

Рідка компонента ґрунтів і класифікація видів води в ґрунті

Майже всі гірські породи вміщують рідку компоненту, яка в більшості випадків представлена водою.

Вода в ґрунтах може знаходитись в різних фазових станах – газоподібному, рідкому та твердому (лід). Вона відіграє дуже важливу роль у поведінці ґрунтів та значною мірою обумовлює їх стан, суттєво впливаючи на фізико-механічні властивості (із тенденцією до погіршення).

Сучасні уявлення про види води в ґрунтах свідчать про те, що в залежності від ступеню вологості, характеру зв'язку з поверхнею твердих часток ґрунту доцільно виділяти дві основні категорії води - *зв'язану* й *вільну*.

У категорії *зв'язаної води* розрізняють два види - *міцнозв'язану* (або адсорбційну) та *слабозв'язану* (капілярну й осмотичну).

Міцнозв'язана вода формується на поверхні ґрунтових часток завдяки адсорбції молекул води з пару атмосфери, і міцно утримується поверхнею - енергія її взаємодії складає значні величини: від 40 до 130 кДж/моль.

За енергією зв'язку з поверхнею міцнозв'язана вода поділяється на воду острівної та полішарової адсорбції. Вода *острівної адсорбції* складається з окремих асоціацій молекул, що формуються коло найбільш активних в енергетичному відношенні центрів - на сколках окремих часток ґрунту та на катіонах-компенсаторах. Утворення її відбувається при відносній вологості повітря не більше 20-30%. Вода *полішарової адсорбції* відрізняється тим, що утворює плівку навколо ґрунтової частки, яка складається з кількох шарів молекул води при відносній вологості повітря 30-90%. Енергія взаємодії цього різновиду води з поверхнею значно менша - 0,4-40 кДж/моль. Загальна кількість міцнозв'язаної води, що утворюється в ґрунті при відносній пружності пару близько 0,9, складає *максимальну гігроскопічну вологість ґрунту* (W_{mg}).

Властивості міцнозв'язаної води суттєво відрізняються від вільної води - вона характеризується більш високою щільністю (теоретично щільність її може досягати 18,4 кН/м³), зниженою температурою замерзання (до 30–50⁰С) та здатністю до розчинення, підвищеною теплопровідністю, значно нижчою діелектричною проникністю по відношенню до вільної води.

Слабозв'язана вода. До цього виду води відноситься капілярна та осмотична вода. Механізм пересування *капілярної води* пов'язаний з підємною силою капілярного меніска.

Розрізняють воду кутів пор, капілярно підвішену та власне капілярну різновидності капілярної води.

Вода кутів пор заповнює найменші проміжки між частками ґрунту. Вона характерна для слабонасичених ґрунтів, де води не вистачає для повного заповнення капілярної пористості.

Найбільш розповсюджена *власне капілярна вода*, яка розміщується вище рівня ґрунтових чи підземних вод і має безпосередній зв'язок із водою водоносного горизонту.

Підвішена капілярна вода пов'язана із зоною аерації, формування її обумовлено надмірним випадінням атмосферних опадів або значними поливами (в умовах зрошення сільськогосподарських угідь). Цей вид капілярної води відрізняється значною рухомістю при перевазі процесів випаровування. Ця вода переміщується у верхню частину розрізу аж до повного зникнення, навпаки, відсутність випаровування сприяє поповненню нею водоносного горизонту.

Утворення *осмотичної води* обумовлене переміщенням молекул води в поровому розчині ґрунтів за рахунок осмотичних сил у напрямку ділянок із підвищеною концентрацією розчину. Унаслідок цього поблизу глинистих часток формується осмотична вода, яка може бути віднесена до слабозв'язаної (з енергією зв'язку нижче 0,4 кДж/моль). Температура її замерзання –1,5⁰С, щільність наближається до щільності вільної води.

Вільна вода складається з двох видів - іммобілізованої та гравітаційної. Іммобілізована вода міститься в замкнених порах і не має можливості переміщуватись.

Вільна (гравітаційна) вода заповнює порову систему ґрунту при повному водонасиченні. Вона складає основну масу води, що рухається в складі ґрунтових потоків. Поряд із цією водою в ґрунтах зони аерації на певному ступені зволоження з'являється вода, яка має здатність вибірково рухатись по порах і тріщинах, тобто просочуватись крізь ґрунтову товщу. Вона одержала назву - вода, що просочується.

Вільна (гравітаційна) вода рухається під впливом сили тяжіння, характеризується різною мінералізацією, хімічним складом та фізичними властивостями.

Максимально можливий уміст у ґрунті всіх видів зв'язаної та вільної води при повному насиченні пор ґрунту водою називають *повною вологоємністю ґрунту* (W_0). А кількість води, що вміщується в порах і тріщинах ґрунтів у природному стані, носить назву *природної вологості* (W). Вологість ґрунту визначається шляхом висушування зразків ґрунту до постійної маси при температурі 105-107 °С. Відношення маси води, видаленої зі зразку ґрунту висушуванням до маси висушеного ґрунту є *абсолютною* або *ваговою вологістю ґрунту*. Але вологість можна виразити також по відношенню до об'єму ґрунту, таке відношення буде *об'ємною вологістю*. Зв'язок між об'ємною й ваговою вологістю може бути виражений через залежність:

$$W_{об.} = \rho_d W,$$

де $W_{об.}$ - об'ємна вологість; W - вагова вологість; ρ_d - щільність скелету ґрунту.

Важливою характеристикою природного стану ґрунту є *відносна вологість* або *ступінь вологості ґрунту*, яка являє собою відношення об'ємної вологості до об'єму пор, або природної вологості до повної вологоємності:

$$S_r = W_{об.} / n = W / W_0,$$

де n - пористість; W - природна вологість; W_0 - повна вологоємність ґрунту.

Значення S_r змінюються від 0 до 1, причому в цьому діапазоні виділяють кілька градацій, що характеризують ступінь заповнення пор ґрунту водою:

слабовологі - ($0 < S_r < 0,5$), • вологі - ($0,5 < S_r < 0,8$),

насичені водою - ($0,8 < S_r < 1$).

Різні категорії, види й різновиди води суттєво впливають на властивості ґрунтів, особливо глинистих (у тому числі лесових). Загальною закономірністю є зниження їх деформаційних і міцностних характеристик при підвищенні вмісту води в поровій чи трищинуватій системах ґрунту.

Газова та біотична компонента ґрунтів

Повітря й гази в ґрунтах мають найбільше значення у водоненасиченій зоні - зоні аерації, де від їх вмісту багато в чому залежать властивості ґрунтів. Газова компонента заповнює пори, тріщини, порожнини різного походження, основним джерелом її є повітря.

За складом це можуть бути O_2 , N_2 , CO_2 , H_2 , CH_4 , важки вуглеводні, гелій. Крім повітря атмосфери на формування газів впливає життєдіяльність організмів (особливо мікроорганізмів), геохімічні, біохімічні процеси, що відбуваються в ґрунтах поверхневої та глибинної зон.

Повітря та гази в ґрунтах знаходяться в різному стані:

- у вільному - у найбільш крупних тріщинах, порах, порожнинах, вони можуть приймати участь у повітря й газообміні в певних умовах;

- у заземленому - в іммобілізованому стані при певному заповненні порової системи ґрунту водою;

- в адсорбованому на поверхні часток, під впливом молекулярних сил;

- у розчиненому водою стані.

Характер поведінки повітря й газів у ґрунтах залежить, головним чином, від

температури та тиску.

Інженерно-геологічне значення газової компоненти зводиться до того, що перевага її в порах обумовлює значну міцність, невисоку деформаційну здатність ґрунту. Навпаки, зменшення вмісту газової компоненти означає підвищення вмісту рідкої компоненти й певне зниження механічних властивостей ґрунтів. Присутність газів певною мірою обумовлює пружні властивості ґрунтів, особливо молодих геологічних утворень – торфу та мулу. Гази затримують природне ущільнення цих порід, а також ущільнення під навантаженням - тим самим утворюють труднощі при будівництві, ускладнюючи проектування й збільшуючи терміни зведення споруд.

Середовищем мешкання макро- і мікроорганізмів є ґрунти рослинного шару і підґрунтових товщ. *Макроорганізми* представлені кореневою системою рослин, хребетними й безхребетними тваринами, причому кількість останніх може досягати до 2 млрд. на 1 га. Макроорганізми мають вагомий вплив на склад і властивості ґрунтів, змінюючи його структуру й привносячи органічні речовини.

Мікроорганізми в ґрунтах представлені широкою гамою живих істот - це бактерії, гриби, водорості, дріжджі, віруси, найпростіші тварини та таке ін. Вони поділяються на *гетеротрофні* та *автотрофні*. Перші використовують для своєї життєдіяльності різні органічні сполуки, розвиток других здійснюється за рахунок світлової енергії або енергії окислення неорганічних сполук - водню, сірки та таке ін.

Мікроорганізми знайдені в різних генетичних та літологічних типах ґрунтів - в еолово- делювіальних (лесах), льодовикових (моренах), алювіальних (пісках та глинах) і складають 107- 108 екз. в 1 г ґрунту. Вони знаходяться в рослинному шарі й підстиляючих ґрунтах у порових розчинах або в адсорбованому стані.

Важлива роль мікроорганізмів проявляється в тому, що вони можуть впливати на утворення нових сполук, які підвищують (оксиди Fe і Mn) механічні властивості ґрунтів. У той же час діяльність окремих мікроорганізмів сприяє руйнуванню окремих мінеральних утворень, підвищує їх пористість, а також є чинником перетворення одних мінералів в інші.

Важливо відмітити, що значна частина мікроорганізмів у ґрунтовій товщі перебуває в спокої. Зміна геологічних та гідрогеологічних умов, пов'язана з будівництвом (наприклад, метро) або розробкою корисних копалин (кар'єри та шахти), суттєво порушує природну обстановку, відкриваючи шляхи для надходження на глибину речовин, що є поживними для мікроорганізмів.

Взаємодія між компонентами ґрунту

Всі основні компоненти ґрунту (тверда, рідка, газова, біотична) знаходяться в постійній взаємодії одна з одною, створюючи гетерогенну фізично й хімічно активну динамічну систему. Властивості такої системи визначаються як відносним вмістом окремих компонент, так й характером і інтенсивністю їх взаємодії між собою.

Процеси взаємодії між компонентами ґрунту мають хімічну та фізико-хімічну природу.

Хімічна взаємодія. Процеси хімічної взаємодії розвинуті, головним чином, у верхній частині літосфери, ними обумовлено хімічне вивітрювання порід. Серед цих процесів переважають гідроліз, окислення та розчинення.

Гідроліз [від грець. «hydor» - вода та «lysis» - розклад]- базується на хімічній взаємодії між твердою й рідкою компонентами ґрунту, що обумовлює руйнування мінералів та винос із породи окремих елементів у розчинному вигляді. Основу гідролізу складає висока реакційна здатність водню (H^+), що утворюється при дисоціації молекул води. Маючи малі розміри, іон водню (H^+) легко проникає в кристалічну решітку мінералу і розриває зв'язки між атомами кристалічної решітки. Найбільш активно цей процес іде в силікатах та алюмосилікатах, у структурі яких є дірки в кристалічній решітці й

присутність негативно заряджених центрів на поверхні. Гідроліз більшості породоутворюючих мінералів має багатостадійний характер. Так, польові шпати та слюди переходять у гідрослюди, які далі розпадаються на каолінит, опал, карбонати.

Окислення - процес взаємодії газової й твердої компонент. Цей процес пов'язаний з тим, що поверхневі води, які інфільтруються крізь зону вивітрювання, збагачені розчиненим киснем. Він здатний вступати з деякими мінералами (зокрема, із сульфідами) в окислювальні реакції з утворенням кисневих сполучень (сульфатів, карбонатів тощо). Окислення відбувається також за багатостадійною схемою. Наприклад, при окисненні піриту FeS_2 утворюється закис заліза $FeSO_4$, який переходить у сульфат окису $Fe_2(SO_4)_3$, а потім у гідрат окису заліза - лімоніт $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$.

Окислення йде до певних глибин - по мірі втрати вільного кисню інфільтраційні води з глибиною втрачають здатність до окислення. Зона активного водообміну, зокрема, у Дніпровсько-Донецькій западині складає орієнтовно від 300-400 м на північному заході до 700-800 м на південному сході.

Розчинення - це взаємодія рідкої компоненти з твердою при певних умовах. В результаті під впливом енергії теплового руху іони та молекули речовини втрачають зв'язок із кристалічною решіткою і переходять у розчин. Процес розчинення обумовлений складом і властивостями твердої компоненти ґрунту, а також властивостями розчинника й вмістом у ньому газової компоненти.

Фізико-хімічні процеси. Вони характерні для межі мінерал-вода. Їх характер і інтенсивність суттєво залежать від дисперсності ґрунту - із зростанням дисперсності інтенсивність їх підвищується. Серед цих процесів виділяють гідратацію, утворення подвійного електричного шару (ПЕШ) і іонний обмін.

У процесі *гідратації* глинисті мінерали при взаємодії з водою адсорбують на своїй поверхні полярні молекули води. У глинистих мінералів розрізняють 3 основних типи центрів адсорбції:

- катіони-компенсатори структурного заряду, які знаходяться на поверхні і між шаровому просторі мінералів;
- атоми кисню і гідроксильних груп базальних поверхонь мінералів;
- валентноненасичені атоми бокових відколів мінералів.

Центри адсорбції відрізняються енергетичною неоднорідністю, що обумовлює їх послідовне насичення при адсорбції й стадійний характер процесу гідратації глинистих часток. Гідратація починається з адсорбції молекул води на найбільш активних центрах - катіонах-компенсаторах і валентноненасичених атомах бокових відколів мінералів

Утворення подвійного електричного шару. При малих вологостях і в сухому стані негативний структурний заряд глинистих часток повністю нейтралізується катіонами-компенсаторами, які розміщуються на поверхні часток та міжшаровому просторі й утворюють так званий «адсорбційний шар». Таким чином, негативний потенціал мінералу, з одного боку, і позитивно заряджені катіони адсорбційного шару з другого, утворюють на поверхні часток подвійний електричний шар.

Електричний заряд, що знаходиться на поверхні часток та повністю нейтралізується іонами адсорбційного шару, має назву - *термодинамічний потенціал* (ψ).

У воді будова ПЕШ суттєво змінюється. Внаслідок гідратації зв'язок катіонів-компенсаторів із поверхнею часток зменшується. Під дією теплового руху та осмотичних сил частина з них відходить від поверхні часток і утворює дифузний шар. Катіони дифузного шару утримуються електростатичними полем частки. Таким чином, у водному середовищі термодинамічний потенціал нейтралізується зарядами катіонів адсорбційного та дифузного шарів. Та частина термодинамічного потенціалу, яка відповідає адсорбційному шару, має назву *адсорбційний потенціал* (ϵ), а відповідна частина потенціалу, що компенсується зарядом катіонів дифузного шару, одержала назву *електрокінетичного* або дзета - потенціалу (ξ).

Величина електрокінетичного потенціал залежить від потужності дифузійного шару

- чим більше його потужність, тим більше -потенціал, і навпаки.

Величина ξ - потенціалу є важливим показником енергетичного стану глинистої частки, що впливає на такі характерні властивості глинистих ґрунтів як пластичність, набухання, усідання, стискання і таке ін.

Іонний обмін. Між іонами адсорбційного й дифузного шарів та порового розчину відбуваються процеси обміну - одні іони з іонної атмосфери ґрунтової частки переходять у розчин, інші - у зворотному напрямку. У зв'язку з тим, що в іонній атмосфері навколо часток переважають катіони, то мова може йти про катіонний обмін.

Загальна кількість іонів у ґрунті, здатних до обміну в даних умовах, характеризує *ємність поглинання* або *ємність обміну*. Ця величина виражається в міліграм-еквівалентах на 100 г сухого ґрунту. Найбільш суттєво ємність обміну ґрунту залежить від характеру переважаючих глинистих мінералів - для мінералів групи каолініту її значення коливається в межах 3-15 мг-екв. /100 г, для мінералів групи монтморилоніту - 80-150 мг-екв /100 г.

У ґрунтовому масиві склад обмінних катіонів, визначається хімічним складом порового розчину, що заповнює порову систему ґрунту. Серед обмінних катіонів переважають Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , H^+ . Найбільш поширеним із них є Ca^{2+} , що пояснюється широким розповсюдженням у природному середовищі солей кальцію, а також високою енергетичною активністю його в обмінних процесах.

Склад катіонів суттєво впливає на поведінку глинистих часток, зокрема, на їх гідратацію.

У цілому має місце така тенденція щодо формування загальної кількості зв'язаної води в ґрунтах: із підвищенням валентності обмінних катіонів знижується потужність дифузного шару (а з ним і електрокінетичного потенціалу) і відповідно, гідратної оболонки навколо частки. Навпаки, присутність одновалентних катіонів обумовлює формування пухких гідратних оболонок і сприяє утриманню більшої кількості зв'язної води.