споруд в природу руслового процесу, а також класифікувати прогнозовані характеристики процесу і регламентувати отримання інформації про них.

14.1 Класифікація інженерних споруд і заходів за характером їх взаємодії з русловим процесом

Відповідно до цільової основи прогнозів облік руслового процесу виконується стосовно вимог водоспоживачів при проведенні ними конкретних інженерних заходів на річках. Як правило, ці заходи здійснюються за допомогою різних споруд, що зводяться в руслі і на заплаві річки. Природний процес видозміни русла і заплави під дією текучої води ускладнюється присутністю в річці споруд. Одночасно і сама споруда впливає як природний, так і видозмінений процес переформовування русла. Усе різноманіття споруд і видів прояву руслового процесу створює велике число форм взаємодії між ними. У кожному конкретному випадку прогноз руслових деформацій складається на основі наукової систематизації або класифікації вказаних форм взаємодії. Для практичних цілей зручніше класифікувати споруди, розподіливши їх по відповідних формах взаємодії з русловим процесом[18].

Ідею про необхідність розділення інженерних споруд по їх впливу на природний розвиток руслового процесу уперше висловив М.Є. Кондратьєв [18]. Подальший розвиток цих засад привів до необхідності покласти в основу класифікації принцип впливу інженерних споруд і заходів на визначальні чинники руслового процесу і принцип цілеспрямованої інженерної дії на руслові деформації.

Перший з них дозволяє розглядати взаємодію споруд і руслового процесу як частину антропогенної діяльності, що проводиться в річкових басейнах, і виділити, разом з цією частиною, агротехнічні заходи на водозборах. Ці заходи здатні докорінно змінити визначальні фактори руслового процесу і, тим самим, впливати на його природний розвиток. Другий принцип полягає у виділенні головних тенденцій переформовування руслових форм і тих інженерних споруд, які здатні впливати на ці форми. З цього принципу випливають три наслідки, які

враховуються в класифікації. По - перше, необхідно виявити причинно-наслідкові зв'язки між певним видом споруди і типом морфологічного перетворення. Два інші наслідки включають виділення типів руслових форм і видів споруд.

Відповідно до міри інженерного впливу на визначальні чинники руслового процесу усі річкові споруди і заходи розділяються на два класи – активні і пасивні (таблиця 14.1) [18]. Зведення активних споруд призводить до зміни визначальних чинників, пасивні спорудження на чинники не впливають.

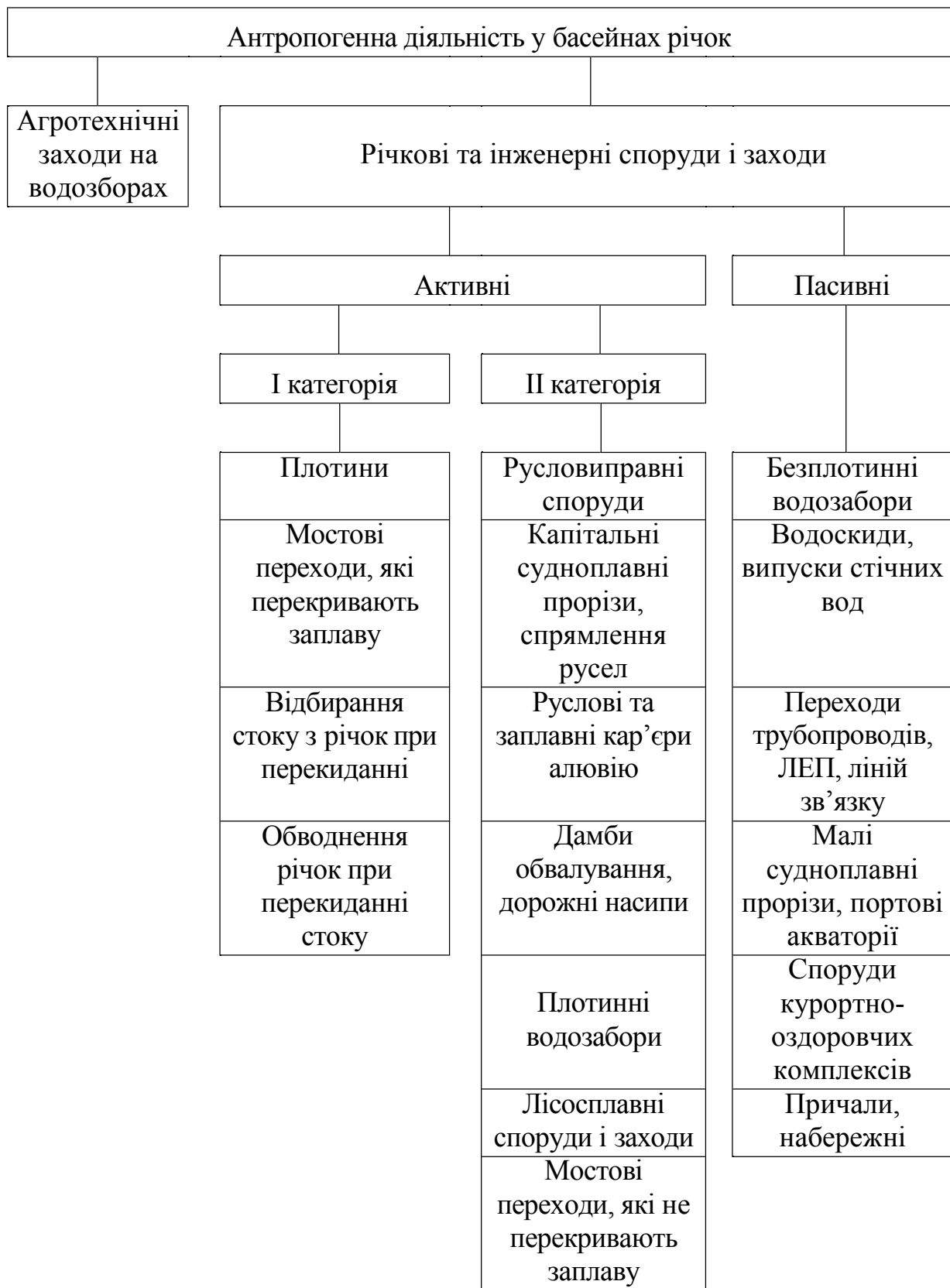
Активні споруди підрозділяються на дві категорії. Будівництво споруд I категорії призводить до однонапрямленої зміни характеристик одного, двох або трьох визначальних чинників в масштабі усієї річки або її частини, що охоплює ряд макроформ або морфологічно однорідних ділянок. Оскільки закономірне поєднання визначальних чинників створює тип руслового процесу, то їх зміна може привести до зміни цього типу, до виникнення нових значень характеристик потоку і русла. Останнє призводить до зміни руслових утворень на інших структурних рівнях, тобто на рівнях мезоформ і мікроформ. У I категорію включені: греблі гідровузлів, будівництво яких призводить до зміни рідинного і твердого стоку і обмежуючих чинників; мостові переходи, які перегороджують і обмежують розвиток русла та сприяють створенню нового режиму руху води і наносів; заходи по істотному відбиранню рідинного стоку з річок в канали міжбасейнового перерозподілу води, які викликають корінну перебудову режиму твердого стоку нижче відведення; заходи по обводненню річок при використанні їх як трактів перекидання стоку або при скиданні в них води, що подається по каналу [18].

Зона впливу вказаних споруд і заходів може поширюватися як на всю довжину річки, так і на її частину, охоплюючи ряд макроформ або морфологічно однорідних ділянок. Проте практично завжди здійснення споруд і заходів I категорії призводить до перебудови руслових форм на усіх структурних рівнях, причому по-різному в кожному випадку інженерної дії. У I категорію можуть включатися і інші види інженерної діяльності, схожі за характером дії на русловий процес, наприклад, агротехнічні заходи на водозборі, що призводять до корінної зміни стоку води і твердого стоку.

Дія споруд II категорії призводить до локальної зміни деяких характеристик визначальних чинників, що не зачіпає корінної перебудови типу русла, а торкається лише розвитку руслових перетворень на рівні мезоформ і мікроформ. Тому стійкість таких споруд завжди залежить від природних змін русел на рівні макроформ [18].

Склад споруд II категорії вказаний в таблиці. 14.1 [18]. Серед них можна виділити групу споруд, що зводяться з метою управління русловим або заплавним процесом. Це русловиправні споруди, великі судноплавні прорізи і прорізи-канали, що випрямляють закрути русел, греблі обвалування. Інші споруди II категорії по своїй дії на русловий процес близькі до руслорегулюючих споруд.

Таблиця 14.1 – Класифікація річкових інженерних споруд [18]



Так, наприклад, дорожні насипи, що влаштовуються на заплаві уздовж русла річки, впливають на русло, як одностороннє обвалування; дію підводних

кар'єрів можна порівняти із заходами по облаштуванню днопоглиблювальних прорізів і випрямленню русла і т. д.

Будівництво деяких споруд може призводити до помітної зміни визначальних чинників руслового процесу і руслових форм на усіх структурних рівнях. Це спостерігається при обвалуванні протяжних відрізків річок, що охоплюють морфологічно однорідні ділянки, при вилученні з кар'єрів об'ємів алювія, що перевищують об'єми твердого стоку; при багаторічній акумуляції руслоформуючих наносів у водосховищах водозаборів гребель. У таких випадках ці споруди можуть бути віднесені до споруджень I категорії [18].

Конструктивні особливості пасивних споруд, їх розміри, місце розташування і тривалість експлуатації такі, що вони не можуть змінити на помітному протязі ні гідравлічні параметри потоку, ні режим транспорту наносів, ні обмежуючі чинники. Проте при масовому зведенні на річці подібних споруд їх ефект дії на визначальні чинники може бути таким же, як у активних споруд: наприклад, коли на річці є багато невеликих водозаборів. В протилежність спорудам I категорії пасивні споруди впливають на усі типи руслових форм [18].

Облік руслового процесу при проектуванні пасивних споруд полягає у визначенні руслових форм, під вплив яких попадає конкретна споруда і у визначенні діапазону їх деформацій. Якщо споруду не можна розмістити за межами знайдених меж деформацій, то завдання його розміщення вирішується або шляхом стабілізації русла за допомогою руслорегулюючих споруд II категорії, або шляхом відшукування нового, прийняттого по розвитку деформацій, ділянки місця розташування споруди, або шляхом розробки принципово нової конструкції споруди, що дозволяє уникнути впливу руслових деформацій.

4.2. Класифікація руслових прогнозів

Нині теорія і методологія прогнозування на загальносистемному філософському рівні як в нашій країні, так і за кордоном розроблена недостатньо [18], немає єдності поглядів у визначенні прогнозу, у виборі підстав або ознак для класифікації прогнозів і т. д.

У гідрології, за визначенням О. І. Чеботарьова [18], прогноз визначається як передобчислювання з різною завчасністю і мірою точності того або іншого режиму або явища, ґрунтоване на знанні закономірностей розвитку гідрометеорологічних процесів, що визначають це явище в конкретних умовах цієї річки, озера або водосховища. Стосовно руслового процесу прогноз визначається як передобчислювання в просторовому або часовому інтервалі будь-якої зміни морфологічної будови русла, ґрунтоване на знанні закономірностей розвитку руслових процесів, що визначають це явище в конкретних умовах цього потоку.

Виходячи з природи руслового процесу та потреб його обліку при будівельному проектуванні, розрізняють руслові прогнози за наступними ознаками: загальноцільовому призначенню, генезису потоку, виду потоку, схемі взаємодії з інженерними спорудами і заходами, часу передобчислювання, методам передобчислювання. Відповідно до ознак розрізняють види руслових прогнозів показані у таблиці 14.2 [18].

За ознакою загальноцільового призначення виділяються прогнози науково-пізнавальні, інженерні і природоохоронні. Перші розробляються для цілей розвитку знань про природні процеси. Інженерні прогнози враховують конкретні вимоги споживачів, пов'язані з господарською діяльністю на ріках, спеціальні природоохоронні прогнози виконуються у разі будівельного проектування для оцінки наслідків інженерної дії на природні об'єкти.

Таблиця 14.2 – Класифікація руслових прогнозів [18]

Ознака прогнозу	Вид прогнозу
За загальноцільовим призначенням	- Науково-пізнавальні, - інженерні, - природоохоронні
За генезисом потоку	- Прогнози для природних потоків, - прогнози для штучних потоків
За видом потоку (річки)	- Прогнози для рівнинних річок, - прогнози для гірських річок, - прогнози для річок в особливих умовах (мерзлота, карст та ін.) - канали і каналізовані русла
За характером взаємодії інженерних споруд з русловим процесом	- Прогнози при спорудах I категорії, - прогнози при спорудах II категорії, - прогнози при пасивних спорудах, - прогнози на урбанізованих ділянках річок
За часом передобчислювання	- Прогнози стадій розвитку руслових форм, - прогнози циклів розвитку руслових форм
За методами прогнозів	- Гідроморфологічні, - гідравліко-морфометричні, - моделювання

Ознака «генезис потоку» введений для розділення прогнозів, що виконуються для природних і штучних потоків і для річок та каналів. До штучних потоків відносять канали і канали-річки із заданими типами процесу.

За ознакою «вид потоку» розрізняють прогнози для рівнинних річок і для

гірських річок, а також для річок з особливим характером протікання руслових процесів (зони вічної мерзлоти, пустель, карстових областей, на ділянках суцільної стабілізації їх русел та ін).

Основою для виділення прогнозів за ознакою «характер взаємодії інженерних споруд з русловим процесом» служить класифікація споруд, розглянута в таблиці 14.1, тому виділяють прогнози для споруд I категорії, II категорії і пасивних споруд, а також прогнози руслового процесу на урбанізованих ділянках річок, що характеризуються складним взаємовпливом безлічі споруджень різних видів [18].

В абсолютному вираженні час протікання явищ руслового процесу на різних структурних рівнях дуже різний. Так, час проходження грядями своєї довжини (період їх руху) коливається від хвилин до десятків доби; період сповзання мезоформ складає від декількох діб до декількох років; повний же цикл розвитку макроформ, наприклад закрутів, може тривати і сотні діб і сотні років. Тому в якості основи для ділення руслових прогнозів за часом передобчислювання враховують час повного генетичного циклу розвитку руслової форми або явища на певному структурному рівні.

Оскільки розрахунковий час експлуатації споруди, на яку виконується прогноз, за тривалістю може істотно поступатися часу повного циклу розвитку руслової форми, вводять ще один вид часового прогнозу, а саме прогноз стадій розвитку руслових форм, тобто окремих частин повного циклу.

Метод прогнозу руслових процесів повинен відповідати завданням дослідження або проектування, складності явища руслового процесу, точності прогнозу та ін., тому виділяють: гідроморфологічні, гідравліко-морфометричні прогнози і моделювання.

14.3 Класифікація прогнозованих елементів руслового процесу

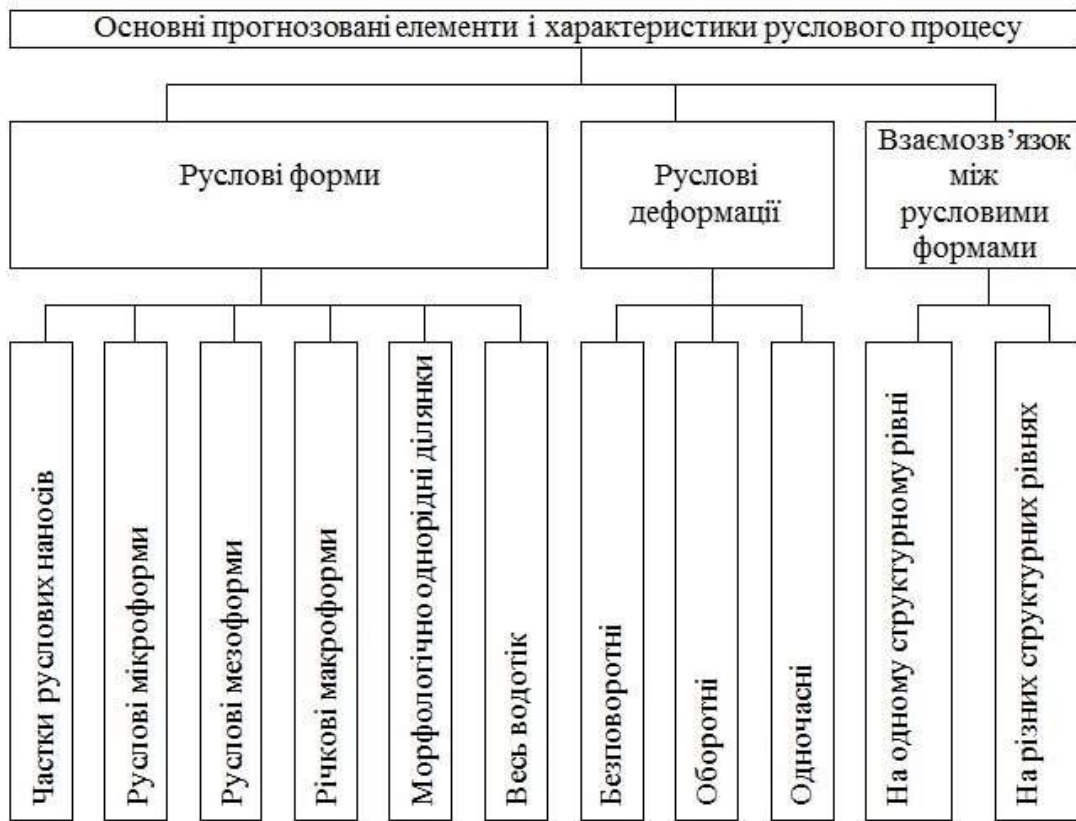
Основою для даної класифікації служать властивості руслового процесу, які виражаються через елементи і характеристики руслового процесу. У таблиці 14.3 представлена класифікація прогнозованих елементів і характеристик руслового процесу, яка в системі прогнозів розглядається спільно з класифікацією прогнозів.

Основна властивість руслового процесу – його дискретність, відображається в класифікації поділом руслових форм на шість типів: окремі частки руслових наносів, руслові мікроформи, руслові мезоформи, річкові макроформи, морфологічно однорідні ділянки, увесь потік. Виділені в таблиці. 14.2 [18] види прогнозів повинні виконуватися стосовно відповідних руслових форм.

При розробці прогнозу необхідно враховувати спрямованість зміни руслових форм, тобто певний характер деформацій русла. У гідроморфологічній теорії встановлено, що зміна річкових русел може відбуватися двома різними шляхами: внаслідок однонапрямлених безповоротних деформацій і в результаті

різноспрямованих, знакозмінних оборотних переформовувань, які не змінюють статистичних характеристик русел. На деяких ділянках річок, наприклад, в нижніх б'єфах гідровузлів, ці деформації проявляються одночасно. Тому виділений третій вид деформацій – одночасні.

Таблиця 14.3 – Класифікація прогнозованих елементів і характеристик руслового процесу [18]



Важливою властивістю руслового процесу є взаємодія між дискретними русловими формами. Вона може проявлятися на одному або на різних структурних рівнях руслового процесу. Наприклад, штучне випрямлення закруту на морфологічно однорідній ділянці вільно меандруючого русла може призвести до зміни процесу розвитку усієї серії меандр, макроформ, що відносяться до одного структурного рівня. Воно викличе також порушення природного режиму руху руслових форм на інших рівнях, тобто на рівнях мезоформ і мікроформ, особливо на ділянці, що пролягає нижче. Така особливість руслового процесу також повинна враховуватися при складанні руслових прогнозів.

Запитання для самоперевірки

1. Класифікація інженерних споруд.
2. Класифікація заходів за характером їх взаємодії з русловим процесом.
3. Класифікація руслових прогнозів.
4. Класифікація прогнозованих елементів руслового процесу.

Джерела та література

1. Барышников Н.Б, Попов И.В. Динамика русловых потоков и русловые процессы. / Л.: Гидрометеиздат, 1988. 455 с.
2. М.А. Динамика русловых потоков. Т.1. Структура потока. / М.: Гос. Изд-во технико-теоретической лит-ры, 1954. 323 с.
3. Гришанин К.В. Динамика русловых потоков. / Л.: Гидрометиздат, 1979. 312 с.
4. Гришанин К.В. Теория руслового процесса. / М.: Транспорт, 1972. 215 с.
5. Гришанин К.В. Основы динамики русловых потоков. / М.: Транспорт, 1990. 320 с.
6. Кондратьев Н.Е. Русловой процес. / Под ред. Кондратьева Н.Е. / Л.: Гидрометиздат, 1959. 371 с.
7. Попов И.В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. 2-е изд. / Л.: Гидрометиздат, 1969. 363 с.
8. Антроповский В.И. Связь типов руслового процесса с определяющими факторами. / Труды ГГИ, Вып. 183, 1970. С. 70-80.
9. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. / М.: Изд-во АН СССР, 1955. 344 с.
10. Гринвальд Д.И., Никора В.И. Речная турбулентность. / Л.: Гидрометеиздат, 1988. 153 с.
11. Гришанин К.В. Динамика русловых потоков. / Л.: Гидрометиздат, 1969. 428 с.
12. Караушев А.В. Речная гидравлика. / Л.: Гидрометиздат, 1969. 416 с.
13. Макаревич А.А. Речной сток и русловые процессы: Текст лекций. / Минск: БГУ, 2016. 202 с. <http://www.studfiles.ru/preview/562191> (2.05.2017).
14. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. / Л.: Гидрометиздат, 1973. 456 с.
15. Великанов М.А. Движение наносов. / М.: Изд-во министерства речного флота СССР, 1948. 210 с.
16. Лебявский С. Введение в речную гидравлику. / Л.: Гидрометиздат, 1961. 228 с.
17. Великанов М.А. Динамика русловых потоков. Т.2. Наносы и русло. / М.: Гос. Изд-во технико-теоретической лит-ры, 1955. 323 с.
18. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снисенко Б.Ф. Основы гидро морфологической теории руслового процесса. / Л.: Гидрометиздат, 1982. 272 с.
19. Барышников Н.Б. Руководство к лабораторным работам по динамике русловых потоков и русловых процессах / Л.: Гидрометиздат, 1991. 224 с.
20. Леви И.И. Динамика русловых потоков. / М.–Л.: Госэнергоиздат, 1957. 252 с.
21. Ободовський О.Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України) – К.: Ніка-Центр, 2001. 274 с.
22. Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излуины. / Научный редактор Р.С. Чалов. М.: Изд-во МГУ, 2004. 371 с.
23. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. / Под ред. Н.И.Маккавеева. М.: Изд-во Московского ун-та, 1979. 234 с.
24. Коноваленко О. Типи русел гірських річок та їх поширення на прикладі басейну Верхньої Тиси. / Вісник КНУ. Географія. №54. 2007. С.48-49.

Навчальне електронне видання

Даус Марина Євгенівна

ДИНАМІКА РУСЛОВИХ ПОТОКІВ І РУСЛОВІ ПРОЦЕСИ

Конспект лекцій

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул.Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс; (0482) 32-67-35

Е-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016

