

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ЗБІРНИК МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК
ДО ПРАКТИЧНИХ ЗАНЯТЬ
З ДИСЦИПЛІНИ
«ГІДРОЕКОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД»**

Одеса 2011

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ

ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ЗБІРНИК
МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК**
до практичних занять
з дисципліни
«ГІДРОЕКОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД»

для студентів спеціальності "Екологія та охорона
навколишнього середовища"

«Затверджено»
на факультеті магістерської та
аспірантської підготовки

Одеса 2011

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНІ ПОЛОЖЕННЯ	4
1 ГІДРОГЕОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ	6
2 ОЦІНКА ПРИПЛИВУ ПІДЗЕМНИХ ВОД ДО РУСЕЛ РІЧОК	25
3 ГІДРОХІМІЧНЕ КАРТУВАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД	27
4 ВИЗНАЧЕННЯ ПІДЗЕМНОГО СТОКУ НА ОСНОВІ ГЕНЕТИЧНОГО ПІДХОДУ А.М. БЕФАНІ	29
5 ВИЗНАЧЕННЯ ПІДЗЕМНОГО ІОННОГО СТОКУ	42
СПИСОК РЕКОМЕРДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	46

ЗАГАЛЬНІ ПОЛОЖЕННЯ

Мета та задачі

В збірнику методичних вказівок з дисципліни «Гідроекологія підземних вод» розглядаються розділи, що стосуються методів визначення природного іонного стоку річок при відсутності даних спостережень.

Метою методичних вказівок є формування вміння використовувати існуючі просторово-часові узагальнення про підземний природний стік річок та його сольовий склад.

Задача методичних вказівок – вироблення практичних навичок при складанні пояснювальної записки або розділів наукових проектів, актів обстеження, актів експертиз щодо вивчення гідрологічних, гідрогеологічних, гідрохімічних властивостей підземних вод та оцінки можливості їх використання для водогосподарських потреб, або їхнього впливу на екологічний стан річок, що живляться цими водами.

У результаті виконання завдань з наведеної збірника практичних робіт студенти повинні:

знати

- основні гідрогеологічні райони, що існують на території України;
- основні принципи статистичного районування за гідрохімічними ознаками, виконаними Горєвим та Пелешенко;
- формули розрахунку норм річного підземного стоку за методом А.М. Бефані;
- формулу для визначення іонного стоку річок;

вміти

- зробити опис основних водоносних горизонтів, розташованих на досліджуваній території або у межах досліджуваного водозбору;
- визначати за результатами гідрохімічного районування (Горєв, Пелешенко) та формулою сольового складу концентрації головних іонів поверхневих та підземних вод;
- визначати приплив підземних вод до річки на основі формули А.М. Бефані, розробленої для невивчених у гідрологічному відношенні річок;
- визначати іонний стік підземних вод невивчених річок.

Контрольні запитання.

1. Назвати основні гідрогеологічні райони на території України.
2. Описати сутність гідрохімічного районування поверхневих та підземних вод України, виконаного Пелешенко та Горєвим.
3. Записати формулу А.М. Бефані для визначення норм припливу підземних вод до річки.
4. Описати послідовність визначення стоку підземних вод для невивчених у гідрологічному відношенні територій.

При виконанні практичних завдань з дисципліни «Гідроекологія підземних вод» студент повинен виконати наступні роботи:

- Визначення підземної складової стоку.
- Визначення іонного стоку.

Сума балів складає 45, з яких:

1. Виконання розрахунків – 5 балів за весь модуль.
2. Оформлення роботи – 5 балів.
3. Присутність на заняттях (1 година занять – 1 бал) – 5 балів.
4. Захист робіт 15 балів.

Практичні завдання виконуються кожним студентом індивідуально. Вихідні дані надаються викладачем

За основу викладених у збірнику методичних вказівок питань взято наукові твори таких авторів як А.М. Бефані «Расчет нормы стока временных водотоков и горных Украинских Карпат», Сорокін В.Г. «Средний многолетний сток орошаемых районов юга Европейской территории Советского Союза», Камзіст Ж.С. «Гідрогеологія України. Навчальний посібник», Л.Н. Горєв, В.І Пелешенко «Методика оптимизации природной среды обитания»

1 ГІДРОГЕОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

Розподіл підземних вод на території України обумовлений геологічною будовою та історією природного розвитку різних її частин, що являють собою відокремлені гідрогеологічні райони, що відрізняються один від іншого за віком, складом і умовами залягання утворень, які їх складають, за сукупністю основних природних чинників, які визначають закономірності формування, розподілу, склад та умови експлуатації підземних вод.

При районуванні підземних вод України, яким в свій час займалися Б.Л. Лічков, В.І. Лучицький, К.І. Маков, О.К. Ланге, Н.І. Толстіхін, А.Є. Бабинець, Ф.А. Руденко, М.І. Дробноход, В.М. Шестопалов та інші дослідники, враховувались різноманітні природні та штучні чинники.

Сучасне гідрогеологічне районування передбачає виділення у межах України 7 гідрогеологічних районів першого порядку (рис. 1.1). Останні пов'язані зі своїм геотектонічним положенням [8]. За геоструктурним принципом та водоємнісними властивостями виділяються гідрогеологічні райони другого порядку. Наприклад, Г – Причорноморський артезіанський басейн пластових вод; Г₂ – Рівнинно-Кримський район у межах Причорноморського артезіанського басейну. Райони третього порядку відображають схили й центральні частини районів другого порядку. Райони четвертого порядку в сучасному районуванні є найдрібнішими таксономічними одиницями. Вони виділяються за гідрогеологічними ознаками, головною серед яких є поширення водоносних горизонтів з урахуванням можливостей їх використання, які визначаються глибиною та умовами їх залягання, водозбагаченістю, умовами живлення, циркуляції та розвантаження, а також якістю вод.

Основні закономірності умов залягання, поширення та формування підземних вод надаються для окремих водоносних горизонтів: четвертинних відкладів, неогенових, палеогенових, крейдових та ін [8].

1.1 *Водоносність четвертинних відкладів.* Підземні води четвертинних відкладів пов'язані з різними за генезисом, складом і віком породами, які вкривають майже суцільним чохлам всю територію України (рис. 1.2).

У відповідності з приуроченістю підземних вод до різних генетичних типів четвертинних відкладів в них виділяються наступні водоносні горизонти: 1) в алювіальних; 2) у льодовикових; 3) в озерно-алювіальних; 4) у сучасних морських і озерно-лиманних; 5) в еолово-делювіальних відкладах. Підземні води в цих відкладах залягають на невеликій глибині, як правило, безнапірні або слабонапірні, широко використовуються для господарсько-питного водопостачання. Найбільш поширеними і важливими в практичному відношенні є підземні води льодовикових,



Рис. 1.1. Схема гідрогеологічного районування території України.
 1 – межі регіонів; 2 – межі басейнів пластових вод II порядку [8]

А – гідрогеологічна область Українського щита (масиву) з переважаючим поширенням тріщинно-жильних вод; Б – Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн пластових вод з басейнами II-го порядку: Б₁ – Дніпровський, Б₂ – Прип'ятський, Б₃ – Донецько-Донський; В – Волино-Подільський артезіанський басейн пластових вод; Г – Причорноморський артезіанський басейн пластових вод з басейнами I порядку: Г₁ – Північно-Причорноморський, Г₂ – Рівнинно-Кримський; Г₃ – Дністровський Г₄ – Переддобруджинський; Г₅ – Придунайський; Г₆ – Азово-Кубанський; Д – Донецька гідрогеологічна складчаста область (басейн пластово-блокових вод); Е – Карпатська гідрогеологічна складчаста область; Ж – Гірськокримський басейн пластово-блокових і тріщинних вод (складчаста область).

алювіальних і еолово-делювіальних відкладів. Підземні води льодовикових відкладів розвинені в північній частині України, на території Волино-Подільського та Дніпровсько-Донецького артезіанських басейнів, а також гідрогеологічної області тріщинних вод Українського масиву. Потужність водоносного горизонту коливається від 0,5-1 до 20-30 м.

Серед льодовикових відкладів більш обводненими є флювіогляціальні породи, представлені різнозернистими, часто гравелистими пісками з галькою і валунами кристалічних порід і прошарками суглинків і глин. Льодовикові моренні відклади представлені переважно глинистими породами і тому слабководозбагачені. Водоносний горизонт в еолово-делювіальних відкладах розвинений у межах Причорноморського артезіанського басейну, південно-східної частини Українського гідрогеологічного масиву і набагато менше на решті території України. Площі його поширення пов'язані, в основному, з вододілами та схилами річкових долин. Водовміщуючими породами найчастіше є лесовидні суглинки й супіски, потужність яких становить 0,8-10 м, досягаючи на півдні України 20 м. Водозбагаченість горизонту слабка. Максимальні дебіти колодязів і свердловин становлять 0,5-0,6 дм³/с, рідко 1 дм³/с. У Волино-Подільському артезіанському басейні еолово-делювіальні утворення практично безводні.

Підземні води, пов'язані із сучасними морськими й озерно-лиманними відкладами, відомі на півдні України, де вони поширені у вигляді вузької смуги або окремих плям вздовж узбережжя Чорного й Азовського морів. Низька продуктивність водоносних горизонтів і погана якість води визначають обмежене їх використання для водопостачання.

1.2 *Водоносність неогенових відкладів.* Водоносні горизонти, пов'язані з відкладами неогену на території України, поширені всюди лише в Причорноморському артезіанському басейні, у меншій мірі - на півдні Волино-Подільського басейну та в Передкарпатті, де вони є основним джерелом прісних підземних вод (рис. 1.3). На решті території водоносні горизонти неогенових відкладів мають спорадичне поширення, в основному маловодозбагачені, що й визначає їх обмежене практичне значення.

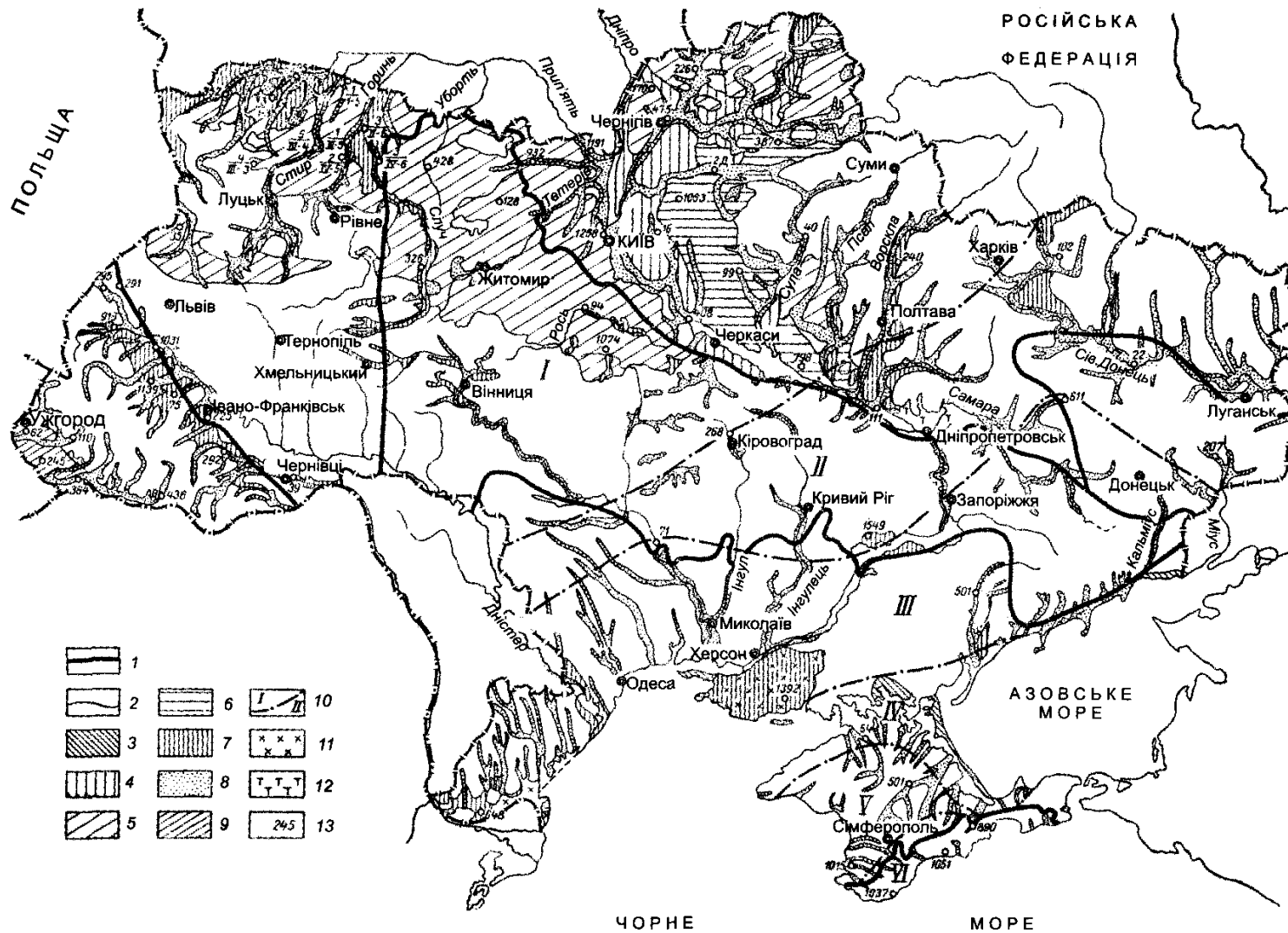


Рис. 1.2 – Карта поширення ґрунтових вод четвертинних відкладів (склав Ж.С. Камаїст)

1 - межі регіонів; 2 - контури поширення водоносного горизонту; 3 - водоносний горизонт у верхньонеоплейстоценових - сучасних морських, лиманних і лиманно-морських відкладах (m_1 , l_m P_{III-N}); піски від тонко- до різнозернистих, місцями мулуваті супіски, галечники, мули; 4 - водоносний горизонт у середньо-верхньонеоплейстоценових алювіальних і озерно-алювіальних відкладах III та II надзаплавних терас річок і в середньонеоплейстоценових флювіогляціальних відкладах (a, l_a , $P_{II-III}+fP_{II}$); піски різнозернисті з гравієм і галькою, місцями з прошарками супісків, суглинків і глин; 5 - водоносний комплекс у середньонеоплейстоценових флювіогляціальних і моренних відкладах (f, g, P_{II}); піски різнозернисті, суглинки, супіски з гравієм і галькою, місцями з прошарками глин; 6 - водоносний комплекс у нижньонеоплейстоценових алювіальних і озерно-алювіальних відкладах, а місцями і в середньонеоплейстоценових флювіогляціальних відкладах IV надзапавної тераси (a, l_a , $P_{I}+fP_{II}$); піски дрібно- і середньозернисті в нижній частині з гравієм, у верхній - суглинки й супіски; 7 - водоносний горизонт у нижньо-верхньонеоплейстоценових алювіальних і озерно-алювіальних відкладах IV, III, II і I надзаплавних терас (a, l_a , P_{I-III}); піски різнозернисті з прошарками супісків, суглинків і глин; 8 - водоносний комплекс у четвертинних алювіальних відкладах (aQ); піски різнозернисті місцями з гравієм і галькою, з лінзами і прошарками суглинків, супісків і глин, у Карпатах - галечники, піски різнозернисті, у Криму - валунно-галечні і піщано-гравелісті відклади; 9 - водоносний горизонт в еоплейстоценових і пліоценових алювіальних відкладах (aN_2 -aE); галечники з валунами, піски з прошарками глин; 10 - межі гідрохімічних зон і їх номери: I - переважно гідрокарбонатні кальцієві води з мінералізацією до 0,5 г/дм³, рідше до 1 г/дм³; II - гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві і натрієво-кальцієві, а також сульфатні натрієво-кальцієві та натрієво-магнієві води з мінералізацією до 1 г/дм³; III - переважно сульфатно-хлоридні та хлоридно-сульфатні натрієво-кальцієві, кальцієво-натрієві й натрієво-магнієві води з мінералізацією до 3 г/дм³; IV - переважно хлоридні натрієві води з мінералізацією більше 3 г/дм³; V - води змішаного та строкатого складу, переважно сульфатно-хлоридні та хлоридно-сульфатні магнієво-натрієві і натрієво-магнієві, а також гідрокарбонатні кальцієві води з мінералізацією від 0,3 до 3 г/дм³; VI - переважно гідрокарбонатні кальцієві води з мінералізацією до 1 г/дм³; 11, 12 - ділянки поширення вод нехарактерного складу (11 - переважно гідрокарбонатні кальцієві з мінералізацією до 1 г/дм³; 12 - переважно гідрокарбонатно-хлоридні, хлоридно-гідрокарбонатні натрієві та натрієво-кальцієві з мінералізацією 1-3 г/дм³); 13 - опорна свердловина, її номер.

Водозбагаченість неогенових відкладів нерівномірна. Дебіти свердловин змінюються від часток до 6,3 дм³/с, становлячи в середньому 1-2 дм³/с.

На території Волино-Подільського артезіанського басейну неогенові породи представлені осадами середнього і верхнього міоцену. Глибина залягання обводнених порід змінюється від 5-7 до 50-75 м. Води безнапірні або слабонапірні. На ділянках, де існують сприятливі умови живлення, підземні води відкладів неогену успішно використовуються для водопостачання.

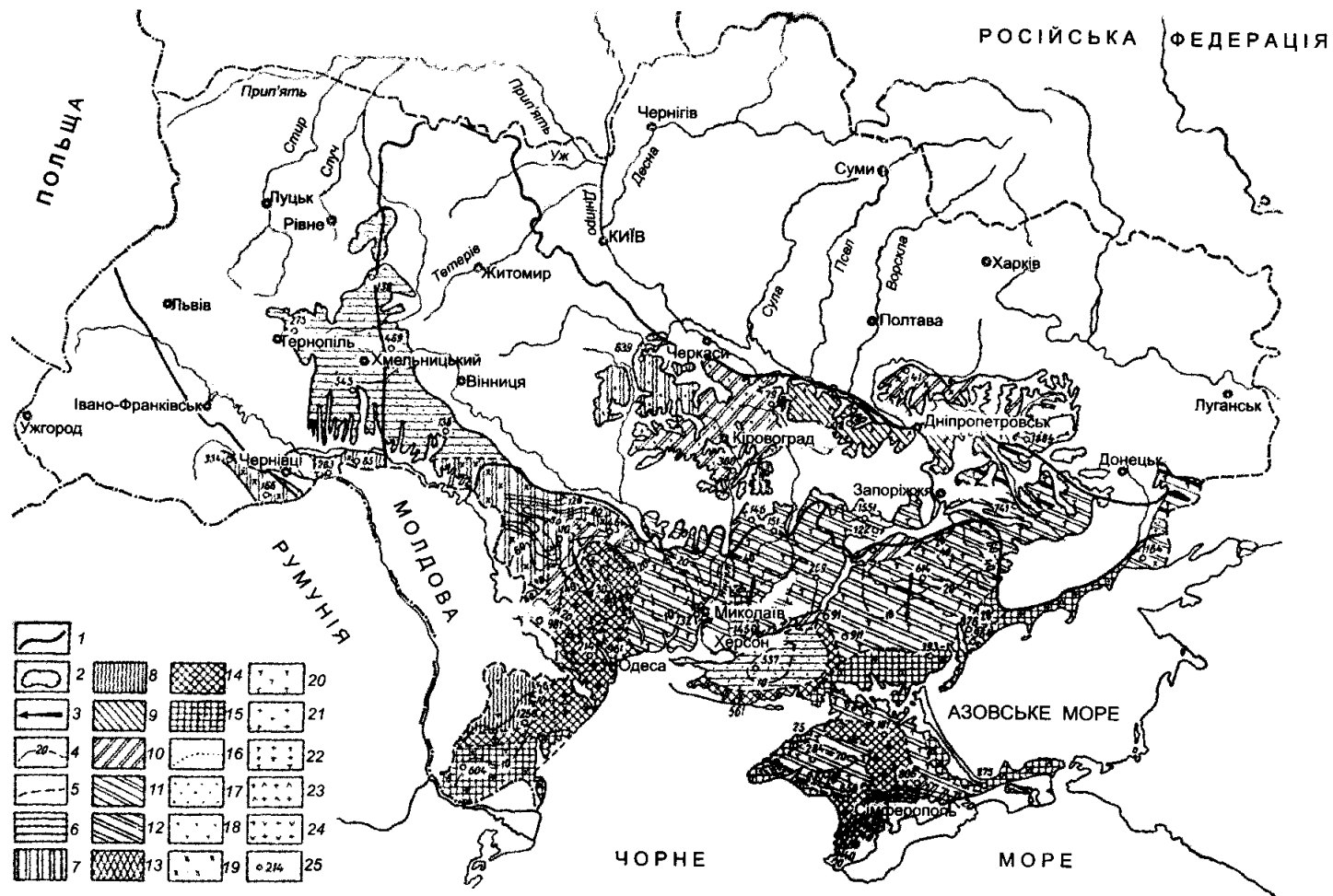


Рис. 1.3 – Карта поширення водоносного горизонту в сарматських відкладах (склали Н.О. Іванова, Т.С. Ніколаєнко, Н.П. Панкратьєва)

1 - межі регіонів; 2 - контур поширення водоносного горизонту; 3 - основний напрямок руху підземних вод; 4 - гідроізоп'єзи; 5 - межі площ з водами різного хімічного складу; 6-15 - хімічні типи вод (6 - гідрокарбонатні кальцієві, кальцієво-магнієві, магнієво-кальцієві; 7 - гідрокарбонатні кальцієво-натрієві, натрієво-кальцієві; 8 - гідрокарбонатні натрієві; 9 -сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві; 10 - гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні кальцієві, натрієво-кальцієві, натрієво-магнієві; 11 - сульфатні натрієві, кальцієві; 12 - сульфатно-хлоридні та хлоридно-сульфатні натрієві, натрієво-кальцієві; 13 - гідрокарбонатно-хлоридні натрієві; 14 - хлоридно-гідрокарбонатні натрієві та гідрокарбонатно-хлоридні натрієві; 15 - хлоридні натрієві); 16 - межі площ з водами різної мінералізації; 17 - 24 - мінералізація вод (17 - 0,1-0,5 г/дм³; 18 - 0,5-1 г/дм³; 19 - до 1 г/дм³; 20 - 1-3 г/дм³; 21 - 3-5 г/дм³; 22 - 1-5 г/дм³; 23 - 3-10 г/дм³; 24 - 3-50 г/дм³); 25 - опорна свердловина, її номер.

Так, води сарматсько-баденських відкладів широко експлуатуються чисельними свердловинами Львівської, Хмельницької та Тернопільської областей.

Відклади неогену широко розповсюджені в Передкарпатському прогині й Закарпатській міжгірній западині. Проте водоносність їх дуже низька. Води переважно високомінералізовані й непридатні для водопостачання.

У межах гідрогеологічної області тріщинних вод Українського масиву у відкладах неогенового віку виділяються водоносні горизонти понтичного ярусу, балтської світи, сарматського ярусу, нижньо-середнього міоцену й полтавської світи. Переважним поширенням ці водоносні горизонти користуються в південно-західній і південно-східній частинах УМ, у центральній частині вони відомі на межі з Причорноморським артезіанським басейном. Невеликі площі поширення підземних вод у полтавських відкладах відомі й у північно-західній частині УМ. Повсюди води безнапірні або слабонапірні, часто пов'язані між собою і з водами нижче- і вищезалягаючих відкладів, утворюючи водоносні комплекси. Серед неогенових відкладів найбільш водозбагаченими є сарматські вапняки в південно-західній частині УМ, де води їх служать основним джерелом водопостачання.

У Причорноморському артезіанському басейні водоносні горизонти відкладів неогену утворюють досить складну гідродинамічну систему. Поблизу УМ і в передгірній частині Криму води неогенових відкладів безнапірні або слабо-напірні, а до осьової частини басейну напори збільшуються, досягаючи 100 м і більше. Водозбагаченість окремих стратиграфічних комплексів неогену у Причорноморському басейні відрізняється значною нерівномірністю. Найбільшою водозбагаченістю, а разом з тим, і практичною значимістю відрізняється основний неогеновий водоносний горизонт, пов'язаний з осадами понтичного, меотичного й сарматського ярусів.

1.3 *Водоносність палеогенових відкладів.* Підземні води палеогенових відкладів поширені майже всюди в Дніпровсько-Донецькому

та Причорноморському басейнах, у західній частині Донецької гідрогеологічної складчастої області, а також на значній території гідрогеологічної області тріщинних вод УМ, де палеогенові відклади виповнюють окремі зниження в рельєфі кристалічного фундаменту (рис. 1.4).

Найбільш детально підземні води палеогенових відкладів вивчені в Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні і Донбасі. Тут основні водоносні горизонти пов'язані з пісками бучацько-канівського та харківського віку. Київські відклади представлені водотривкими глинами.

Бучацько-канівський водоносний горизонт залягає на поверхні мергельно-крейдяної товщі верхньої крейди й перекривається київськими глинами. Часто води бучацько-канівських і мергельно-крейдяних порід утворюють єдиний водоносний комплекс. Неглибоке залягання, високі напори, порівняно високі дебїти, у більшості випадків добра якість підземних вод визначають широке використання горизонту для сільськогосподарського й промислового водопостачання. Межигірсько-обухівські (харківські) відклади менш водозбагачені, і тому їх води використовуються лише окремими споживачами, в основному, у сільському господарстві. Дебїти свердловин, як правило, становлять 1-2 дм³/с. На території Харківської області з межигірсько-обухівськими відкладами пов'язані родовища мінеральних вод.

У Причорноморському артезіанському басейні водоносні горизонти пов'язані з осадами еоцен-олігоценного віку (київська світа, бучацька та харківська серії). Найбільшою водозбагаченістю характеризуються бучацькі відклади, практичне значення яких особливо велике на межиріччі Дніпро - Молочна (рис. 1.5). Глибина залягання горизонту змінюється від 30-40 м поблизу УМ до 1000 м у приосьовій частині басейну. Води всюди напірні, з величиною напору до 1150 м. У місцях відсутності в покрівлі водоносного горизонту київських глин, у відкладах палеогену формується єдиний водоносний комплекс. Підземні води харківських і київських відкладів вивчені лише в північній частині басейну, де вони мають практичне значення і експлуатуються окремими свердловинами. Води напірні, але водозбагаченість горизонтів невисока. Дебїти свердловин становлять 0,12-1,94 дм³/с.

Палеогенові відклади в межах УМ широко розповсюджені в його центральній частині, на північно-східному й південному схилах і в Конксько-Ялинській западині. Водоносні горизонти пов'язані з відкладами межигірсько-обухівських горизонтів, київської світи та бучацької серії. На ділянках відсутності між ними розділяючих водотривів підземні води палеогенових відкладів утворюють єдиний водоносний комплекс. Водоносний горизонт бучацьких відкладів на більшій площі розвитку залягає безпосередньо на поверхні кристалічного фундаменту і вкривається київськими глинами.

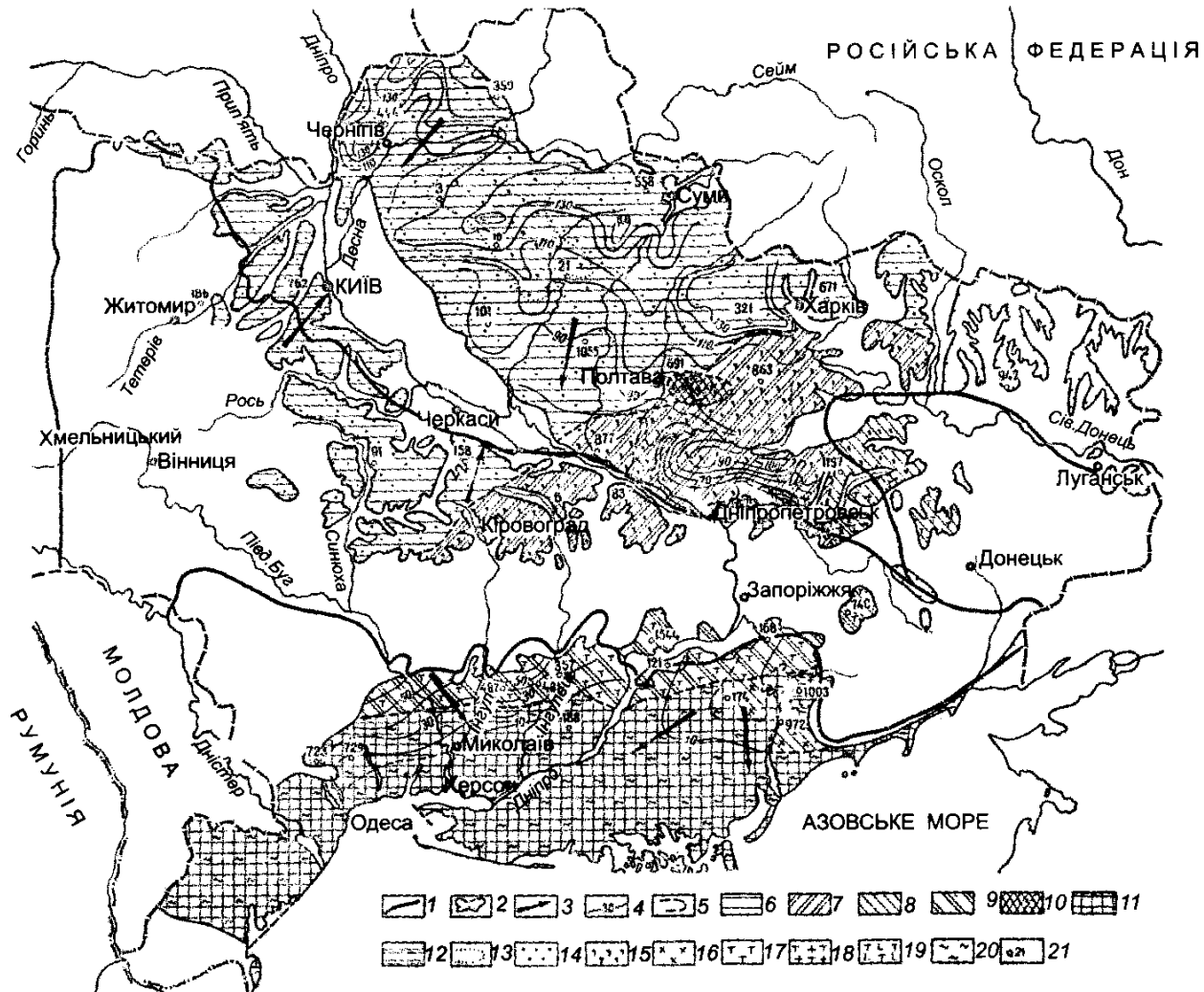


Рис. 1.4 – Карта поширення водоносного горизонту у відкладах харківської серії (склали Ю.Г. Головченко, Ж.С. Камзіст)

1 - межі регіонів; 2 - межі поширення водоносного горизонту; 3 - основний напрямок руху підземних вод; 4 - гідроізоп'єзи; 5 - межі площ з водами різного хімічного складу; 6 - 12 - хімічні типи вод (6 - гідрокарбонатні кальцієві, кальцієві, кальцієво-магнієві; 7 - переважно гідрокарбонатно-сульфатні кальцієво-натрієві, натрієво-кальцієві, рідше сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві; 8 - сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві та сульфатні натрієві; 9 - сульфатно-хлоридні та хлоридно-сульфатні натрієві; 10 - хлоридно-гідрокарбонатні та гідрокарбонатно-хлоридні натрієві; 11 - хлоридні натрієві; 12 - води змішаного за аніонами та катіонами складу); 13 - межі площ з водами різної мінералізації; 14 - 20 - мінералізація вод (14 - до 0,5 г/дм³; 15 - 0,5-1 г/дм³; 16 - до 1 г/дм³; 17 - 1-3 г/дм³; 18 - 1-5 г/дм³; 19 - 1-7 г/дм³; 20 - 10-15 г/дм³; 21 - опорна свердловина, її номер.

Глибина залягання в середньому становить 50-60 м, збільшуючись в районах Конксько-Ялинської та Болтиської западин до 100-150 м. Ці води широко використовуються для централізованого водопостачання багатьох великих населених пунктів. Дебіти свердловин змінюються від 0,01 до 15 дм³/с.

Відклади київської світи в межах УМ на більшій площі свого поширення представлені щільними водотривкими глинами й мертелями. І лише на окремих ділянках вододілів збереглися дрібнозернисті піски, з якими пов'язаний слабо-водоносний горизонт. Води часто напірні, з висотою напору до 42-48 м.

Водоносний горизонт межигірсько-обухівських відкладів пов'язаний з різнозернистими пісками, які залягають на розмитій поверхні київських, місцями бучацьких глин і мергелів, або безпосередньо на кристалічних породах і продуктах їх вивітрювання. Глибина залягання горизонту невелика і збільшується лише у великих тектонічних западинах.

Води звичайно слабонапірні. Водозбагаченість пісків нерівномірна. У деяких районах Кіровоградської області та в Конксько-Ялинській западині вона дозволяє організувати централізоване водопостачання. На решті площі водоносний горизонт межигірсько-обухівських відкладів самостійного значення не має.

1.4 Водоносність крейдових відкладів. Підземні води, пов'язані з породами крейдового віку, широко розвинені в межах Дніпровсько-Донецького, Причорноморського, Волино-Подільського артезіанських басейнів, у північній і північно-західній частинах Донбасу, а також у Конксько-Ялинській западині та приазовській частині УМ.

Основні водоносні горизонти пов'язані з мергельно-крейдовою товщею турон-маастрихту, а також з пісками і пісковиками сеноман-альбу.

У Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні та Донбасі з тріщинуватою зоною мергельно-крейдових порід, розвиненою на глибину до 100-150 м, пов'язаний слабонапірний водоносний горизонт, викритий великою кількістю свердловин, дебіт яких змінюється від 1-2 до 20-40 дм³/с і навіть до 150 дм³/с.

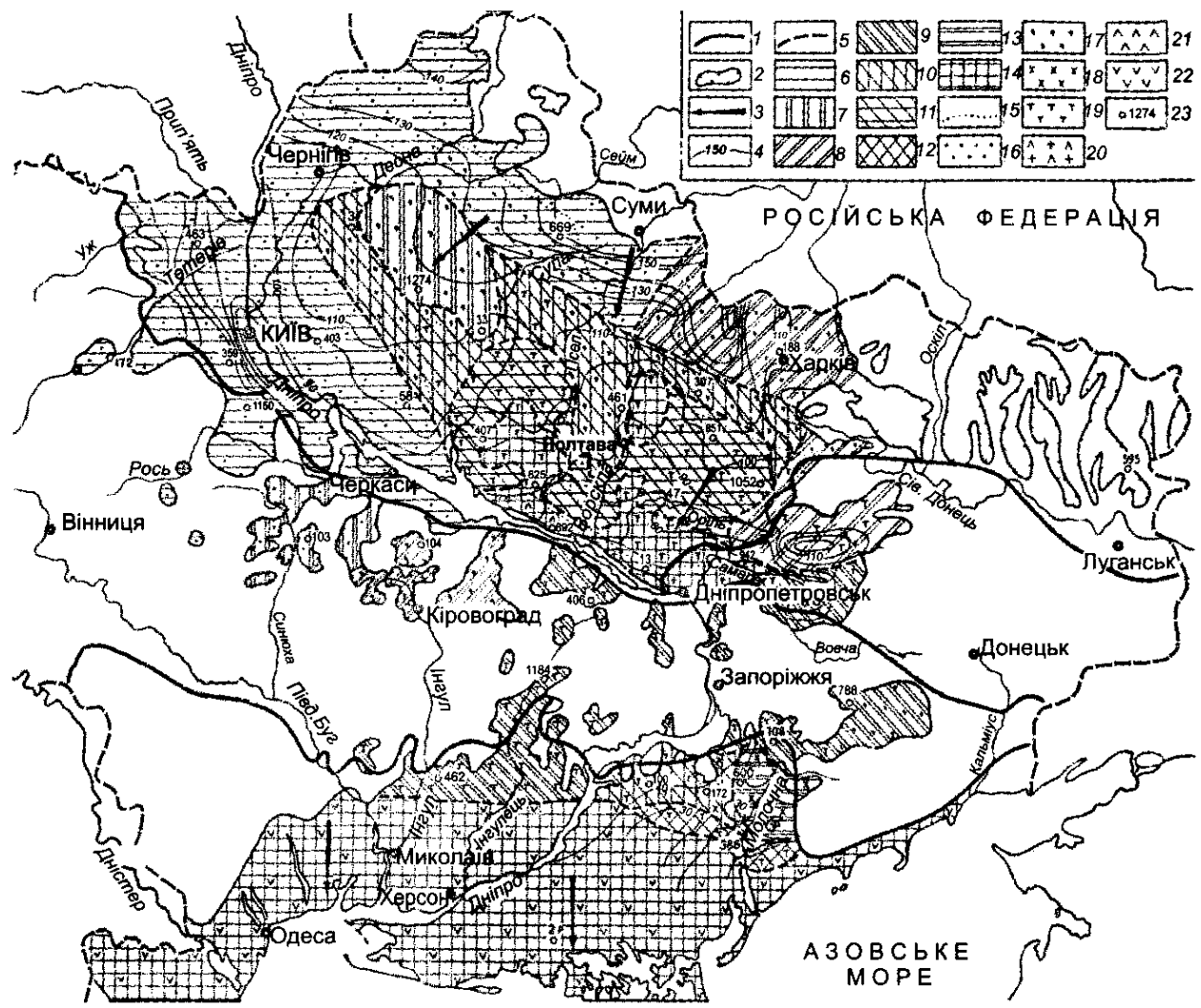


Рис. 1.5 – Карта поширення водоносного горизонту в бучацьких відкладах (склали Ю.Г. Головченко, Ж.С. Камзіст)

1 - межі регіонів; 2 - контури поширення водоносного горизонту; 3 - основний напрямок руху підземних вод; 4 - гідроізоп'єзи; 5 - межі площ з водами різного хімічного складу; 6 - 14 - хімічні типи вод (6 - гідрокарбонатні кальцієві; 7 - гідрокарбонатні натрієві; 8 -гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві і натрієво-кальцієві; 9 - сульфатно-хлоридні, хлоридно-сульфатні натрієві, натрієво-кальцієві; 10 - гідрокарбонатно-хлоридні натрієві; 11 - хлоридно-гідрокарбонатні натрієві; 12 - гідрокарбонатно-хлоридні та хлоридно-гідрокарбонатні натрієві; 13 - гідрокарбонатно-хлоридно-сульфатні натрієві, натрієво-кальцієві; 14 - хлоридні натрієві); 15 - межі площ з водами різної мінералізації; 16 - 22 - мінералізація вод (16 - до 0,5 г/дм³; 17 - 0,5-1 г/дм³; 18 - до 1 г/дм³; 19 - 1-3 г/дм³; 20 -3-10 г/дм³; 21 - 7-10 г/дм³; 22 - 10-45 г/дм³); 23 - опорна свердловина, її номер.

Найбільшу водозбагаченість цей горизонт має в долинах річок, де він є одним з найбільш перспективних джерел централізованого водопостачання (рис. 1.6).

Сеноман-альбські відклади, представлені кварц-глауконітовими і фосфоритовими пісками й пісковиками, у Дніпровсько-Донецькому басейні користуються дуже широким поширенням: вони відсутні лише в крайній Південно-західній частині басейну, південніше м. Черкаси. На окраїнах басейну ці породи залягають на глибинах від 20-50 до 100-150 м, у центральній частині занурюються до 500-600 м. У цьому ж напрямку збільшується потужність осадів від 5-20 до 60-80 м. З утвореннями сеноман-альбу пов'язаний потужний напірний водоносний горизонт, викритий чисельними свердловинами з дебітом 0,5-40 дм³/с. Води горизонту широко використовуються для централізованого водопостачання (м.м. Київ, Харків, Полтава, Миргород та ін.).

Водоносність крейдових відкладів на території Причорноморського артезіанського басейну вивчена слабо. Більшість відомостей є про водоносність верхньокрейдових осадів у вузькій смузі вздовж північної межі поширення крейди, на межиріччі Дніпро – Молочна та в долині р. Молочної. Про обводненість нижньокрейдових відкладів можна робити висновок лише по окремих глибоких розвідувальних свердловинах на нафту й газ (м. Каховка, смт. Чаплинка та ін.). Глибина залягання водоносного горизонту збільшується від бортів западини до її осі – від 50-100 (північний захід Одеської обл.) до 1870-1880 м (смт. Чаплинка). Дебіти свердловин змінюються в досить широких межах –від 0,02 до 30 дм³/с.

Води крейдових відкладів використовуються на північному заході Одеської, частково Миколаївської і на північному сході Запорізької областей. У Волино-Подільському артезіанському басейні в крейдових відкладах виділяється туронсько-маастрихтський водоносний горизонт, який є основним і повсюдно поширеним. Пов'язаний він з тріщинуватою крейдою, мертелями й крейдоподібними вапняками. Глибина залягання горизонту збільшується з півдня на північ і зі сходу на захід–від 9 до 120 м.

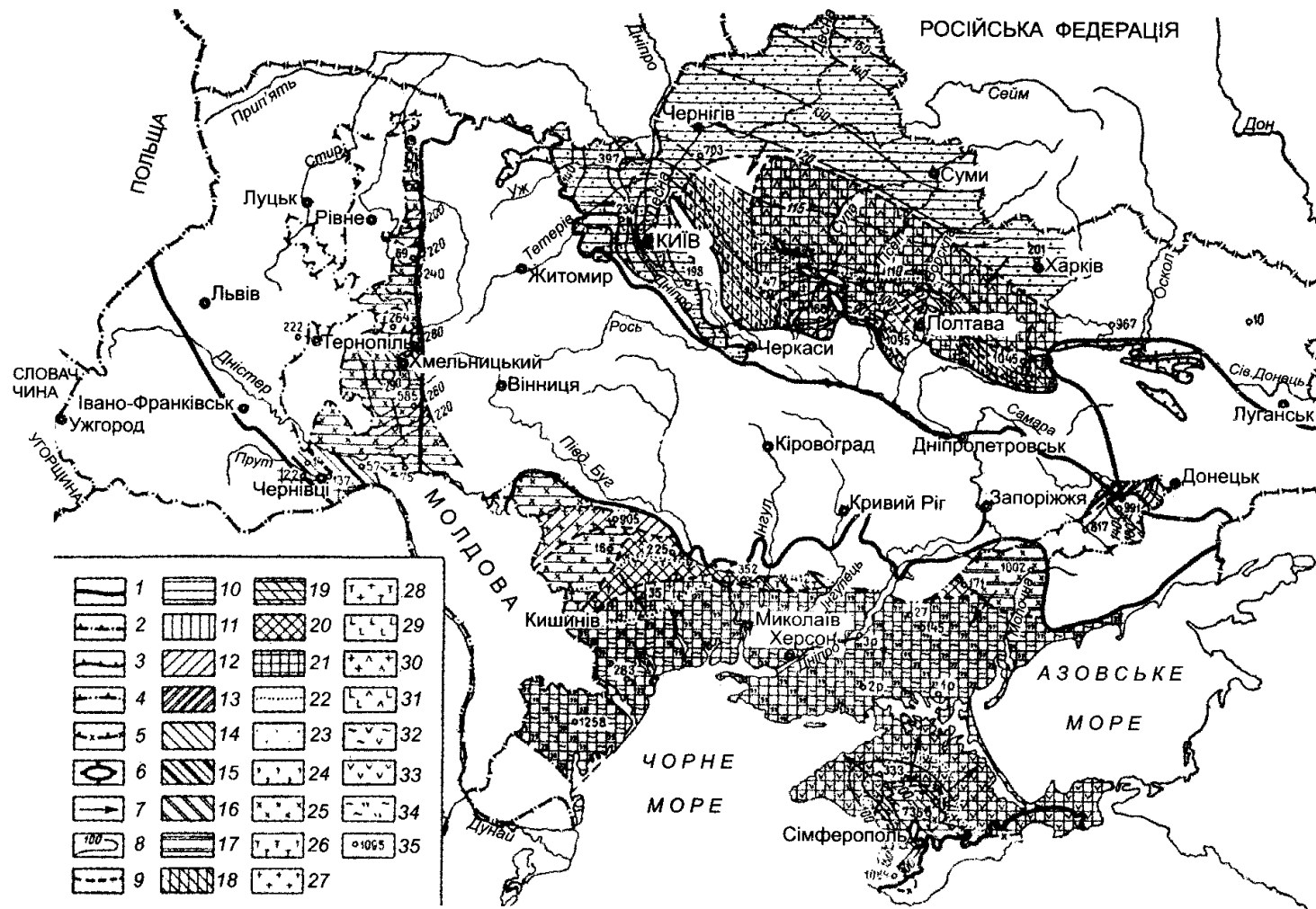


Рис. 1.6 – Карта поширення водонесних горизонтів крейдових відкладів (без турон-маастрихту).
(Склали Ю.Г. Головченко, Н.О. Іванова, Ж.С. Камзіст, Т.С. Ніколаєнко)

1 – межі регіонів; 2 – 5 – контури поширення водоносних горизонтів у відкладах (2 – сеноману; 3 – альб-сеноману; 4 - у нерозчленованих відкладах крейдової системи; 5 – нижньої крейди); 6 – ділянки, де відклади крейди відсутні; 7 – основний напрямок руху підземних вод; 8 –гідроізоп'єзи (перетин через 5,10, 20 і 50 м); 9 – межі площ з водами різного хімічного складу; 10 – 21 – хімічні типи вод (10 – гідрокарбонатні кальцієві, рідше гідрокарбонатні кальцієво-натрієві, натрієво-кальцієві, кальцієво-магнієві, магнієво-кальцієві та натрієві; 11 – гідрокарбонатні натрієві; 12 – гідрокарбонатно-сульфатні магнієво-кальцієві; 13 –гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві; 14 – сульфатно-гідрокарбонатні натрієві; 15 – сульфатні натрієво-кальцієві, кальцієво-натрієві та натрієві; 16 – сульфатно-хлоридні та хлоридно-сульфатні натрієво-кальцієві, кальцієво-натрієві, натрієво-магнієві та натрієві; 17 – хлоридно-гідрокарбонатно-сульфатні натрієво-кальцієві; 18 – гідрокарбонатно-хлоридні натрієві; 19 –хлоридно-гідрокарбонатні натрієві; 20 – гідрокарбонатно-хлоридні та хлоридно-гідрокарбонатні натрієві; 21 – хлоридні натрієві; 22 – межі площ з водами різної мінералізації; 23 – 34 – мінералізація вод (23 – до 0,5 г/дм³, рідше 0,6 – 0,7 г/дм³; 24 – 0,5-1 г/дм³, рідше до 1,5 г/дм³; 25 – до 1 г/дм³; 26-1-3 г/дм³; 27-3-5 г/дм³; 28-1-5 г/дм³; 29 – 5-7 г/дм³; 30 – 3-10 г/дм³; 31 – 5-10 г/дм³; 32 – 10-35 г/дм³; 33 – більше 35 г/дм³; 34 -10-70 г/дм³); 35 – опорна свердловина, її номер.

Потужність водоносного горизонту коливається від 30 до 80-85 м. Водозбагаченість порід нерівномірна, питомі дебіти свердловин варіюють від 0,01 до 15-20 дм³/с, становлячи в середньому 0,1-3 дм³/с. Значне збільшення водозбагаченості спостерігається в зонах тектонічних порушень, де зустрічаються джерела з витратами в 20-57 дм³/с.

На території УМ крейдові відклади розвинені в південно-східній (приазовській) його частині, у Конксько-Ялинській западині, а також у депресіях кристалічного фундаменту. Залягають вони безпосередньо на кристалічному фундаменті і вкриваються палеогеном. Товща верхньої крейди представлена мергельно-крейдяними породами з прошарками кварц-глауконітових пісків, нижньокрейдіві утворення (альб-апт) – кварцовими пісковиками й різнозернистими гравелистими пісками. Води крейдових відкладів УМ для централізованого водопостачання можуть бути використані лише в Приазовській його частині, у тому числі і в межах окраїнної зони Конксько-Ялинської западини, де мінералізація їх у зоні інтенсивного водообміну не перевищує 1-1,5 г/дм³, а дебіти свердловин становлять 0,5-2,5 дм³/с.

1.5 Водонасність юрських відкладів. На території України водоносні горизонти, пов'язані з відкладами юри, відомі в Дніпровсько-Донецькому, Волино-Подільському та Причорноморському артезіанських басейнах, у Гірському Криму й на північно-західних окраїнах Донецького басейну (рис. 1.7).

У Дніпровсько-Донецькому басейні юрські відклади представлені всіма трьома відділами. У їх розрізі встановлюється декілька високонапірних водоносних горизонтів. Основними колекторами

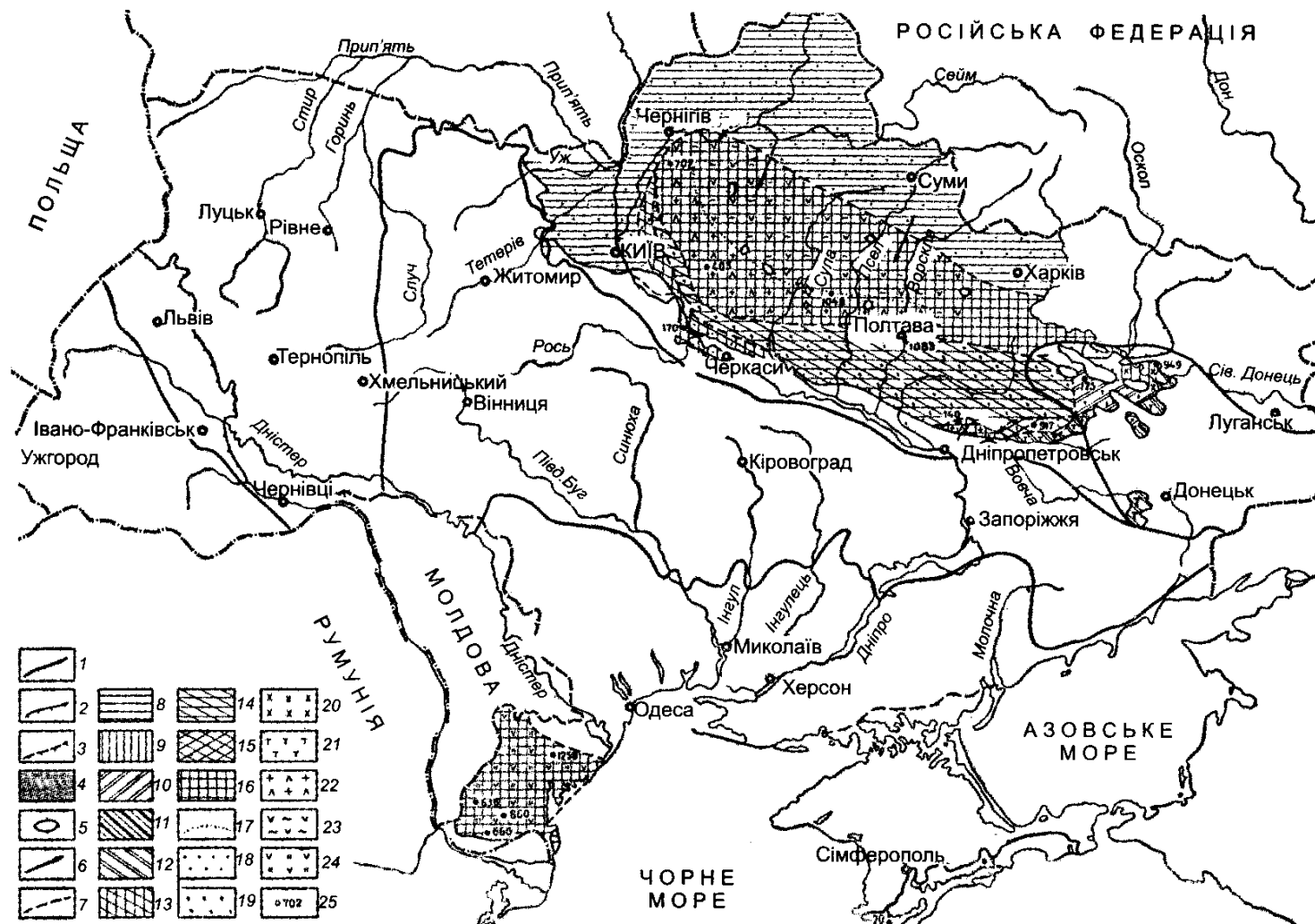


Рис. 1.7 – Карта поширення водоносного комплексу юрських відкладів (склали Ю.Г. Головченко, Ж.С. Камзіст)

1 - межі регіонів; 2 - межі поширення водоносного горизонту; 3 - те саме передбачувані; 4 - площі поширення водотривких глинистих товщ верхньої юри, сланцево-піщаникової товщі середньої юри і тавричної серії, спорадично слабообводненої по тріщинах і зонах дроблення; 5 – площі відсутності юрських відкладів; 6 - основний напрямок руху підземних вод; 7 - межі площ з водами різного хімічного складу; 8 — 16 — хімічні типи вод (8 - гідрокарбонатні кальцієві та натрієво-кальцієві; 9 -гідрокарбонатні натрієві; 10 - гідрокарбонатно-сульфатні та сульфатно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві, кальцієво-натрієві, кальцієво-магнієві; 11 - сульфатні натрієво-кальцієві; 12 - сульфатно-хлоридні та хлоридно-сульфатні натрієво-кальцієві, кальцієво-натрієві, кальцієво-магнієві; 13 - гідрокарбонатно-хлоридні натрієві; 14 - хлоридно-гідрокарбонатні натрієві; 15 - гідрокарбонатно-хлоридні та хлоридно-гідрокарбонатні натрієво-кальцієві, натрієві; 16 - хлоридні натрієві); 17 - межі площ з водами різної мінералізації; 18 - 24 - мінералізація вод (18 - до 0,5 г/дм³; 19 - 0,5-1 г/дм³, рідше 1,5 г/дм³; 20 - до 1 г/дм³; 21 -1-3 г/дм³; 22 - 3-10 г/дм³; 23 - 10-50 г/дм³; 24 - 30-100 г/дм³); 25 - опорна свердловина, її номер.

підземних вод у верхній частині юрського розрізу є тріщинуваті вапняки й пісковики, іноді піски кімеріджського й оксфордського ярусів верхньої юри та келовейського ярусу середньої юри (іваницька світа), у нижній частині - піски й пісковики байоського ярусу (орельська світа), перекриті щільними глинами й алевролітами бату й байосу. Водоносні горизонти верхньоюрських відкладів на більшій площі свого поширення залягають на глибині 270-700 м і більше, відрізняються високим напором, низькою водозбагаченістю і подекуди використовуються для водопостачання. Найбільший практичний інтерес мають ці води в районі Харкова, де вони утворюють єдиний водоносний комплекс з водами нижньокрейдяних відкладів.

Водоносність середньоюрських відкладів досить добре вивчена на південно-західній окраїні Дніпровсько-Донецького артезіанського басейну, де підземні води викриті на порівняно невеликих глибинах і інтенсивно використовуються в ряді населених пунктів (Київ, Переяслав-Хмельницький, Черкаси, Яготин та ін.). Найбільша водозбагаченість відкладів орельської світи відмічена в районі Києва. Тут продуктивність свердловин змінюється від 15 до 35 дм³/с. На решті території водозбагаченість горизонтів порівняно невелика.

Водоносні горизонти нижньоюрських відкладів розвинені в південно-східній частині басейну. Вони добре вивчені на півдні Харківської області, де викриті на глибинах 57-213 м. Питомі дебїти окремих свердловин становлять 0,05-1,6 дм³/с

У Волино-Подільському артезіанському басейні юрські відклади мають значне поширення в Галицько-Волинській западині, де вони залягають під верхньокрейдяними породами на глибинах 350-430 м, заповнюючи локальні зниження в товщі карбону. Товща пісковиків, пісків і конгломератів юри містить в собі високонапірні води. Водозбагаченість порід невисока.

Водозбагаченість юрських відкладів у Причорноморському артезіанському басейні вивчена слабо. За наявними відомостями, з товщею юрських порід пов'язані декілька глибоко залягаючих водоносних горизонтів, які відрізняються дуже низькою водозбагаченістю і високою мінералізацією вод.

1.6 *Водозбагаченість тріасових і пермських відкладів.* Відклади тріасового й пермського віку відомі лише в Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні та в північно-західній частині Донбасу. Вивчені слабо.

Тріасові відклади представлені дуже потужною товщею піщано-глинистих утворень, у яких встановлено декілька водоносних горизонтів, часто гідравлічно не пов'язаних між собою, які відрізняються великими напорами і звичайно незначною водозбагаченістю, особливо в центральній частині басейну.

Підземні води пермської системи пов'язані з піщаними відкладами, рідше з карбонатними. Глибина залягання порід змінюється від 220-300 м у крайових зонах басейну до 1500-1850 м у центральній частині. Із збільшенням глибини залягання зростає і їх загальна потужність від 75-100 до 600-700 м. У районах купольних структур на окраїнах Донбасу вони часто виходять на денну поверхню або прикриті малопотужними утвореннями кайнозою. У зоні глибокого залягання водоносні горизонти пермських відкладів характеризуються великими напорами, але, разом з тим, дуже малою водозбагаченістю і поганою якістю води.

1.7 *Водоносність кам'яновугільних відкладів.* Водоносні горизонти, пов'язані з кам'яновугільними відкладами, широко розповсюджені в Дніпровсько-Донецькому і Волино-Подільському артезіанських басейнах, а також у Донбасі.

Кам'яновугільні утворення в Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні представлені всіма трьома відділами - верхнім, середнім і нижнім. Звичайно вони залягають на великих глибинах під досить потужною товщею пермських і мезо-кайнозойських відкладів, і тому водозбагаченість їх вивчена дуже слабо. Водовміщуючими породами є піски, тріщинуваті пісковики і вапняки, перешаровані з щільними аргілітами, що створює в товщі карбону наявність комплексу гідравлічно не пов'язаних водоносних горизонтів, які характеризуються високими напорами і незначними дебітами свердловин.

У Волино-Подільському басейні водоносні горизонти кам'яновугільних відкладів відомі на території Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Водовміщуючі тріщинуваті пісковики, вапняки й пласти вугілля, перешаровані з водотривкими сланцями, утворюють декілька напірних водоносних горизонтів, між якими гідравлічний зв'язок практично відсутній. Ці водоносні горизонти на більшій площі поширення залягають під товщею верхньокрейдяних, місцями юрських утворень.

Глибина залягання змінюється зі сходу на захід від 80-150 до 700-800 м. Водозбагаченість водоносних горизонтів карбону в загальному незначна. Питомі дебіти свердловин рідко перевищують 0,02 дм³/с.

1.8 *Водонасність девонських відкладів.* Водонасні горизонти у відкладах девонського віку відомі лише у Волино-Подільському й Дніпровсько-Донецькому артезіанських басейнах.

У Волино-Подільському басейні девонська товща складена в нижній частині пісковиками з прошарками глинистих сланців, аргілітів і алевролітів, у середній - доломітами і вапняками, перешарованими з пісковиками і сланцями, і у верхній - кристалічними вапняками з прошарками доломітів. Глибина залягання девонських відкладів 9-160 м, а в Галицько-Волинській западині вона збільшується до 1000-1300 м. Із збільшенням занурення водоносних пластів девону в західному напрямку спостерігається значне збільшення їх потужностей, але, разом з тим, і зменшення водозбагаченості. У районах порівняно неглибокого залягання водозбагаченість відкладів девону досить висока, і водонасні горизонти широко використовуються для водопостачання в Тернопільській, на південному заході Рівненської і південному сході Волинської областей. У межах Галицько-Волинської западини водонасні горизонти відкладів девону, хоча і високонапірні (висота напору близько 2000-2300 м), відрізняються дуже малою водозбагаченістю і поганою якістю води.

У Дніпровсько-Донецькому артезіанському басейні підземні води девонських відкладів вивчені слабо. Водовміщуючі породи тут всюди залягають на поверхні кристалічного фундаменту й перекриваються більш молодими кам'яновугільними утвореннями. Водонасні горизонти девону високонапірні, проте в межах України відрізняються дуже слабкою водозбагаченістю і високою мінералізацією вод.

1.9 *Водонасність силурійських і ордовицьких відкладів.* На території України силурійські й ордовицькі відклади розкриті свердловинами і досліджені в межах Волино-Подільського артезіанського басейну та Західного (Дністровського) району Причорноморського басейну, де вони розвинені практично суцільно.

У відкладах силуру в межах Волино-Подільського басейну виділяється ряд водоносних горизонтів, пов'язаних з різними літологічними різновидами порід: кавернозними вапняками, тріщинуватими доломітами, мергелями, пісковиками. Ці водонасні горизонти найбільш вивчені в окраїнних частинах артезіанського басейну, де силурійські відклади залягають порівняно неглибоко під товщею верхньокрейдяних, місцями неогенових, а в Придністров'ї – четвертинних утворень. Води напірні, у районах неглибокого залягання відрізняються доброю якістю і широко використовуються для водопостачання у Волинській, Рівненській, Хмельницькій і Тернопільській областях. Продуктивність свердловин змінюється від 0,5 до 30 дм³/с. Максимальні

дебіти спостерігаються в долинах річок у районах розвитку тріщинуватих і кавернозних вапняків. Окремими розвідувальними свердловинами силурійські відклади викриті і в центральній частині Волино-Подільського басейну, де вони залягають на глибинах 1200-3000 м, але їх водозбагаченість тут не вивчена. Відсутні дані й про водоносність ордовіцьких відкладів, які залягають безпосередньо під відкладами силуру.

1.10 *Водоносність кембрійських відкладів.* Кембрійські відклади широко розповсюджені у Волино-Подільському артезіанському басейні, але в гідрогеологічному відношенні вони вивчені лише в східних районах їх розвитку. Тут вони викриті свердловинами на глибинах 10-300 м під відкладами ордовіку, силуру і верхньої крейди. Водоносні горизонти, пов'язані з товщею тріщинуватих пісковиків, відрізняються значними напорами і досить високою водозбагаченістю. У районах неглибокого залягання води кембрію використовуються для водопостачання. У Переддобруджинському прогині Причорномор'я розкриті глибокими свердловинами водоносні прошарки у відкладах нижнього кембрію (суворівська світа) мають потужність до 44 м і містять високонапірні води. Але тут вони високомінералізовані і для водопостачання не придатні.

1.11 *Водоносність рифейських відкладів.* На території України утворення рифею широко розповсюджені лише у Волино-Подільському артезіанському басейні. Рифейські відклади тут залягають безпосередньо на кристалічному фундаменті, за даними геофізичних досліджень їх потужність на Волині становить 1 400 м. З утвореннями рифею пов'язаний складний напірний водоносний горизонт, який міститься в тріщинуватих пісковиках, туфопісковиках і туфітах. На західному схилі УМ вони залягають на глибині від 0,5 до 50 м. У західному напрямку відклади рифею поступово занурюються під крейдяні, а потім палеозойські утворення. У районах неглибокого залягання водоносний горизонт рифейських відкладів має велику водозбагаченість і добру якість.

1.12 *Водозбагаченість кристалічних порід і продуктів їх вивітрювання.* Підземні води в породах кристалічного фундаменту широко розповсюджені і найбільше вивчені в межах гідрогеологічної області тріщинних вод УМ і прилеглих до неї бортових частин артезіанських басейнів. Вони пов'язані з верхньою товщею кристалічних порід – тріщинуватою зоною, а також з продуктами їх руйнування.

На території УМ водоносний горизонт у тріщинах кристалічних порід розвинений всюди. Води часто напірні. Глибина активної тріщинуватості, у якій може відбуватись інтенсивний рух підземних вод, становить 100-120 м від поверхні землі. Водозбагаченість горизонту залежить від петрографічного складу порід, їх віку, тектонічної порушеності, а також процесів глибинного вивітрювання і сучасного рельєфу поверхні. На всій території поширення водоносний горизонт

тріщин кристалічних порід широко використовується з метою водопостачання. У деяких районах (міста Хмельник, Житомир, Кривий Ріг, Біла Церква, Миронівка, Корець та ін.) з цим горизонтом пов'язані радонові мінеральні води, які використовуються в бальнеології.

Підземні води давньої кори вивітрювання особливо широко розповсюджені і використовуються в північно-західній частині гідрогеологічної області, у меншій мірі - у Приазов'ї.

На схилах УМ, які є складовими частинами Дніпровсько-Донецького, Волино-Подільського й Причорноморського артезіанських басейнів підземні води кристалічних порід і продуктів їх вивітрювання із збільшенням занурення під товщу осадових утворень всюди набувають напірного характеру, погіршується їх якість, а разом з тим, і практична значимість.

2 ОЦІНКА ПРИПЛИВУ ПІДЗЕМНИХ ВОД ДО РУСЕЛ РІЧОК

Зміна якості прісних підземних вод зони активного водообміну в значній мірі залежить від забруднення поверхневих вод, що особливо проявляється у джерелах підземних вод річкових долин [3, 13]. Серед цих вод найбільш схильним до забруднення є алювіальний водоносний горизонт, а також гідравлічно пов'язаний з ним горизонт напірних вод, який залягає нижче. Проникнення забруднених річкових вод у водоносні горизонти відбувається за рахунок бічної фільтрації з боку берега і вертикальної фільтрації з поверхні землі при затопленні заплави і низьких терас в паводковий період. Забруднення підземних вод, обумовлене впливом річки, простежується уздовж долини і носить лінійний характер.

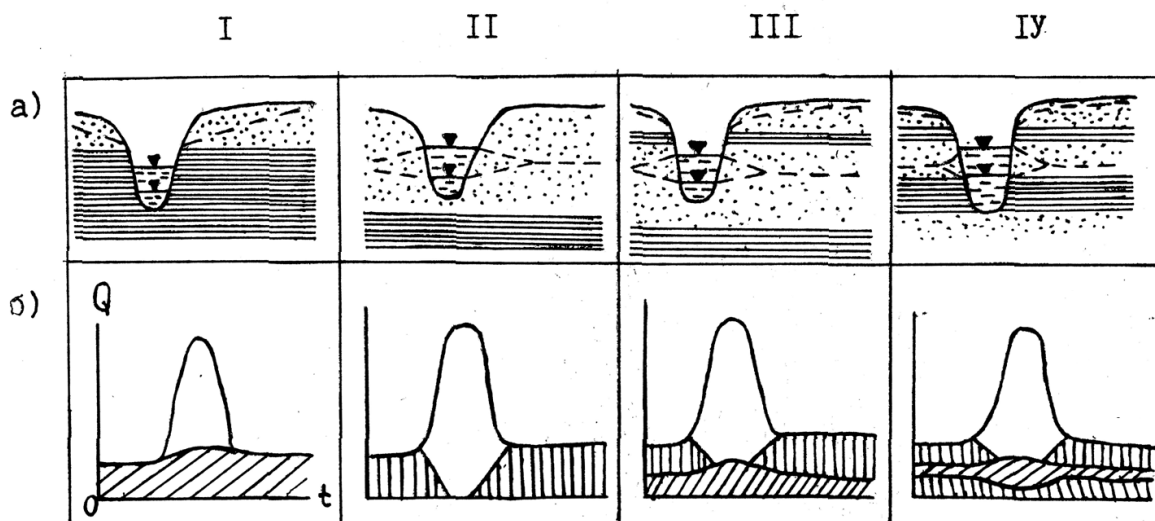
У свою чергу забруднені підземні води впливають на якість річкових вод [11, 9]. Унаслідок забруднення підземних вод формується їх антропогенний іонний стік, що розвантажується в поверхневі водоймища і водотоки та впливає на всю поверхневу гідросферу, особливо на річкові води і морські води шельфової зони.

При дослідженнях зв'язків річкових та підземних вод велику роль має динаміка надходження підземних вод у річки [5]. При описуванні типу підземного живлення річки широко застосовується типова схема дренажу підземних вод, яка являє собою гідрогеологічний поперечний розріз річкової долини, на якому показане взаємне розташування водоносних горизонтів, характер їх зв'язку з річкою, потужність і літологія водоносних пластів, мінералізація вод та ступінь їх участі у підземному живленні річок району.

При низхідному характері типу підземного живлення річки відбувається вільне стікання підземних вод в русло річки, тобто гідравлічний зв'язок між підземними і річковими водами відсутній (рис.2.1aI). *Переважає підпорний тип підземного живлення означає*

наявність підпору підземних вод збоку річки у періоди весняної повені та дощових наводків, коли приплив підземних вод до річки припиняється. Підпір може не припиняти повністю надходження підземних вод до річки. У таких випадках спостерігається мішаний тип живлення річки.

Забруднені підземні води можуть, розвантажуючись в річки і водоймища, вплинути на якість поверхневих вод, особливо коли витрати води річок невеликі, а підземні води інтенсивно забруднені [4]. Поступаючи в підземні води зони активного водообміну, забруднювальні речовини антропогенного походження зрештою потрапляють в річки і водоймища, які є дренами для підземних вод. Через річки, що розвантажуються в море, ці речовини мігрують в шельфову зону, де відбувається їх накопичення і переробка. Таким чином, шельфова зона є свого роду санітарним бар'єром для забруднених вод суші.



I и II – живлення ґрунтовими водами, гідравлічно не зв'язаними з річкою;
 III – мішане ґрунтове живлення; IV – мішане ґрунтове та артезіанське живлення

Рис. 2.1 - Типові схеми гідрогеологічних умов (а) та розчленування гідрографа річки (б) за Б.І. Куделіним

Привнесені поверхневими водами з континенту в шельфову зону забруднювальні речовини, можуть знов потрапити в підземні води разом з морськими водами, що надходять у водоносні горизонти. Отже, має місце кругообіг забруднювальних речовин в системі поверхневих і підземних вод [10].

3 ГІДРОХІМІЧНЕ КАРТУВАННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД

Методологічною основою оцінки якості природних вод є гідрохімічне картування необхідних хімічних інгредієнтів, фізико-хімічних та фізичних показників [2].

Надалі приведена методика побудови гідрохімічних карт за даними, які оброблені за допомогою ймовірно-статистичних методів із застосуванням ПЕОМ. При цьому взято три типа природних вод, які виділені за умовами їх розповсюдження: річні, підземні в чвертинних відкладеннях та підземні в дочвертинних відкладеннях, що розкриваються ерозійною мережею (рис. 3.1).

При картуванні хімічного складу річних вод на першому етапі на досліджуваній території виділяються площі (в їх межі можуть входити як один, так і декілька річкових басейнів), де на формування хімічного складу річних вод впливає комплекс основних факторів – кліматичних, гідрологічних, рельєфно-морфологічних, гідрогеологічних та ін.

Потім дані про склад того чи іншого компоненту в межах виділених площ аналізуються на однорідність. При цьому по кожному пункту, при наявності достатньої кількості значень, розраховуються статистичні параметри розподілу і приводиться їх порівняння по різним критеріям. Якщо ряди, що порівнюються, не суперечать гіпотезі про їх однорідність, вони об'єднуються в одну загальну вибірку, яка характеризує відповідну площу, яку називають гідрохімічним полем (табл. 2.1). Розраховуються також статистичні параметри розподілу хімічних компонентів по окремим створам великих річок. На ПЕОМ розраховуються оцінки перших чотирьох статистичних моментів функції щільності розподілу вірогідностей, які несуть основну статистичну інформацію про випадкові величини: середнє арифметичне x , середнє квадратичне відхилення σ , асиметрія A , ексцес E та коефіцієнт варіації V , а також їх стандартні похибки з 95%-ою вірогідністю.

За допомогою параметричних критеріїв перевіряється гіпотеза про відповідність емпіричних розподілів нормальному закону. Оскільки в більшості випадків розподіл близький до нормального закону, для подальших гідрохімічних побудов використовуються оцінки середнього арифметичного та стандартного відхилення [6].

Середні значення вмісту основних компонентів для кожного поля в подальшому перераховуються в еквівалентну та процентеквівалентну форми, які використовуються при складанні сольових формул. Таким чином, для кожного гідрохімічного поля отримується одна формула, яка відображає найбільш вірогідний хімічний склад вод, що розповсюджені в межах такого поля.

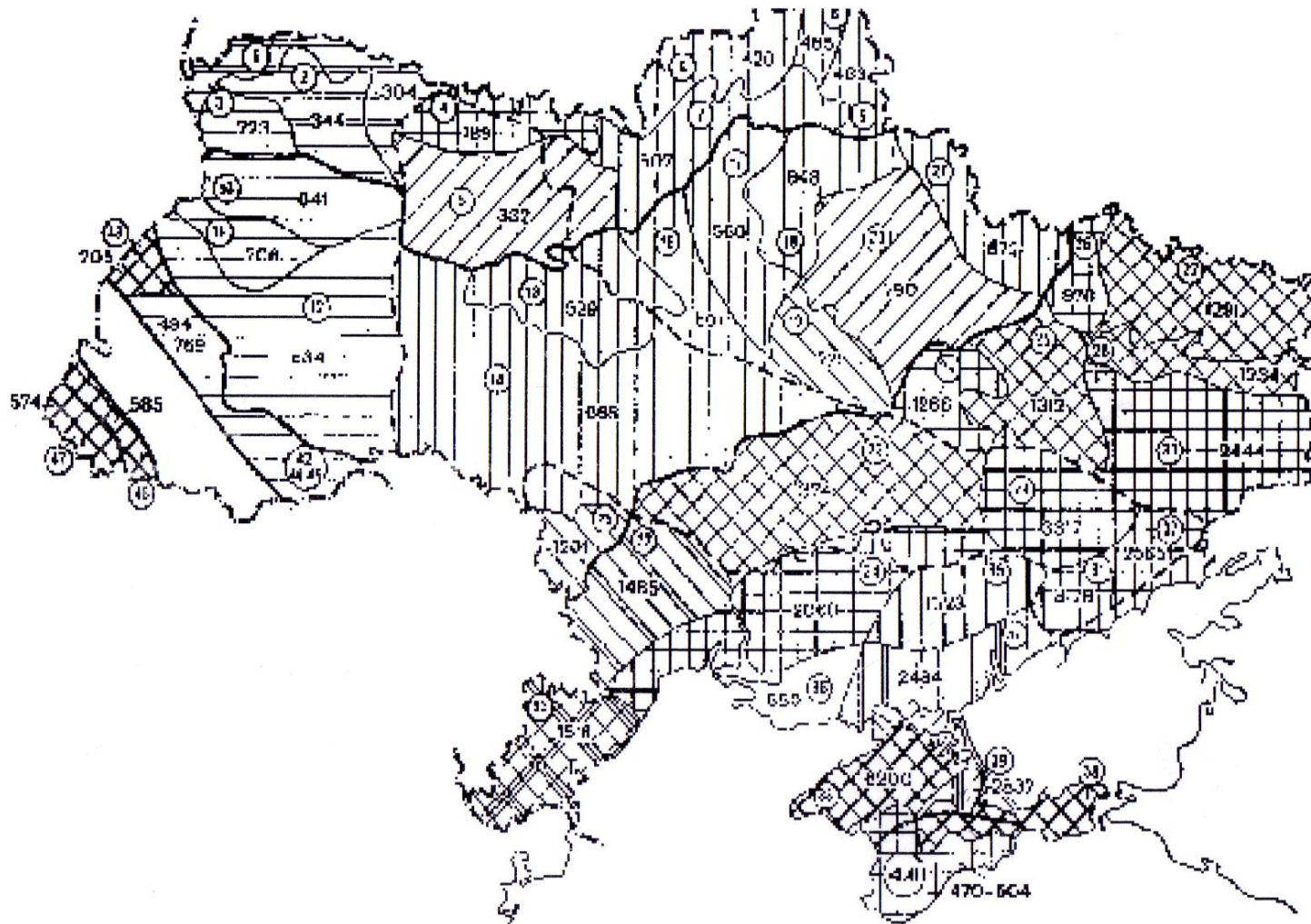


Рис. 3.1 – Хімічний склад підземних вод у відкладеннях четвертинного віку України (у центрі полів – середні значення мінералізації, мг/л; в кружках – номери однорідних гідрохімічних полів [6])

Вищезазначеним чином було виконане районування території України по характеру хімічного складу поверхневих та підземних вод, включаючи води четвертинних відкладень (табл. 3.1). Сольові формули складу поверхневих і підземних вод також наведені для кожного з виділених статистичним методом районів (табл. 3.2.,табл. 3.3).

4 ВИЗНАЧЕННЯ ПІДЗЕМНОГО СТОКУ НА ОСНОВІ ГЕНЕТИЧНОГО ПІДХОДУ А.М. БЕФАНІ

Для визначення підземного іонного стоку необхідна інформація про підземний стік, яка зазвичай відсутня. У таких випадках рекомендується використовувати просторові узагальнення гідрологічних та гідрохімічних характеристик підземного стоку. Водні ресурси, згідно генетичному підходу А.М. Бефані (1957) та О.В. Попова (1968) можна розглядати в як суму двох складових – поверхневу і підземну [1].

Для визначення середніх багаторічних величин річного підземного стоку А.М.Бефані та його учнями [12] виконані просторові узагальнення чинників, які обумовлюють формування підземного стоку. Основою є дані про підземну складову стоку, які отримуються шляхом розчленування гідрографів стоку [5]. В результаті побудовані карти ізоліній річних норм інфільтрації U_0 річних опадів у водоносні горизонти, показники гідрогеологічної будови водозборів ($a_{Г}, F_{1kp}$), а також дані про площі водозборів. Згідно дослідженням А.М. Бефані (1957) річка отримує стійке підземне живлення, коли її русло “перерізає” основні водоносні горизонти. Стабілізація підземного живлення настає при площі, яка має назву “другої критичної” і позначається як F_{2kp} . Перша критична площа F_{1kp} відповідає площі водозбору, при якій річка починає отримувати підземне живлення. При площі водозбору менше другої критичної та більше F_{1kp} ($F_{1kp} < F < F_{2kp}$) існує залежність припливу підземних вод в русло річки від площі водозбору. Із збільшенням площі водозбору зростає її ерозійний вріз у підстильну поверхню, що супроводжується збільшенням ґрунтового живлення.

Формула А.М. Бефані для розрахунків середньої багаторічної величини підземного припливу до русла річки має такий вигляд

$$\bar{Y}_{пдз.} = \varphi U_0 , \quad (4.1)$$

де U_0 - норма інфільтрації опадів у водоносні горизонти, мм (рис. 4.1, рис. 4.2).

Таблиця 3.1 – Статистично оцінені середні складові хімічних компонентів в підземних водах четвертинних відкладеннях рівнинної частини Української ССР (без Криму)

Номера гідрохімічних полів на карті	Гідрохімічні поля	Водоносні горизонти	Хімічні компоненти					
			HCO ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺
Зона змішаних лісів								
1	Верхньопріп'ятська терасова заболочена підобласть Волинського Полісся (долини Зах. Бугу, Прип'яті та її правих притоків: Вижевки, Тур'ї, Стоходи, Стирі, Горині, Случі)	Води в алювіальних відкладеннях	100	36	32	70	10	56
2	Волинська морено-горбиста під область (міжріччя середньої течії Тур'ї, Стоходи, Стирі, Случі, Горині)	Води у флювіогляційних відкладеннях	120	35	35	101	13	40
3	Турійсько-Костопольська денудаційна рівнина на крейдовій основі	Теж	400	45	80	130	18	50
4	Північні частини Житомирського та Київського Полісся	Теж	80	35	20	28	6	20
5	Центральна та південна частини Житомирського та Київського Полісся	Теж	170	40	30	50	12	30
6	Чернігівське Полісся	Теж	250	25	30	70	20	25
7	Чернігівське Полісся (долини Дніпра, Десни, Сноу, Сейму)	Води в алювіальних відкладеннях	290	50	44	70	23	30
8	Новгород-Сіверське Полісся (долина р. Дністер)	Теж	280	40	50	70	30	15

Продовження таблиці 3.1								
9	Новгород-Сіверське Полісся	Води у флювіогляційних відкладеннях	290	30	28	80	24	11
Лісостепова зона								
10	Область Волинської височини	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	380	50	40	125	14	32
11	Мале Полісся	Води у флювіогляційних відкладеннях	400	40	70	130	13	50
12	Росточчя та Опілля, Західно-Подільська та Північно-Подільська області	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	390	45	35	120	14	30
13	Північна лісостепова область Придніпровської височини та лісостепова область Київського плато	Води у флювіогляційних відкладеннях	310	42	35	85	25	32
14	Вінницька лісостепова область, Подільське Побужжя, Центральна та Південна лісостепова області Придніпровської височини	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	430	40,7	28,5	100	29	30
15	Південна лісостепова область Подільської височини	Теж	600	140	95	110	15,9	240
16	Південно-Західна частина Північної лісостепоної області Дніпровської терасової рівнини (долина річки Дніпра)	Води в алювіальних відкладеннях	415	23	15	80	30	30

Продовження таблиці 3.1								
17	Північно-східна частина Північної лісостепової області Дніпровської терасової рівнини	Води у флювіогляційних відкладеннях	405	45	40	100	30	40
18	Північна частина північної лісостепової області Придніпровської рівнини	Води у флювіогляційних відкладеннях	440	25	16	100	36	25,8
19	Південна лісостепова область Дніпровської терасової рівнини	Води в алювіально-флювіогляційних відкладеннях	470	85	40	80	28	98
20	Південна частина північної лісостепової області Придніпровської рівнини та Південна лісостепова область Придніпровської рівнини	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	470	70	30	110	30	80
21	Середньоруська лісостепова провінція	Теж	390	75	40	120	22	30
Степова зона								
22	Область південних острогів Подільської височини	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	510	360	205	240,5	48,6	120
23	Область південних острогів Придніпровської височини	Теж	440	400	132	187	57	158
24	Західна частина Орельсько-Самарської області	Води в алювіальних відкладеннях	510	300	90	100	48	220
25	Орельсько-Самарської область	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	430	385	110	200	62	125

Продовження таблиці 3.1								
26	Донецько-Оскільська область	Води в алювіальних відкладеннях	390	200	50	140	36	60
27	Донецько-Оскільська та Старобільська області	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	470	400	65	180	36	140
28	Старобільська область	Води в алювіальних відкладеннях	400	350	140	175	39	130
29	Запорізько-Гуляйпільська область	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	430	1600	280	397	100	510
30	Донецька північностепова провінція	Теж	460	1200	80	280	84	340
31	Західна частина Приазовської північностепоної провінції	Теж	380	1400	400	416	112	420
32	Східна частина Приазовської північностепоної провінції	Теж	410	1110	290	293	92	380
33	Область За дністровського Причорномор'я	Теж	410	370	280	297	39	120
34	Дністровсько-Бутська та Будсько-Дніпровська області	Теж	430	860	210	303	85	180
35	Дніпровсько-Молочанська область та північна частина Лівобережно-Молочанської області	Теж	400	420	250	162	79	212
36	Нижньодніпровська область	Води в алювіальних відкладеннях	Відомості відсутні					
37	Присивашсько-Приазовська область та нижня частина Лівобережно-Молочанської області	Води в еолово-делювіальних відкладеннях	340	750	600	330	114	300

Таблиця 3.2 – Середньорічний багаторічний хімічний склад підземних вод, що формують річний стік на території України

Фізико-географічні зони	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	∑i	Формула Курлова
Полісся	61	12	15	250	11	8	357	$HCO_3 92 SO_4 4 CL 4$
	21	29	31	29	10	16	26	$Ca 66 Mg 22 (Na + K) 12$
Лісостеп	96	20	34	379	45	19	593	$HCO_3 82 CL 10 SO_4 8$
	39	35	27	44	22	15	37	$Ca 64 Mg 22 (Na + K) 14$
Степ	136	52	264	319	299	206	1400	$HCO_3 36 CL 34 SO_4 30$
	14	15	20	17	11	13	16	$Ca 40 (Na + K) 36 Mg 24$
Передкарпаття	64	11	35	183	62	50	405	$HCO_3 52 CL 26 SO_4 22$
	56	64	68	53	65	67	58	$Ca 56 (Na + K) 26 Mg 18$
Гірські та вулканічні Карпати	39	9	19	174	17	12	270	$HCO_3 80 SO_4 12 CL 8$
	52	74	87	69	39	66	63	$Ca 56 Mg 28 (Na + K) 16$
Закарпатська рівнина	85	14	32	281	30	33	475	$HCO_3 74 CL 14 SO_4 12$
	88	90	94	67	57	93	74	$Ca 68 Mg 16 (Na + K) 16$
Кримська гірська країна	78	12	17	237	26	17	387	$HCO_3 76 SO_4 12 CL 12$
	44	43	29	43	21	27	38	$Ca 78 Mg 12 (Na + K) 10$
Україна в цілому	72	17	43	268	51	32	492	$HCO_3 68 SO_4 18 CL 14$
	31	29	27	40	16	18	31	$Ca 56 Mg 22 (Na + K) 22$

Таблиця 3.3 – Середньорічний багаторічний хімічний склад вод місцевого стоку території України

Фізико-географічні зони	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	∑i	Формула Курлова
Полісся	$\frac{54}{79}$	$\frac{7}{71}$	$\frac{8}{69}$	$\frac{144}{71}$	$\frac{24}{90}$	$\frac{10}{84}$	$\frac{247}{74}$	$\frac{HCO_3 76 SO_4 16 CL 8}{Ca 80 Mg 16 (Na + K) 4}$
	$\frac{75}{61}$	$\frac{19}{65}$	$\frac{45}{73}$	$\frac{240}{56}$	$\frac{83}{78}$	$\frac{53}{85}$	$\frac{515}{63}$	$\frac{HCO_3 54 SO_4 24 CL 22}{Ca 52 (Na + K) 26 Mg 22}$
Лісостеп	$\frac{206}{86}$	$\frac{73}{85}$	$\frac{261}{80}$	$\frac{378}{83}$	$\frac{598}{89}$	$\frac{347}{87}$	$\frac{1833}{84}$	$\frac{SO_4 44 CL 34 HCO_3 22}{(Na + K) 42 Ca 36 Mg 22}$
	$\frac{40}{44}$	$\frac{5}{36}$	$\frac{13}{32}$	$\frac{129}{47}$	$\frac{26}{35}$	$\frac{19}{33}$	$\frac{232}{42}$	$\frac{HCO_3 68 SO_4 16 CL 16}{Ca 64 (Na + K) 24 Mg 12}$
Передкарпаття	$\frac{26}{48}$	$\frac{2}{26}$	$\frac{2}{13}$	$\frac{57}{31}$	$\frac{19}{61}$	$\frac{4}{34}$	$\frac{110}{37}$	$\frac{HCO_3 64 SO_4 28 CL 8}{Ca 80 Mg 12 (Na + K) 8}$
	$\frac{5}{12}$	$\frac{1}{10}$	$\frac{1}{6}$	$\frac{56}{32}$	$\frac{11}{43}$	$\frac{1}{7}$	$\frac{75}{26}$	$\frac{HCO_3 70 SO_4 22 CL 8}{Ca 60 Mg 20 (Na + K) 20}$
Закарпатська рівнина	$\frac{13}{56}$	$\frac{2}{57}$	$\frac{5}{71}$	$\frac{41}{57}$	$\frac{13}{79}$	$\frac{6}{73}$	$\frac{80}{62}$	$\frac{HCO_3 54 SO_4 28 CL 18}{Ca 54 (Na + K) 28 Mg 18}$
	$\frac{70}{69}$	$\frac{18}{71}$	$\frac{52}{73}$	$\frac{176}{60}$	$\frac{117}{84}$	$\frac{67}{82}$	$\frac{500}{69}$	$\frac{HCO_3 40 SO_4 34 CL 26}{Ca 48 (Na + K) 32 Mg 20}$
Україна в цілому								

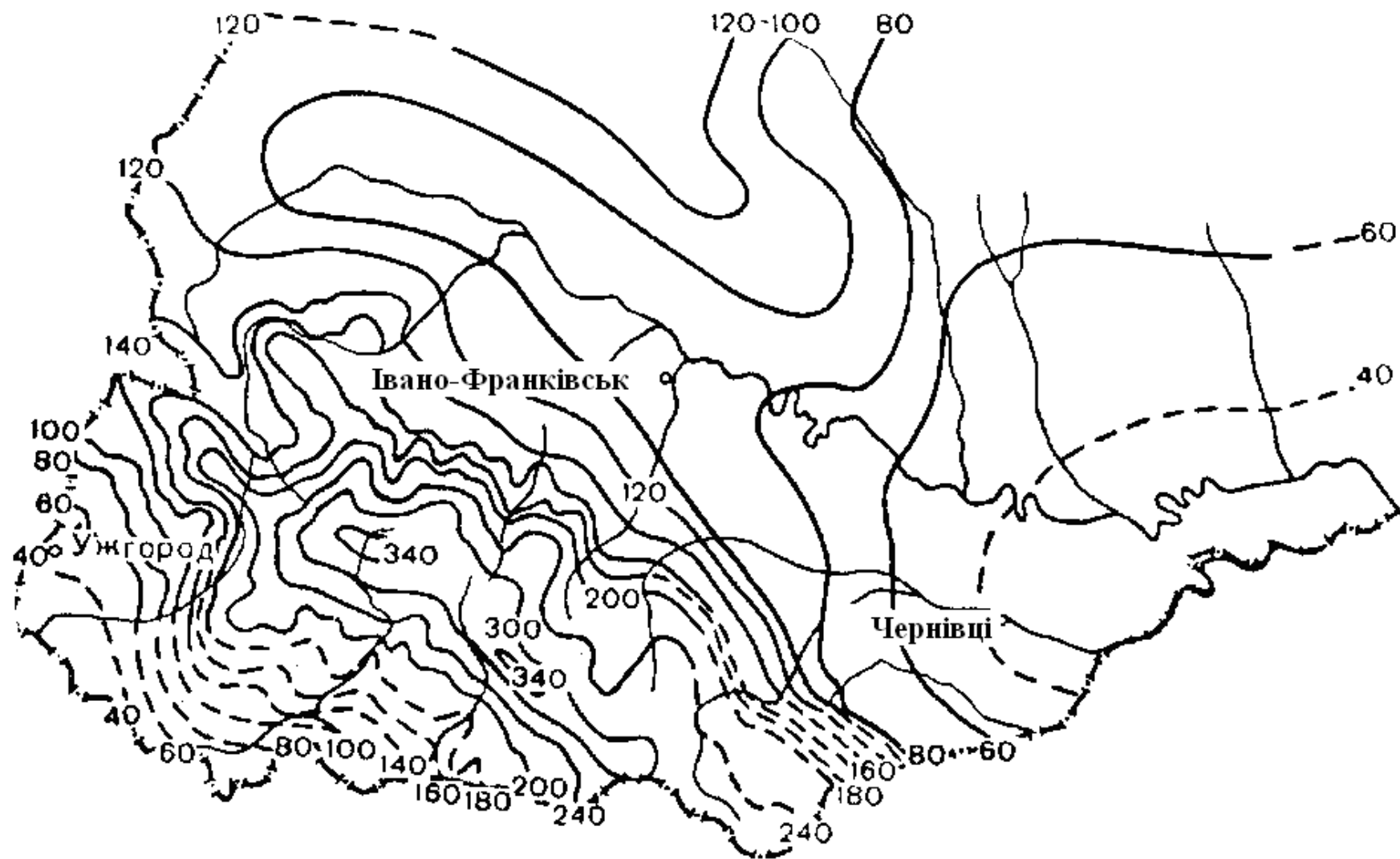


Рис. 4.1 – Карта-схема норм інфільтрації U_0 для території Українських Карпат (в мм).

Вплив площі водозбору та його гідрогеологічних особливостей на підземний стік враховується при допомозі редуційного множника

$$\varphi = th \left(a_{\Gamma} n_3 \sqrt{\frac{F}{F_{1kp}}} - 1 \right), \quad (4.2)$$

де a_{Γ} - гідрогеологічний параметр, рівний відношенню потужності всіх потоків підземних вод зони дронування по вертикалі до максимальної глибини дронування;

n_3 - показник інтенсивності наростання підземного припливу;

F - площа водозбору, км²;

F_{1kp} - перша критична площа, км² (рис. 4.3, рис. 4.4).

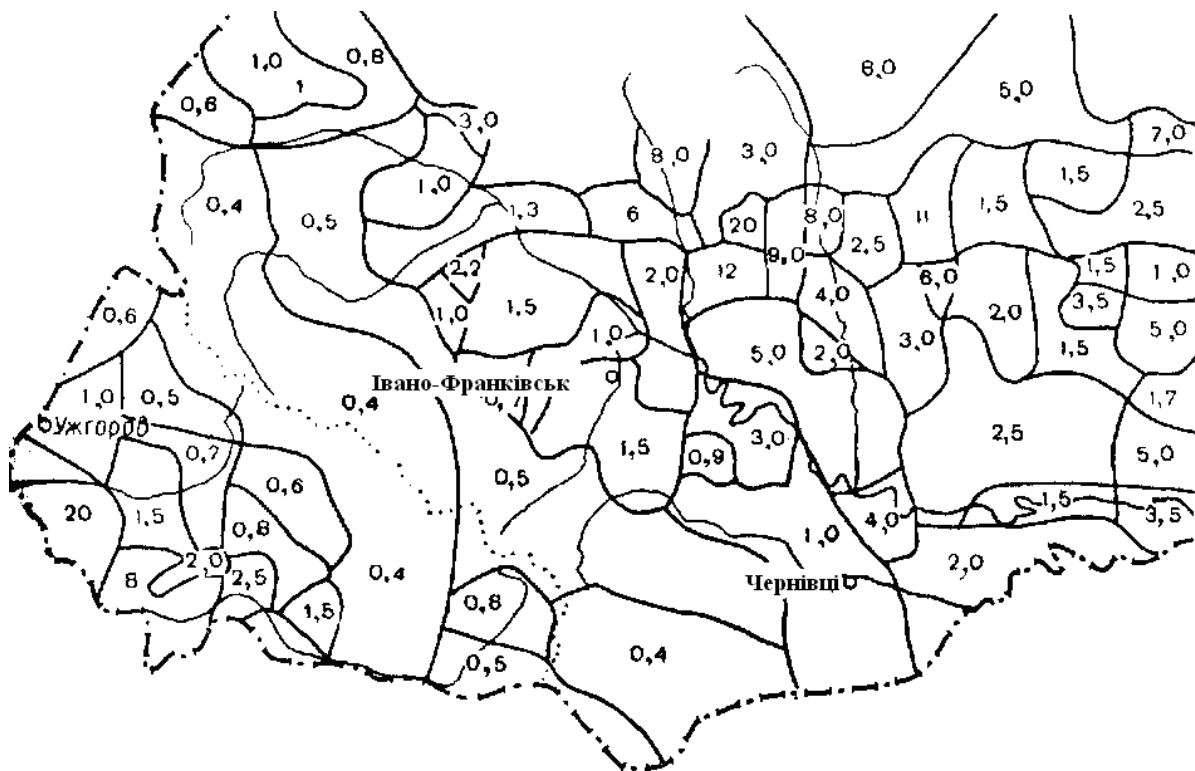


Рис. 4.3 – Картограма для визначення початкової площі ґрунтового живлення (F_{1kp}) на території Українських Карпат

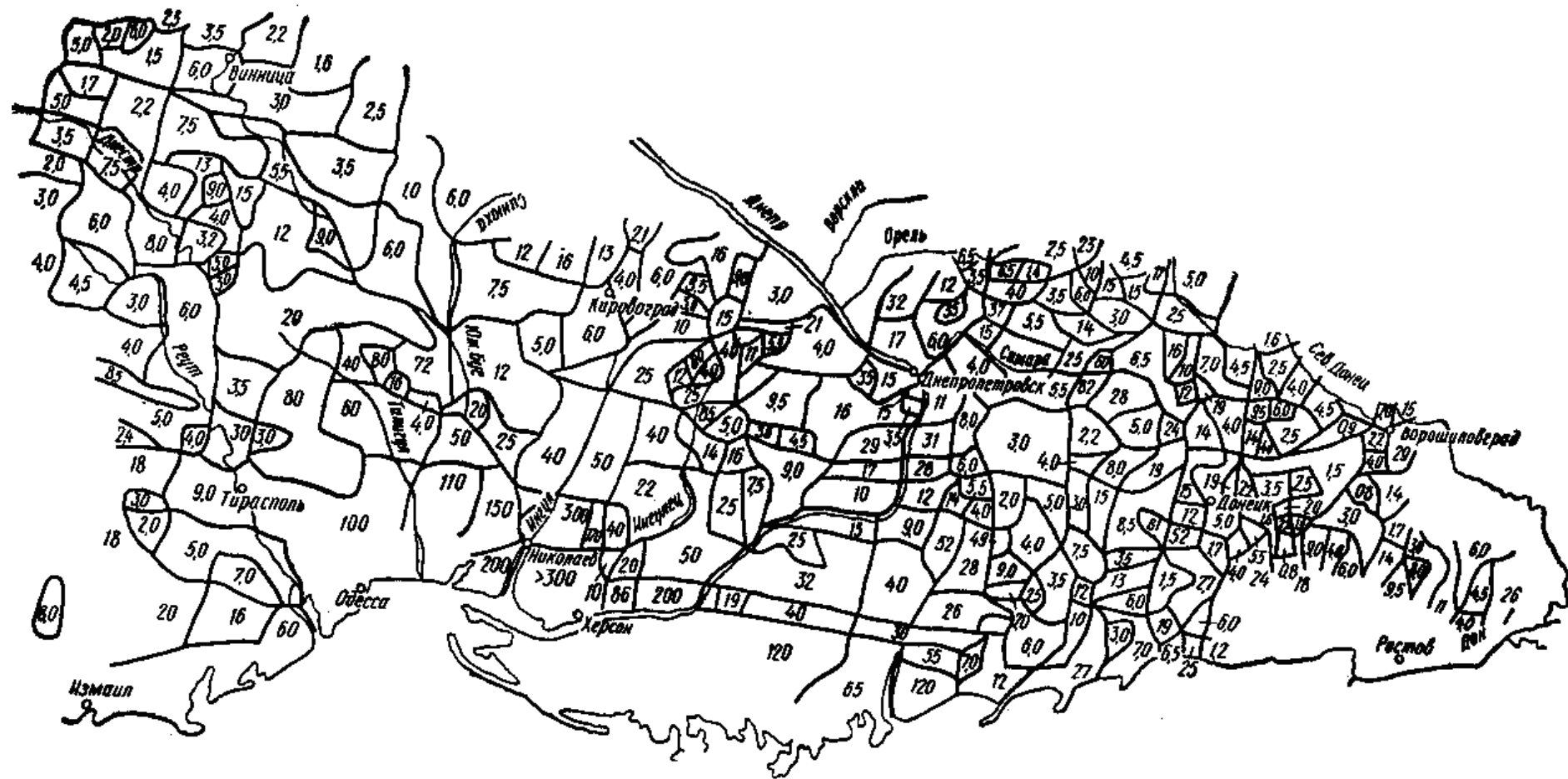


Рис. 4.4 – Карта-схема початкової площі підземного живлення [12]

Параметр n_3 для території України прийнятий рівним 0.25.

Перша критична площа також може бути визначеною за районуванням такою формулою

$$F_{1kp} = \frac{1}{\rho^2}, \quad (4.3)$$

де ρ - коефіцієнт густини річкової мережі.

Значення параметру a_{Γ} для території Українських Карпат визначаються за картою районів (рис. 4.5), а для південної України внаслідок стійкості гідрогеологічного параметру виявилось можливим розділити досліджувану територію на райони з $a_{\Gamma} = \text{const}$.

1. Для басейнів притиків Дністра вище впадіння р. Бик, Південного Бугу, вище рр. Кодими та Синюхи, Дніпра до впадіння рр. Росі та Супою, а також верхніх ділянок річок, які беруть початок на Приазовській височині та Донецькому кряжі, можна прийняти $a_{\Gamma} = 0,5$.
2. Для басейнів притоків річок Дністра, Південного Бугу та Дніпра, розміщених південніше вказаної межі, $a_{\Gamma} = 0,3$.
3. Для басейнів річок Приазов'я, Донбасу, окрім відмічених вище, Сіверського Дінця та правобережних притоків Нижнього Дону $a_{\Gamma} = 0,4$.
4. Для районів крайнього півдня Молдови та України, лівобережних притоків Нижнього Дону $a_{\Gamma} = 0,20 - 0,25$.



Рис. 4.4 – Схематична карта районів гідрогеологічного параметру a_{Γ} .

Завдання 1

1. Надати опис гідрогеологічних та гідрохімічних властивостей водоносних горизонтів, які існують в басейні р. Самарлі (Кримський півострів).
2. Визначити середню багаторічну величину підземного живлення річки при відсутності даних спостережень за підземним стоком.

Виконання завдання 1

1. Річка Самарлі знаходиться у межах Причорноморського артезіанського басейну, позначеному на рис. 1.1 як Г. У межах району Г, розташований район другого порядку Г₂ (Рівнинно-Кримський), до якого і входить досліджувана річка.

Підземні води четвертинних відкладів залягають на невеликій глибині, широко використовуються для господарсько-питного водопостачання. Як видно з рис. 1.2 басейн р. Самарі знаходиться в IV зоні, для якої характерні хлоридні натрієві води з мінералізацією більше 3 г/дм³. Цей водоносний комплекс у четвертинних алювіальних відкладах представлений пісками різнозернистими, місцями з гравієм і галькою, з лінзами і прошарками суглинків, супісків і глин.

Водоносність неогенових відкладів. Самарлі відноситься до Причорноморського артезіанського басейну, для якого водоносні горизонти утворюють досить складну гідродинамічну систему. Води неогенових відкладів тут безнапірні або слабо напірні. У басейні р. Самарлі зустрічається сарматський ярус (рис. 1.3), який відрізняється високою водозбагаченістю, а разом з тим, і практичною значимістю. Неогенові відклади представлені мергелями, вапняками, пісковиками і глинами потужністю більше 200 м.

Майже на всій території поширені крейдові відклади (рис. 1.6), що формують осадовий чохол значної потужності – 400-1000 м.

Юрські відкладення в басейні р. Самарлі відсутні, що підтверджується рис. 1.7.

2. Розглянемо водозбір р. Південний Буг с. Пирогівці. Площа водозбору дорівнює 827 км². За даними В.І.Сорокіна перша критична площа у межах цього водозбору може становити 2,0-25 км². Щільність річкової мережі становить за матеріалами роботи І.М.Коротуна 0,5-0,7 км/км², тобто може бути прийнятою у середньому рівною 0,6. Найбільше значення першої критичної площі визначається за залежністю

$$F_{1kp} = \frac{1}{\rho^2} = \frac{1}{0,6} = 1,7 \text{ км}^2$$

Таким чином, перша критична площа може дорівнювати 2 км².

Норма інфільтрації річних опадів у підземні водоносні горизонти за даними В.І.Сорокіна приймається рівною 45 мм, тобто $U_0=45,0$ мм. Норма поверхневого живлення $Y_{пов}$ за цим же джерелом, становить 65 мм. Гідрогеологічний параметр приймається рівним 0,5.

Норма підземного стоку у водозабору р. Південний Буг– с. Пирогів ці може бути визначеною за формулою А.М. Бефані

$$Y_{нідз} = U_0 th \left(\alpha \Gamma \sqrt[4]{\frac{F}{P_{кр}} - 1} \right)$$

Отже

$$Y_{нідз} = 45 th \left(0,5 \sqrt[4]{\frac{827}{2} - 1} \right) = 45 th \left(0,5 \sqrt[4]{412 - 1} \right) = 45 th(0,5 \times 451) = 45 th(2,26) = 45 \times 0,978 = 44 \text{ мм}$$

Сумарна величина стоку у створі р. Південний Буг – с. Пирогівці визначається таким чином

$$\bar{Y} = \bar{Y}_{пов} + \bar{Y}_{нідз} = 65 + 44 = 109 \text{ мм.}$$

Коефіцієнт підземного живлення розраховується як співвідношення виду

$$\frac{\bar{Y}_{нідз}}{\bar{Y}} = \frac{44}{109} = 0,40.$$

Тобто, внесок підземного живлення у формуванні стоку становить 40%.

5 ВИЗНАЧЕННЯ ПІДЗЕМНОГО ІОННОГО СТОКУ

Кількісна оцінка підземної хімічної денудації може бути здійснена шляхом розрахунку кількості розчинених речовин, які виносяться підземними водами, тобто розрахунку іонного підземного стоку [7]. Такі розрахунки зазвичай робляться за меженним іонним стоком річок, виходячи з того, що в межень основним джерелом живлення більшості річок є підземні води. Але ці розрахунки досить умовні, через те, що меженний стік річок лише наближено характеризує підземний стік; хімічний склад річкових вод у період межені формується в результаті змішування підземних вод багатьох горизонтів, а також надходження вод зі схилів і промислових скидів. Додамо, що роль промислових скидів у формуванні хімічного складу річкових вод у меженний період

перебільшена, оскільки стічні води скидаються в річки здебільшого в паводок.

Під підземним іонним стоком розуміється сума солей, які переносяться в розчиненому стані підземними водами від областей живлення до місць дренажу. У районах, що дреноються річками, мігруючі речовини потрапляють в них, а потім виносяться в моря або внутрішні водойми, де й відбувається їх накопичення.

При складанні карти підземного іонного стоку для характеристики території використовується модуль підземного іонного стоку.

Підземний іонний стік для кожного району, який характеризується спільністю гідрогеологічних умов, може бути розрахований згідно з формулою

$$Q_{нідз.і} = cQ_{нідз}, \quad (5.1)$$

де $Q_{нідз.і}$ - витрата підземного іонного стоку;

$Q_{нідз}$ - витрата підземного стоку;

c – концентрація хімічних компонентів у підземних водах.

Модуль підземного стоку іонів отримаємо після ділення $Q_{нідз.і}$ на площу водозбору F

$$\bar{q}_{нідз.і} = \frac{Q_{нідз.і}}{F}. \quad (5.2)$$

На основі викладеного можна висловити деякі міркування, стосовно впливу техногенних умов на поверхні землі на підземний іонний стік.

У природних умовах, коли не спостерігається вплив різних форм господарської діяльності, підземний іонний стік буде формуватися за рахунок природних процесів взаємодії в системі вода-порода (розчинення, вилуговування, катіонний обмін та ін.) й живлення незабрудненими атмосферними опадами. Назвемо його природним підземним іонним стоком.

В умовах господарської діяльності (у техногенних умовах) на природний підземний іонний стік буде накладатися потік з поверхні землі різних речовин антропогенного походження. Привнесення цих речовин у підземні води змінює їх хімічний склад у порівнянні з фоновим станом, впливає на процеси взаємодії підземних вод з породами.

Стічні води, які скидаються в приймачі, витрачаються на фільтрацію, випаровування; значна їх частина після очищення скидається в річки. Важко точно оцінити, яка частина зворотних вод досягає підземних вод й забруднює їх. Але близько 15-20% стічних вод, що поступають до

приймальників відходів, фільтрується і потрапляє у водоносні горизонти. Разом з ними у водоносні горизонти потрапляють забруднювальні речовини, які містяться в цих водах. Вони включають понад 90 різних компонентів і з'єднань, значну частину яких складають органічні сполуки. Ці сполуки, як і цілий ряд інших речовин, або порівняно швидко розкладаються, або сорбуються породами. Тому їх міграційна здатність невелика.

З точки зору тривалої міграції в підземних водах, а відповідно й в участі у формуванні підземного іонного стоку, інтерес представляють стійкі речовини (головним чином, мінеральні сполуки), такі, як нітрати, хлориди, сульфати і ряд інших. Якщо прийняти, що щорічно у водоносні горизонти фільтрується 20% зворотних вод, то разом з ними потрапляє в підземні води така ж частина речовин. Можна припустити, що антропогенна складова іонного стоку з урахуванням цих факторів буде становити не менше 15-20% всього підземного іонного стоку [4].

Для визначення концентрацій мінеральних речовин, властивих підземному стоку різних річок України рекомендується застосовувати гідрохімічне районування (додаток А), виконане для території України в Київському Національному університеті імені Тараса Шевченка під керівництвом проф. В.І. Пеляшенка та Л.М. Горєва [6]

Завдання 2

Визначити підземний іонний стік при відсутності даних гідрологічних та гідрохімічних спостережень.

Виконання завдання 2

Витрата підземного іонного стоку у середньому за розрахунковий період становить

$$Q_{нидз.i} = cQ_{нидз},$$

де c – концентрація хімічних компонентів у підземних водах.

За отриманими даними норма підземного стоку з водозбору становить 44 мм за рік, або

$$\bar{Q}_{нидз} = 1,16 \text{ м}^3/\text{с}; \quad \text{або} \quad \bar{q}_{нидз} = 1,40 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2);$$

За даними В.І.Пеляшенко середній вміст іонів складає

$$C_{HCO_3} = 430 \text{ мг/л}; \quad C_{SO_4^{2-}} = 32 \text{ мг/л};$$

$$Cl^- = 13 \text{ мг/л}; \quad Ca^{2+} = 100 \text{ мг/л};$$

$$Mg^{2+} = 26 \text{ мг/л}; \quad C_{Na^+ + K^+} = 23 \text{ мг/л}.$$

Отже сумарний вміст іонів становить – 624 мг/л.

$$\bar{Q}_{nidz.i} = 624 \times 1,16 \times 1000 \frac{d}{c} = 723840 = 724 \text{ г/с}.$$

Модуль підземного стоку іонів отримаємо після ділення $\bar{Q}_{nidz.i}$ на площу водозбору

$$\bar{q}_{nidz.i} = \frac{724}{827} = 0,876 \text{ г/(с·км}^2\text{)}.$$

По матеріалах Л.М.Горєва та В.І. Пеляшенко (1992р.) середньобогаторічний підземний іонний стік складає 21,5 т/км² або 0,818 г/с км². Головними іонами є $Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+ + K^+, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-$.

За формулою Курлова хімічний склад підземних вод має такий вид

$$\frac{HCO_3 82 Cl 10 SO_4 8}{Ca 64 Mg 22 (Na + K) 4}$$

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бефани А.Н., Мельничук О.П. Расчет нормы стока временных водотоков и горных Украинских Карпат // Труды УкрНИГМИ. - Л.: Гидрометеиздат. - 1967. - вып. 69. - С. 105 -131.
2. Гидрохимическое картирование с применением вероятностно статистических методов. / Под общ. ред. В.И. Пеляшенко. – Киев: Вища школа, Головное издательство, 1979. – 100 с.
3. Гольдберг В.М. Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах.- М.:Недра, 1976. – 152с.
4. Гольдберг В.М. Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды.- Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 248с.
5. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. - Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 303 с.
6. Горев Л.Н., Пелешенко В.И. Методика оптимизации природной среды обитания. – Київ "Либідь", 1992. – 526 с.
7. Иваненко О.Г. Гідроекологія. Конспект лекцій. – Одеса, Екологія, 2008. – 88 с.
8. Камзіст Ж.С., Шевченко О.Л. Гідроекологія України. Навчальний посібник. – Київ. Фірма "Інкос", 2009 – 612 с.
9. Мусієнко М.М., Серебряков В.В., Брайон О.В. Екологія. Охорона природи. Словник-довідник. – К.: Товариство Знання. КОО, 2002.- 550 с.
10. Романенко В.Д. Основы гидроэкологии. Учебник. – К.:Генеза,2004. - 664 с.
11. Сафранов Т.І. Екологічні основи природокористування. Навч. пос./ Т.А. Сафранов. – Л.Новий світ, 2003.- 248 с.
12. Сорокин В.Г. Средний многолетний сток орошаемых районов юга Европейской территории Советского Союза // Межвед.научн.сб. Метеорология,климатология и гидрология. - Одесса.-1974. - С.121-129.
13. Хільчевський В.К. Водопостачання і водовідведення. Гідроекологічні аспекти.: ВЦ "Київський університет" , 1999. - 319с.

**ЗБІРНИК
МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК**
до практичних занять
з дисципліни
«ГІДРОЕКОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД»

для студентів спеціальності "Екологія та охорона
навколишнього середовища"

Укладачі: Лобода Н.С., проф.,
Отченаш Н.С., ас.

Підп. до друку
Умовн. друк. арк.

Формат
Тираж

Папір
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15

Збірник методичних вказівок до практичних занять за спеціальністю "Екологія та охорона навколишнього середовища", спеціалізація "Гідроекологія" з дисципліни «Гідроекологія підземних вод»./проф. Лобода Н.С., Отченаш Н.Д. – Одеса, ОДЕКУ, 2011. – 46 с.

Збірник методичних вказівок призначен для студентів V курсу денної форми навчання магістерського рівня підготовки.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**ЗБІРНИК МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК
ДО ПРАКТИЧНИХ ЗАНЯТЬ
З ДИСЦИПЛІНИ
«ГІДРОЕКОЛОГІЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД»**

“Узгоджено”
деканом факультету магістерської
та аспірантської підготовки

“Затверджено”
на засіданні кафедри гідроекології
і водних досліджень
Протокол № 11 від 12 квітня 2011 р.
Зав. кафедрою _____ Н.С.Лобода
(підпис)

Одеса 2011