

ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ

УДК 911.2

Юрій ЮЩЕНКО

**ЗАГАЛЬНА ЗАКОНОМІРНІСТЬ САМОФОРМУВАННЯ
АЛЮВІАЛЬНИХ РУСЕЛ**

У статті [6] автором спільно з Н.С.Знаменською було показано, що існують найбільш загальні (генералізовані) закономірності формування розмірів та поздовжніх похилів алювіальних русел. Але вважалося, що вони носять корелятивний характер (зокрема не відповідають вимогам принципу розмірностей). Крім того вони не були прямо взаємопов'язані. У даній статті робиться спроба вирішити ці питання.

Залежність кроків мезоформ від руслоформуєчих витрат води відображає не просто їх зростання, а ідентичність, інваріантність морфогенезу як у величезному діапазоні абсолютних розмірів системи, так і у найрізноманітніших природних умовах. Власно основні зміни морфогенезу пов'язані з процесами активізації або пасифікації геоструменів, тобто з дією головних факторів їх розвитку. Питання про руслоформуєчі витрати води виникає внаслідок їх мінливості. Без принципового його рішення неможливо давати узгоджену, однорідну, загальну оцінку умов та процесів руслоформування [7,9,10]. Воно пов'язане з одного боку зі схемою подвоєння кроків активних мезоформ, а з другого з порівнянням активних і пасивних режимів. Активність, при цьому, у першу чергу пов'язується з розвитком єдиного квазірівномірного і квазіпрямолінійного струменя. Розвиток мезоформ супроводжується зростанням витрат води і зменшенням їх забезпеченості.

Змінам кроку форм вдвічі відповідають зміни витрат приблизно у 2,7 рази. Зміни забезпеченості відбуваються від 50% приблизно до 10% [12, с.187; 3, с.29; 6; 7].

Порівняння активних і пасивних режимів означає порівняння у першу чергу прямолінійних та звивистих русел, оскільки у розгалужених витрати як правило просто ділиться, а потік значно розпластується. На наш погляд коректним буде порівняння відносно витрат однакової забезпеченості, а саме "вищого" інтервалу або діапазону. Це можна пояснити на прикладі переходу від прямолінійного до меандруючого русла або навпаки. Характер гідрографу на сусідніх ділянках приблизно однаковий. Значить витрати меншої забезпеченості, характерні для розвитку побочнів, на ділянці меандрування також руслоформуєчі, але виконують "іншу роботу". І.Ф.Карасьов пропонує їх називати "заплавоформуєчими" [9, с.75-76]. Вони спостерігаються у діапазоні змін витрат від досягнення брівок до екстремальних (досить низької забезпеченості). В таких умовах саме при порівнянні відносно них кроки звивин будуть зменшені. І це є об'єктивним наслідком вільного розвитку меандрування.

Для річок питома (кілометрова) потужність і швидкість дисипації складають γQI . Використання цього показника надзвичайно розповсюджене і глибоко обґрунтоване у руслових дослідженнях. Якщо вилучити з нього вплив величини річки, то отримаємо показник пов'язаний у першу чергу з поздовжніми похилами. Гідрометричний та загальногідрологічний їх аналіз виконано І.Ф. Карасьовим [8]. Він поділив їх на локальні, часткові та загальні. Часткові відповідають осередненим умовам руху води на морфологічно однорідній ділянці русла. Їх можна найбільш надійно (з гідрометричної точки зору) визначати. І вони є найбільш інформативними для аналізу функціонування системи потік-русло (СПР). Зокрема вони вказують на характер формування гідравлічного опору і рівня дисипації енергії.

Поздовжні похили змінюються також у режимному відношенні. Різниця між ними на локальних ділянках поступово зменшується при наближенні до руслоформуєчих витрат води. При цьому також формується розвинута (в ідеалі квазірівномірна і цілісна) транзитна

область потоку. Такого роду похили найбільш важливі для аналізу руслових процесів. В.В. Ромашин запропонував називати і визначати їх як поздовжні похили днища долини [14]. Це відповідає також підходам Е. Лейна [11], П. Аккерса та Ф. Чарлтона [1], а також інших дослідників. Про “скат місцевості”, як провідний фактор розвитку русел говорив також В.М. Лохтін.

Раніше автором спільно з Н.С. Знаменською була отримана залежність $I = f(Q_p)$ [6;15]. Її відмінність від відомих залежностей та QI-діаграм) полягала по-перше в окремому розгляді впливу крупності руслоформуючих наносів; а по-друге у врахуванні даних про СПР самих різних розмірів – починаючи від лотків та моделей і завершуючи найбільшими річками.

Вплив крупності руслоформуючих наносів було враховано автором у вигляді сімейства ліній для різних середніх діаметрів на базі інформації з літературних джерел та особистих досліджень [15]. Було запропоновано також аналітичний вираз:

$$I = A \cdot Q^{-1/3} \tag{1}$$

Це відповідає даним багатьох інших досліджень. Зокрема відома спрощена формула С.І.Рибкіна [1947]:

$$I = \frac{0,000378}{Q^{0,35}} \tag{2}$$

Для крупних наносів В.С.Лапшенков [10] отримав формулу:

$$I = 0,000315 \frac{d^{0,92}}{Q_p^{0,37}} \tag{3}$$

М.О.Ржаніцин наводить такі залежності [12]:

на стор.217
$$I = \frac{\varphi}{Q_p^{0,22+0,16}} \tag{4},$$

а на стор. 232
$$I = \frac{0,0066}{Q_m^{0,54}} \tag{5}$$

В середньому отримуємо степінь при витраті – 0,36.

Аналізуючи найбільш загальні закони розвитку поздовжніх профілів річок Р.С.Чалов приходиться до висновку, що для рівнинних річок основною залежністю виступає [2, с.101]:

$$I \cdot Q^m = \text{const} \tag{6}$$

Степінь при витраті змінюється від 0,3 до 0,67. максимальні значення пов'язані з дослідженнями М.І.Маккавєєва для різних умов транспорту наносів (ступеня завантаженості системи наносами).

Мета і завдання: розкрити зв'язок між залежностями для кроків і поздовжніх похилів алювіальних русел річок і показати, що вони відображають найбільш загальну закономірність їх самоформування.

Залежності $I = f(Q_p)$ було уточнено нами за рахунок використання додаткової інформації про лабораторні дослідження, деякі крупні річки, а також ділянки річок пере навантажені піщано-супіщаними наносами. Аналітичний вираз цієї залежності такий:

$$I = 0,0008 \cdot Q^{-1/3} \tag{7}$$

Як бачимо вона відрізняється від формули С.І.Рибкіна [13] коефіцієнтом і несуттєво показником степеня. Підвищення коефіцієнту (тобто похилів) пов'язане з тим, що до уваги беруться у першу чергу активні процеси (як в лабораторних, так і у природних умовах).

Дослідження додаткових залежностей для крупних руслоформуючих наносів за даними про річки Українських Карпат і Поділля [17; 18; 19] показали, що вони з одного боку принципово відповідають закону “-1/3”, а з другого носять регіональний характер (змінюється коефіцієнт).

Дані про поздовжні похили можна використати в аналізі енергійності СПР. Як вже було відмічено, питома (або кілометрова) потужність, тобто рівень дисипації механічної енергії,

складає:

$$N' = D' = \gamma QI = \gamma(VBh)I = \gamma B(VhI) \quad (8)$$

В.Г.Глушков називав величину VhI роботою, що виконує потік на 1 м^2 дна [5, стор. 336]. Він вважав, що від неї залежить рух наносів. На наш погляд вона визначає також і ефективність руху самого потоку. Вона лежить в основі багатьох уявлень (та розрахункових методів) про транспортуючу здатність руслових потоків. Наприклад В.С. Лапшенков вважав [10, с.46] що: “Эта мощность расходуется на трение о дно и воздух, на поддержание в действии механизма турбулентности потока и вторичных течений и, наконец, на транспортирование наносов”.

З іншого боку VhI можна розглядати як добуток швидкості на захоплюючу силу. Такий добуток цікаво порівняти з уявленнями про опір руху твердого тіла у рідині або газі і відповідною дисипацією енергії [4, с.24]:

$$D = V \cdot F_T, \text{ де} \quad (9)$$

F_T – сила опору. Організація процесів дисипації при цьому не розглядається. При переході до розгляду внутрішньої задачі вивчення процесів дисипації, „організації” внутрішнього опору стає основним. Але уявлення про самоорганізовані струмені дозволяють перейти до нової постановки зовнішньої задачі. Вона стає пов’язаною з самоорганізацією, що дозволяє у певному відношенні уникнути необхідності досліджувати всю складну систему внутрішніх процесів, і розглядати тільки загальні результати. На наш погляд саме таку – нову, самоорганізаційну трактовку зовнішньої задачі можна застосувати до опису геоструменевого руслоформування в алювіальних руслах річок.

Розглянемо залежності $L = f(Q)$ та $I = f(Q)$. Запишемо їх узагальнено так:

$$L = K_1 \cdot Q^{2/3} \quad (10)$$

$$I = K_2 \cdot Q^{-1/3}$$

Їх можна об’єднати оскільки вони описують однорідний процес самоформування русел:

$$I Q^{1/3} = K_2, \quad (11)$$

$$L \cdot K_2 = K_1 \cdot (I \cdot Q^{1/3}) \cdot Q^{2/3}, \quad (12)$$

$$L = K_1 / K_2 I Q, \quad (13)$$

$$KL = QI, \quad (14)$$

Цю залежність можна назвати основним рівнянням геоструменевого руслоформування алювіальних русел річок. Розкриваємо Q :

$$KL = VBhI \quad (15)$$

$$K \cdot L/B = K \cdot S = VhI, \text{ де} \quad (16)$$

S - стиснутість або стягнутість потоку та русла. Коефіцієнт k можна назвати кінематичним коефіцієнтом дисипації:

$$D'' = K_D \cdot S = VhI, \text{ де} \quad (17)$$

D'' – показник питомої одиничної дисипації, що відповідає питомій одиничній потужності – VhI . Одиничні величини (на одиницю ширини) є репрезентативними для плоских потоків.

Відомо, що швидкості (при інших рівних умовах) слабо змінюються вздовж річок. Це є відноситься і до захоплюючої сили hI . Таким чином їх добуток можна використовувати як орієнтир відносно якого можна порівнювати K_D . Очевидно, що він зростає при зменшенні S і навпаки. Його орієнтовні значення для області активного руслоформування складають $0,0004 - 0,0002 \text{ м}^2/\text{с}$.

Коефіцієнт дисипації K_D пов’язаний з коефіцієнтом Шезі (та коефіцієнтом гідравлічного опору):

$$2g K_D \cdot S = 2g VhI = 2g V V^2/C^2 = 2g/C^2 \cdot V^3, \text{ де} \quad (18)$$

V^3 можна вважати показником дисипації енергії на певному відрізку русла, а $2g/C^2 = \lambda$ - осередненим для цих же умов коефіцієнтом гідравлічного опору. Якщо розглядати однорідні

умови руслоформування, то $2gS \rightarrow \text{const}$ і $V^3 \rightarrow \text{const}$, тоді $K_D \sim \lambda$.

В основному рівнянні геоструменевого руслоформування значну роль грає показник S . Поняття про нього було введено автором у 1998 році [16]. Воно базується на уявленнях про абсолютні порядки кроків руслових форм [7; 15]. Така ідея є логічним продовженням ідей дискретності в дослідженнях річкових систем, їх характеристик, а також руслових процесів. Н.С.Знаменська провела значне обґрунтування відповідної схеми подвоєння кроків [7]. У даному дослідженні такий підхід використовується як метод розрахунку (оцінок) S :

$$S = L_{\text{порядкове}} / V_{\text{русла дійсне}} \quad (19)$$

Причому розраховані значення заокруглюються до подвійної шкали (1;2;4;8;16) [16]. Даний показник дозволяє оцінювати вплив зовнішніх обмежень крізь призму процесів геоструменевої самоорганізації. Він показує реакцію системи на дію фактору обмежень. Для стрічкових гряд характерні значення $S=8$, для побочнів 4 та 2, для вільного меандрування – 8, для розгалужень 2, 1 і навіть менше. Найбільших значень (16) стягнутість досягає у горах. Для досліджень ефективності транспортування наносів (на одиницю ширини) можна замість ширини русла використовувати ширину смуги руслоформування :

$$S = L_n / V_{\text{ср./ф.}} \quad (20)$$

Велике значення S для вільного меандрування відповідає уявленням про особливу самоорганізацію функціонування СПР в цих умовах. Але виграш у стягуванні русла та струменя поєднується тут з програшем у величинах пройденого шляху, збільшенням ширини смуги руслоформування та іншим. Все це відображає об'єктивну складність розвитку самоорганізаційних процесів.

Описаний підхід відкриває нові можливості в аналізі руслоформування річок. Можна розглядати зміни VhI як рівня ентропії (швидкості її породження). Відносно них можна судити про ефективність функціонування системи. Процеси самоформування відображає також порівняння S з числами Глушкова. Величини L порядок (L_n) можна використовувати при оцінці величини (рангу) островів:

$$K_0 = L_n / L_{\text{дійсне}}, \quad (21)$$

де L_n відноситься до Q_p основних проток.

Принципово важливим висновком з основного рівняння геоструменевого руслоформування є також підтвердження уявлень про взаємний зв'язок енергетичних та морфологічних процесів:

$$S = VhI / K_D \quad (22)$$

Ще одним висновком є важливе уявлення про існування загальної внутрішньо зв'язаної системи залежностей:

$$\begin{aligned} L &= K_2 \cdot Q^{2/3}, \\ V &= K_2 \cdot Q^{2/3}, \\ H &= K_3 \cdot Q^{1/3}, \\ I &= K_4 \cdot Q^{-1/3}, \\ S &= L / V = VhI / K_D \end{aligned} \quad (23)$$

Вона дає можливість розвивати судження про загальні основи нелінійності гідроморфологічних та морфометричних зв'язків і проявів масштабних ефектів. Загальний вид нелінійності в даній системі можна назвати головним масштабним ефектом. В реальних природних умовах він може поєднуватись з географічними проявами нелінійності (географічними масштабними ефектами). Такі уявлення також ув'язуються з законом факторної відносності М.І.Маккавєєва. У зв'язку з суттєвою нелінійністю зв'язків у дисипативних системах поряд з принципом розмірностей в їх дослідженнях повинен використовуватись принцип позамасштабності (тобто виключення масштабного ефекту). Це відповідає, зокрема, вимогам теорії подібності.

Література:

1. Ackers P., Chartton F. The slope and resistance of small meandering channels. Proc. Inst. Civil Eng. 1970. Pap. 7362 – S p. 349 - 370
2. Алексеевский Н.И., Чалов Р.С. Движение наносов и русловые процессы. М. Изд-во МГУ. 1997. 166с.
3. Алтунин С.Т. Регулирование русел. М. Сельхозгиз. 1956. 336с.
4. Великанов М.И. Динамика русловых потоков. Л. Гидрометеорологическое издательство. 1949. 473с.
5. Глушков В.Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. Изд-во АН СССР М. 1961. 416с.
6. Знаменская Н.С., Ющенко Ю.С. Масштабные превращения русловых форм. Труды ЛПИ и ЛГМИ. 1987. Вып. 98. с.84-88
7. Знаменская Н.С. Гидравлическое моделирование русловых процессов. Л. Гидрометеиздат. 1992. 240с.
8. Карасев И.Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. Л. Гидрометеиздат. 1980. 310с.
9. Карасев И.Ф., Коваленко В.В. Стохастические методы речной гидравлики и гидрометрии. Л. Гидрометеиздат. 1992. 208с.
10. Лапшенков В.С. Прогнозирование русловых деформаций в бьефах речных гидровузлов. Л. Гидрометеиздат. 1979. 239с.
11. Lane E.A. A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material. U.S.Army Eng. Div., Missouri River, Corp Eng., Omaha, Nebr., M.R.D. Sediment Ser., 1957. Rep. N.V.F. 981, № 9, p.22
12. Ржаницын Н.А. Руслоформирующие процессы рек. Л.Гидрометеиздат. 1985. 263с.
13. Рыбкин С.Н. Морфометрическая классификация рек. Метеорология и гидрология, 1947 №4
14. Ромашин В.В. Типы руслового процесса в связи с определяющими факторами. Труды ГГИ. 1968. Вып. 155. с.56 – 63
15. Ющенко Ю.С. Методика прогноза русловых процессов на антиреке (на примере верхней Сухони). Автореф. Дис. На соиск. Уч. Ст. канд. Геогр. Наук. Ленинград. 1986. 20с.
16. Ющенко Ю.С. Дослідження ширин русел річок українських Карпат. Наук. Вісник Черного ун-ту. Вип.. 31. Географія. Черн. ЧДУ. 1998. с.8-13
17. Ющенко Ю.С. Природні умови формування русел основних річок Закарпаття. Наук. вісник Черн. ун-ту. Вип.. 49. Географія. Чернівці. ЧДУ. 1999. с. 3-9
18. Ющенко Ю.С. Огляд характерних особливостей русел подільських приток Дністра. Наук. вісник Черн. ун-ту. Вип.. 49. Географія. Чернівці. ЧДУ. „Рута”. 2002. с. 26-30
19. Ющенко Ю.С. Природні умови і закономірності формування русел основних річок Передкарпаття. Зб. Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. Т.4. 2002 р. Київ – Луцьк. РВВ Луцького ДТУ. С.119 - 122

Summary:

Yuri Youshchenko. GENERAL REGULARITY OF SELF FORMED OF ALLUVIAL CHANNELS.

The principal parameters of stream – alluvial channel systems are examined in the given research paper. Also given the main equation of it's self formed.