

ЛЕКЦІЯ 1

МАГМАТИЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Породоутворюючі мінерали

Всіма гірськими породами і ґрунтами є агрегати, складені тими або іншими мінералами, або уламки порід. Відмінність між гірськими породами і ґрунтами полягає в їх різній міцності, яку визначають при розробці. **Гірські породи**, як правило, скельні, подібні до граніту або вапняку. Для їх ручної розробки потрібні спеціальні інструменти у вигляді ломів, кирок, а також вибухових робіт. **До ґрунтів відносять** піски, що зазвичай зустрічаються, різні глини, торф і т. п., що легко розробляються лопатою.

Всі гірські породи і ґрунти розрізняються по своєму мінералогічному складу, що визначає їх хімічний або сольовий склад, і *по стану* (щільність складання, вологість, ступінь виветрелості і т. д.), а також по своїх *структурних і текстурам* особливостях.

Під структурою в даному випадку мають на увазі особливості внутрішньої будови гірської породи або ґрунту, обумовлене величиною і формою мінералів, що складають породи, а також характеру зв'язку між окремими елементами, їх створюючими, зокрема ступінь кристалізації і так далі. Текстура визначає собою зовнішній вигляд гірської породи і ґрунту (наприклад, масивність, однорідність, шаруватість, пористість).

Мінералами, з яких складаються гірські породи або ґрунти, називають природні хімічні утворення (з'єднання) або самородні елементи, що є продуктами складних фізико-хімічних процесів, що протікають в земній корі. Із спільного числа відомих мінералів, що перевищує 3000, особливе значення в освіті і будові гірських порід мають не більше 100. Такі мінерали називають **породоутворюючими**.

Мінерали розрізняються по зовнішній формі (кристалічною і рідше аморфною, у вигляді землястих або склуватих мас), по хімічному складу, щільності, твердості, шаруватості (здатності розколюватися, подібно до слюди, з утворенням гладких і рівних поверхонь), характеру зламу і блиску.

Для кожної з цих ознак є свої еталони. Зокрема, твердість мінералів встановлюють в зіставленні з еталонними мінералами за так званою шкалою Мосса. У цій шкалі за одиницю твердості 1 прийнятий найм'якший відомий мінерал тальк; 10 одиницям за цією шкалою відповідає алмаз як найбільш твердий мінерал.

Для надійного визначення мінералів в зразку потрібний в більшості випадку використовувати особливі методи аналізу, спеціальні мікроскопи і тому подібне

Короткі характеристики найбільш важливих породоутворюючих мінералів приведені нижче при описі тих або інших гірських порід і ґрунтів, які по своєму походженню діляться на три класи: магматичні, осадкові і метаморфічні.

Магматичні гірські породи утворилися в результаті впровадження і

оохолодження тих, що проникли з глибини в земну кору магматичних мас (кам'яних розплавів) або виявлення їх на поверхню. До них відносять також пірокластичні породи як продукт викидів з вулкана.

Осадкові гірські породи утворилися в результаті осадження з води або повітря продуктів вивітрювання всіх трьох описуваних класів гірських порід.

Метаморфічні гірські породи виникли унаслідок хімічної і фізичної зміни осадкових (і нерідко магматичних) порід під впливом високих температур і великого тиску.

До магматичних порід відносять граніти, діабазы, порфірити, базальти і багато інших. Магматичні породи у край різноманітні по хімічному складу, а також по структурних і текстурам особливостях.

Очевидно, що хімічний склад магматичних порід визначається складом мінералів, створюючих породи. Для порід даного класу найбільш характерні оксиди і силікати як найголовніші породоутворюючі мінерали.

До оксидів відноситься *кварц* SiO_2 — вільний кремнезем, один з найбільш поширених мінералів. Щільність його 2,65; твердість вельми висока — кварц легко дряпає ніж з хорошої сталі. Залежно від домішок кварц може бути безбарвним (гірський криштал), фіолетовим (аметист), сірим (раухтопаз) і так далі. Кварц і перераховані його різновиди вельми стійкі проти дії на них води і інших атмосферних агентів. Вони володіють високою міцністю на роздавлювання (більше 1000 кг/см^2). Цими властивостями пояснюється, що кварц і його похідні у вигляді уламків дуже часто зустрічаються серед осадкових порід.

Силікати є основною часткою більшості магматичних і метаморфічних порід і є складні, з'єднання елементів Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, O, H у вигляді різних солей кремнієвих кислот. До силікатів відносяться насамперед польові шпати, слюда, рогові обманки, авгіт.

По складу *польові шпати* підрозділяються на дві великі підгрупи: а) найбільш багаті кремнеземом анортоклази і б) менш багаті їм плагіоклази.

До анортоклазів відносяться калієво-натрієві польові шпати, до плагіоклазів — натрієво-кальцієві шпати. Основним представником калієвих польових шпатів є *ортоклаз* $\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$; натрієвих шпатів — *альбіт* $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$. З представників підгрупи плагіоклазів можна назвати *анортит* $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$. Анортоклази відрізняються світлими тонами (ясно-рожеве, рожево-жовте, червонувате, рідше біле забарвлення).

Плагіоклази відрізняються сіруватими тонами (сірувато-білим, сірувато-зеленуватим) і навіть синювато-буриим (лабрадор).

Щільність польових шпатів варіюється 2,6-2,7, твердість їх висока: подібно до кварцу, вони дряпають ніж з хорошої сталі. Слід зазначити, що польові шпати під впливом атмосферних агентів порівняно швидко вивітрюються і хімічно розкладаються, утворюючи нові з'єднання, зокрема каолінит.

Рогова обманка (з групи амфіболів) має щільність 3,1-3,3 і велику твердість: дряпає ніж з високовуглецевої сталі; колір її зелений і бурий до чорного. Рожева обманка входить до складу магматичних і метаморфічних порід. Вона легко вивітрюється, утворюючи стійкіші мінерали (серпантин, хлорит і др).

Авгіт (з групи піроксенів) має щільність 3,2-3,6 і велику твердість - він теж дряпає ніж із загартованої сталі. Колір його — темно-зелений до чорного. Авгіт входить до складу основних магматичних порід.

Слюда — *мусковіт* (біла слюда) і *біотит* (чорна) входять до складу більшості магматичних і метаморфічних порід. Дуже часто зустрічаються у вигляді лусок в осадкових породах. Щільність їх 2,7-3,2. Вивірюється слюда насилу.

Характеристика магматичних порід

Залежно від хімічного складу, вмісту в них двоокису кремнію SiO₂ магматичні породи підрозділяють на **ультракислі, кислі, середні, основні і ультраосновні**. Вміст двоокису кремнію SiO₂ в кислих породах доходить до 65-75% (група *гранітів*), в середніх — від 52 до 65% (групи *сіеніту* і *діорита*), в основних - від 52 до 65% (група *габбро*); Ультракислі і ультраосновні породи, поширені у край обмежено.

Для кислих порід характерний підвищений вміст кварцу і калієвих і натрієвих польових шпатів (ортоклаз і мікроклін) Для основних порід характерна присутність в них натрієво-кальцієвих шпатів, звані плагіоклазами (альбіт, олігоклаз, анортит).

Для основних порід характерний вміст в них кольорових мінералів (рогова обманка, авгіт, біотит), що додають основним породам темне забарвлення і вищу об'ємну масу. З врахуванням походження, умов освіти і залягання **магматичні породи підрозділяються на три види**: глибинні (інтрузивні), такі, що вилилися (ефузивні) і жильні (гіпабісальні).

При охолодженні мас магми одного і того ж складу початкового расплаву в різних умовах з неї утворюються різні магматичні породи. Так, діорит, як середня по складу магматична порода, утворився з групи інтрузивних; з ефузивних аналогів сформувалися порфіріти (більш древні) і андезити (більш молоді). Маючи один і той же хімічний склад, вони розрізняються між собою і, як і всі інші породи різних груп, структурними особливостями.

В процесі сповільненого охолодження, характерного для інтрузивних порід, процес йде з повною раскристалізацією магми під час переходу її в твердий стан.

Так утворилися глибинні (інтрузивні) породи з повнокристалічною (зернистою) структурою. В цьому відношенні подібні різні по хімічному складу граніти, сіеніти, діорити і габбро. При цьому магма твердне в різні формою магматичні тіла: батоліти, лакколіти і різного роду жильні утворення.

Батоліт — виключно велике за площею інтрузивне тіло (інколи до 10 000 км²) оголюється на поверхні лише при розмиві покривної товщі порід.

Потужність батоліта по глибині практично не обмежена.

Штоки — батоліти відрізняються відносно малим розміром.

Лакколіти — каравасподібні інтрузії, що мають зазвичай плоску подошву. Залягають вони зазвичай, упроваджуючись в товщу осадкових порід і деформуючи її.

Прикладом лакколітів як інтрузивних тіл, що оголіли при розмиві або зносі мас порід, що вміщали їх, можуть служити гори Аю-Даг (Ведмідь-гора), в

Криму, Машук, Бештау, а також гори в районі Мінеральних вод (Північний Кавказ).

Жильні утворення — це тріщини, що виконані магмою, відходять від крупних інтрузивних тіл. Більшість жильних інтрузій є *січними*, тобто що перетинають пласти осадових порід під деяким кутом. Їх звичайна потужність від 1 до 3 м. Вертикальні жили називають дайками. При зносі порід, що вміщують ці жили, дайки нерідко набувають вигляду залишків зруйнованих кріпосних стін.

Жили, або *пласти інтрузії*, зустрічаються відносно рідше. На відміну від жил пластів пласти інтрузії, що є магматичними тілами, що упродовжуються між пластами гірських порід, як правило, займають дуже великі майдани. Такі, наприклад, траппи (діабази і базальти) Сибіру.

Ефузивний магматизм виявляється у вигляді виявлень тріщин на поверхню або у вигляді вулканічних вивержень. При тріщинних виливах магма у формі лав зазвичай розтікається за широкою площею, утворюючи *покрови*. Таке явище особливо характерне для розплавів основного складу, що відрізняються в процесі охолодження малою в'язкістю і великою рухливістю.

На відміну від причин утворення покровів вулканізм зв'язується з виверженням тугіших кислих розплавів з меншою рухливістю і більшою в'язкістю. Потужність покровів, особливо базальтових, коливається від декількох метрів до 1-2 км. (покровив штаті Орегон в США).

Залежно від швидкості охолодження магми і виділення з неї газів, що перетворюють її на лаву, виникли наступні головні різновиди структур ефузивних порід; порфірна, приховано-кристалічна, склувата структура і пориста, що свідчать про умови найбільш швидкого охолодження.

В порфіровій структурі серед основної нераскристалізованої або слабоскристалізованої масі є більш менш крупні окремі кристали, зазвичай польового шпату.

Структура ефузивних порід може певною мірою свідчити про ту або іншу потужність магматичної. Відомо, що тіла малих розмірів з більшою відносною поверхнею остигають швидше за крупні тіла. Таким чином, ефузивні породи з порфірною структурою, що свідчить про відносно повільне охолодження магматичного тіла, указують на відносно велику його потужність.

Абсолютно протилежне говорять склуваті структури і тим більше пориста ефузивна порода. Ці структури утворилися при швидкому охолодженні магми або лав, коли магма до переходу її в твердий стан не встигає повністю раскристалізуватися. Пориста і тим більше губчаста структура утворилася до того ж в результаті бурхливого виділення газів в процесі охолодження магми, що вилілася. Ці структури характерні для базальтових шлаків і особливо для пемз.

Потужність покладів (залежей) магматичних порід є одним з найважливіших їх ознак, що визначають несучу здатність скельної товщі. При певних обставинах потужність магматичних покладів (залежей) може виявлятися абсолютно незначною, що вимірюється десятками сантиметрами. Відомі місця, де базальт як порода, що вилілася, перекривав на схилах вулканів лід.

Потужність магматичних тіл свідчить, з одного боку, про інтенсивність і впровадження магми в кору або виливанні лав, з іншого ж боку - про в'язкість магми, яка в певних умовах може проникати в самі незначні тріщини в товщі земної кори. Дуже часто вирішальну роль при цьому грає в'язкість вогненно-кам'яного розплаву при тому або іншому ступені її охолодження. Тут визначальну роль грає хімічний склад магми або лави.

Очевидно, що найменшою в'язкістю при однаковій температурі володіють розплави, збагачені в тій чи іншій мірі залізом, тобто утворюючі при охолодженні основні *породи*, збагачені залізовміщуючими мінералами, подібними до авгіту, рогової обманки, пироксену і ін. Навпаки, швидше остигають розплави, збагачені вмістом силікатів і окислу кремнезему, тобто властиві кислим *породам*.

Звідси виникає практичний висновок про те, що особливо малою потужністю за певних умов можуть володіти основні магматичні породи темного кольору, важкі і обов'язково з невираженою кристалічною структурою. Остання умова є віддзеркаленням швидкого охолодження покладу, що і відповідає її меншій потужності.

Таблиця 1

Кислотність	Вміст	Породи		Забарвлення	Плавкість	Основний мінералогічний склад %			Об'ємна маса, т/м ³
		інтрузивні (глибинні)	еффузивні (щовилилися)			кварц	польові шпати	кольорові мінерали	
Кислі	>65	Граніти	Кварцові порфіри, ліпарити, обсідан, пеемза	Сіра (рідше темно-сіра), рожева, червонувата	Тугоплавкі	15—40	40—60	5—10 (слюда, ротова обманка)	2,6—2,7
Середні	65—52	Сієніти	Порфірити, трахіти	Сіра, темно-сіра, червонувата	Середньо-плавкі	Немає або дуже мало	85—90	10—15 (рогова обманка)	2,7-2,95
		Діоріти	Порфірити андезити	Сіра, темно-сіра, темно-зелена			Близько 70	Близько 30 (рогова обманка)	
Основні	52-40	Габбро	Діабазити, базальти	Темно-сіра, чорна, темно-зелена	Легкоплавкі	Немає	50	50 (авгіт, рогова обманка)	2,8-3,1

У таблиці. 4.1 дана класифікація основних видів магматичних порід з розділенням їх по хімічному складу. Тут же наводяться деякі додаткові дані про породи, що представляють інтерес в даному відношенні.

Коротка характеристика окремих найважливіших представників класу магматичних порід викладена нижче.

Граніти — інтрузивна повнокристалічна порода з групи кислих. Широко поширена на території колишнього СРСР. Граніти часто займають майдани по декілька тисяч квадратних кілометрів. Більшість з крупних гідроелектричних станцій побудовані в СРСР на гранітах. Такі, наприклад, Дніпровська. Граніти поширені на півдні України і на Кольському півострові, в Сибіру, зокрема на р. Колимі.

Лінарит і *кварцові порфіри* — відповідно молоді і древні ефузивні породи гранітного складу. Структура їх - порфірна; виділяються зазвичай кристали кварцу і польового шпату.

Обсидіан (вулканічне скло) — скловидна порода сірого і бурого кольору (до чорного). *Пемза* — пузириста склувата порода.

Сієніти на вигляд нагадують граніти, від яких відрізняються відсутністю кварцу і декілька великим вмістом кольорових мінералів. Сієніти в нашій країні поширені значно менше, ніж граніти. Найчастіше вони зустрічаються в області Українського кристалічного масиву і на Уралі. З сієнітів в древні часи виконували скульптурні статуї (наприклад, встановлені на березі р. Неви сфінкси в Ленінграді).

Трахіти і як більш древній аналог його *порфір* — ефузивна фація сієнітової магми; колір трахитов — зазвичай сірий із зеленуватим відтінком.

Фація (от лат. *facies* – лице, облик) в геології, поняття, возникшее в 19 в. для обозначения изменений литологического состава горных пород и заключённых в них органических остатков в пределах одного стратиграфического горизонта на площади его распространения. Термин «Фація (в геології)» предложен швейц. геологом А. Гресли (1838–41). Происхождение фациальных изменений Гресли связывал с различиями в условиях образования пород и сравнивал их с теми изменениями, которые можно наблюдать на современном морском дне. Поэтому он группировал и называл Фація (в геології) по обстановкам накопления (например, «литоральные Фація (в геології)», «пелагические Фація (в геології)» и т.п.). В русской геологической литературе название Фація (в геології) (в понимании Гресли) впервые (1868) было применено Н. А. Головкинским для обозначения изменений пермских отложений в бассейна Волги и Камы. Т. к. у Гресли понятие о Фація (в геології) было многосторонним (оно охватывало петрографический состав пород, заключённые в них органические остатки, генезис отложений и их изменения в определённых стратиграфических рамках), то это явилось причиной дальнейшего использования термина «Фація (в геології)» в разных смыслах. Наиболее широко оно применяется для обозначения физико-географических условий древнего осадконакопления со всеми особенностями среды: её динамикой, химическим режимом, органическим миром, глубиной и т.д. (Н. М. Страхов,

1948; Д. В. Наливкин, 1955; В. Е. Хаин, 1973; Н. В. Логвиненко, 1974, и др.).

Поскольку эти условия устанавливаются на основании сохранившихся признаков пород и заключённых в них органических остатков, существует два варианта понимания Фация (в геологии): 1) Фация (в геологии) – порода, возникающая в определённой обстановке; 2) Фация (в геологии) – обстановка осадконакопления (современная или древняя), овегетивленная в осадке или породе. Оба эти варианта определения Фация (в геологии) очень близки и дополняют друг друга.

Нередко Фация (в геологии) обозначают условия, существовавшие на разных стадиях осадочного процесса – литогенеза, так, например, при исследовании стадии выветривания выделяют «Фация (в геологии) коры выветривания», при изучении стадии превращения осадка в породу – «Фация (в геологии) диагенеза», при изучении последующих преобразований уже сформированных осадочных пород – «Фация (в геологии) эпигенеза» и т.д. Применительно к метаморфическим горным породам финский геолог П. Эскола ввёл понятие фация метаморфизма. Термин «Фация (в геологии)» широко используется для обозначения частных особенностей современной и древней среды осадконакопления, а также для тех или иных признаков самих осадков и пород.

Діорити — порода повнокристалічної структури темно-сірого і зеленувато-сірого кольору, середня по кислотному складу. Зазвичай діорити зустрічаються у вигляді жил.

Андезит — ефузивний аналог діорита. Поряд з базальтами це найпоширеніші лави, які разом з ними складають величезні вулканічні поля на Кавказі і Камчатці. Колір його — зазвичай темно-сірий із зеленуватим відтінком. Древній аналог андезитів — порфірити.

Габро — основна інтрузивна порода з середньою і грубозернистою структурою темно-зеленого і чорного кольору. Особливо відомі габро України і Уралу. Лабрадорит — один з різновидів габро — красивий облицювальний камінь з синім «павиним оком».

Базальти і їх більш древні аналоги *діабази* є найбільш поширеними породами ефузивної фації габрової магми. Найширше поширені базальти і діабази в Східному Сибіру (трапи), на Кавказі і у Вірменії, де вони інколи прорізають у формі жил пласти глинистих сланців, але найчастіше залягають у вигляді покрів. Після гранітів ця група порід найбільш вивчена в будівельному відношенні. На діабазях зведені Братська ГЕС.

Структура базальтів і діабазів може бути від повнокристалічної до склуватої, залежно від потужності покладу. Колір їх — темно-сірий і чорний. Нерідко товща базальтів розділяється туфовими прошарками на окремі пласти, що відповідають умовам роздільних за часом вивержень.

П і р о к л а с т и ч н і п о р о д и . При виверженнях з вулканів часто викидаються величезні кількості магматичних продуктів, у тому числі попелів. Попели, осідаючи з повітря на сушу або у воду, після складних процесів литифікації утворюють своєрідні породи — *вулканічні туфи*. Вони займають середнє положення між власне магматичними і осадковими породами.

Широко поширені туфи в молодих вулканічних областях (Вірменія, Камчатка).

Туфи морського походження отримали назву *туффітів*. Широко відомий арктичний туф (Вірменія), що є тонкопористу породу з великою кількістю обмотків вулканічного походження. Цей туф — прекрасний будівельний матеріал для малоповерхових будівель і облицювання стін. Туфи нерідко перекривають величезні майдани.

ОСАДКОВІ ПОРОДИ

Походження осадкових порід

Осадковими називають гірські породи, що утворюються при осадженні і накопиченні в тій або іншій середі (водної або в повітрі) продуктів фізичного і хімічного руйнування (вивітрювання) порід з подальшим ущільненням і нерідко з цементацією осаду.

Вивітрювання гірських порід обумовлене дією на них атмосферних агентів, а також фізичних і хімічних процесів.

Вивітрювання в жорстких скельних породах зазвичай виявляється з розчленовування масивів на всі менші і менші уламки, зв'язане, наприклад, з нерівномірним нагріванням і охолодженням (*фізичне вивітрювання*). Цьому процесу сприяє розширення води, що замерзає в тріщинах породи. Процес фізичного вивітрювання зазвичай супроводжується *хімічним вивітрюванням*.

Дія на гірську породу води, кисню і вуглекислоти і веде до розкладання її, наприклад каолінізації з перетворенням польових шпатів і слюди, що входять у породу, в глину. У цьому процесі вивільнюються зерна стійкого кварцу і розчиняються известкові (карбонатні) і гіпсові речовини, що цементують породу.

Каолінізація, процес изменения горных пород, ведущий к возникновению каолина за счёт преобразования различных глинозёмсодержащих минералов, в первую очередь полевых шпатов и слюды. Каолинизация проявляется наиболее сильно в образовании каолиновой коры выветривания в результате процессов выветривания гранитов, сиенитов и др. полевошпатовых пород, по-видимому, в условиях влажных субтропиков. При этом за счёт полевого шпата сначала образуется мелкочешуйчатая, богатая глинозёмом слюда — серицит, которая в дальнейшем гидратируется и переходит в гидрослюда и каолинит; остатки гидрослюда часто присутствуют среди каолинитов, образовавшихся в результате Каолинизация Процессы Каолинизация проявляются также и при гидротермальном близповерхностном изменении пород в областях вулканической активности.

Интенсивные процессы Каолинизация горных пород и образования коры

выветривання проходили в каменноугольному, юрском, палеогеновому і неогеновому періодах, которые характеризувались багатой рослинністю і відносно вологим і теплим кліматом. Сучасна Каолінізація найбільш характерна для вологих тропіків.

Під впливом процесу вивітрювання зрештою гірська порода перетворюється зазвичай на скупчення глинистих продуктів, збагачених тим або іншим вмістом піску і крупніших уламкових продуктів у вигляді дресви і щебеня. Руйнівну дію на породи надають і різні мікроорганізми, а також коріння рослин.

Утворення осадкових порід в спільному випадку минає чотири стадії:
1) фізичне і хімічне руйнування і розкладання (*вивітрювання*) початкових гірських порід; 2) перенесення водою або повітрям продуктів руйнування у вигляді уламків початкових порід різної великої, а також розчинів як продукту хімічного розкладання порід; 3) відкладення продуктів фізичного руйнування (уламки порід) і хімічного (випадання солей з розчинів), а також в результаті накопичення органічних залишків життєдіяльності тварин і рослин; 4) формування порід з рихлого осаду в процесі його ущільнення під тиском мас, що відклалися та перекрили його (*діагенез*), і різних фізико-хімічних процесів, що приводять до цементації ґрунтів (*епігенез*).

Відповідно до визначальних закономірностей склад, стан, умови залягання і потужність тієї або іншої різниці осадкових порід значною мірою зумовлюються складом порід, характером їх продуктів руйнування і умовами, в яких відбувалося їх відкладення, накопичення і, нарешті, формування порід.

Сукупність природних умов, що характеризують обстановку, в якій відбувалося утворення породи, визначається тій або інший фацією (морською, лагунною, континентальною і т. д.). Звідси прийнято говорити про осадкові породи морського або континентального походження або про морські або континентальні породи.

Відповідно до умов утворення осадкові породи за рідкими виключеннями (льодовикові глини валунів) мають *шаруватий* або *пластовий* характер.

У нашій країні осадкові породи в більшості випадків служать основами для споруд. Ця обставина обумовлює їх інженерно-геологічне значення.

За походженням (генезисом) осадкові породи підрозділяють на три основні групи: 1) уламкові; 2) органогенні і 3) хімічні.

Найголовніші різновиди осадкових порід.

Уламкові породи. До уламкових відносять породи, що утворилися з рихлих твердих продуктів фізичного і хімічного вивітрювання (руйнування) гірських порід, що залишилися на місці свого накопичення або відклалися в результаті подальшого перенесення водою або повітрям.

Уламкові осадкові породи можна підрозділити на наступні категорії:

1 *Власне уламкові* з підрозділом їх на дві групи:

а) рихлі, зернисті сипкі (піски, гравій, галька, дресва, щебінь і т. д.);

б) зцементовані (пісковики, конгломерати, брекчії);

2 *Глинисті породи*, які нерідко виділяють в самостійну групу, у свою чергу підрозділяють на

- нецементовані («м'які», глини, суглинки, супіски) і

-зцементовані (аргіліти і алевроліти).

У всіх випадках цементация рихлих зернистих опадів відбувається в результаті дії на них природних цементов (известковистого, крем'янистого, залізного і ін.). Найміцнішою цементуючою речовиною є крем'янисте, найбільш слабким — глинисте. Вапняні і гіпсові цементи займають проміжне положення.

Ступінь ущільнення глинистих порід, пов'язаний з процесами діагенеза, залежить від часу і величини маси перекриваючих товщ. З цієї причини найбільш ущільненими і одночасно найбільш твердими повинні глини, більш древні по утворенню і залягаючі (або що колись залягали) на значній глибині. До таких міцніших ущільнених і зцементованих різниць глинистих порід належать аргіліти і алевроліти (грубішого складу).

Уламкові осадові породи гальки і піску або рихлих глинистих опадів властиві в основному молодим і сучасним відкладенням. Зустрічаються вони найчастіше в прибережній зоні сучасних морів і озер, а також в долинах річок. Зцементовані різниці уламкових порід, конгломерати, пісковики, аргіліти відносяться до древніх відкладень попередніх геологічних епох, але що утворилися в тих же фізико-географічних умовах.

Петрографічний і мінералогічний склад уламкових осадових порід завжди родствен материнським породам. Тому окрім широко поширених в природі кварцових пісків, щєбнистих, галечникових і гравелистих ґрунтів — продуктів руйнування магматичних порід зустрічаються польово-шпатові (аркозові) олівінові, вапняні і навіть маловодостійкі гіпсові піски, вапняний щєбінь, галька і тому подібне

Характерною особливістю уламкових порід є підвищена пористість їх, що доходить до 40% і більш (пористість магматичних порід не перевершує 1—3%).

До групи власне уламкових порід відносять:

гальку з окатаними водою уламками скельних порід розміром від 20 до 200 мм;

щєбінь з незграбними неокатаними уламками того ж розміру;

гравій з окатаними зернами розміром від 2 до 20 мм;

дресву з неокатаними зернами того ж розміру, що і гравій;

піски — породи, що складаються із зерен того або іншого ступеня окатанности розміром від 0,05 до 2,0 мм.

Із зцементованих осадових порід найбільш відомі:

пісковики — піски, зцементовані різними речовинами. Найміцніший різновид — крем'яністі пісковики;

конгломерати — зцементована галька.

До глинистих ґрунтів відносять породи, до складу яких входять глиністі мінерали (каолініт, монтморіліоніт, гидрослюди і ін.).

Глиністі породи є найбільш поширеними ґрунтами (близько 50%) в групі осадових порід

До рихлих глинистих порід відносять

супіски з вмістом глинистих часток розміром менше 0,005 мм — від 3 до

10%;

суглинки, то ж - від 10 до 30% і

глини — більше 30%.

Окрім глинистих мінералів, що представляються в породі найдрібнішими кристалами розміром від доль до небагатьох одиниць мікрона, до складу глинистих ґрунтів входять уламки кварцу, польових шпатів і ін.

Глинисті мінерали в глинах в сукупності з іншими вхідними в їх склад мінералами утворюють складні системи, у тому числі колоїдні, здатні при механічній дії (наприклад, при струшуванні) розтискати і переходити в стан золя або суспензії. При припиненні струшування система знов переходить в гель.

Глинисті мінерали передають глинистим породам цілу лаву специфічних властивостей, перш за все пластичність (монтморілоніт в найбільшій, каолініт в найменшій мірі, гідрослюди займає проміжне положення). Вельми характерна їх здібність до набухання і усадки (монтморілоніти найбільшою мірою).

З перебігом тривалих геологічних термінів часу колоїдні системи старіють. На це указують пониження пластичності древніх глинистих порід, поява у них жорстких необоротних зв'язків, властивих зцементованим породам.

Алевроліти і аргіліти є древніми зцементованими пилюватими суглиними породами (перші) або глини (другі). На відміну від звичайних глинистих ґрунтів вони слабо розмокають у воді і є напівскельними породами.

До класу осадкових порід відносять також велику групу порід органічного походження, що утворилися у водоймищах в результаті діяльності різноманітних організмів. У групі органогених порід найбільш поширені різні карбонатні породи, насамперед різноманітні вапняки (породоутворюючий мінерал кальцію CaCO_3), доломіт і мергель. Утворення вапняків зв'язане в основному, з накопиченням на дні водоймищ вапняних раковин самих різних молюсків або скелетів морських організмів, у тому числі коралів.

Вапняки і доломіт володіють високою структурною міцністю, завдяки чому вони можуть служити основами для найбільш важких інженерних споруд. Вказаним якостям ці породи зобов'язані подальшій цементації залишків організмів вуглекислим вапном CaCO_3 і ущільненню під впливом процесів діагенеза.

Доломіт по хімічному складу є подвійною вуглекислою сіллю кальцію і магнію — $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ Його зазвичай відносять до хімічних осадкових порід, оскільки його походження зв'язане з доломітизацією вапняків відповідними розчинами. Доламіт - порода скельного типу, що володіє високою несучою здатністю.

Мергель - порода змішаного походження, що складається з суміші известнякового начатку і глинистих часток. Вміст кальциту в породі коливається в межах від 25 до 75%. Мергель - порода напівскельного типу.

Крейда — порода скельного типу, утворена з скупчень залишків мікроскопічних морських організмів. Крейда, як і вапняки, складається в основному з вуглекислого кальцію.

У речовині крейди близько 60-70% займають залишки мікроскопічних вапнякових скелетних утворень планктонних організмів (наприклад, форамініфери). Решта частки породи складена кальцитом, можливо хімічного походження. На відміну від вапняків крейда не шарується і слабо зцементована. Нерідко в крейді зустрічаються глинисті прошарки, і він виявляється забрудненим глинистими домішками. Відкладення крейди прослідковуються в широкій смузі від обривів р. Дона до Білих скель Дувра (Англія).

До групи органогених відносять також крем'янисті породи, насамперед опоку і діатоміт.

Опока - крем'яниста тверда порода, що складається в основному з опалу (до 90%) з домішкою залишків організмів, зокрема голок (спікул) голкокожих. Опока є водостійкою напівскельною породою.

Діатоміт — рихла слабосцементована порода, що складається з скупчення крем'янистих шкарлупок мікроскопічних діатомових водоростей, теж зцементованих опалом.

У дорожній практиці часто доводиться мати справу з торф'яними болотами. *Торф* потрібно розглядувати як органогену породу з групи *фітогенних*, тобто пов'язаних з рослинністю. Утворюється торф в умовах повільного розкладання рослинних залишків в умовах обмеженого доступу кисню (велика кількість вологи, застійна вода).

Хімічні осадові породи утворилися шляхом природного випаровування з морських або озерних вод з розчиненими у них солями. Такі умови виникають в деяких озерах і морських лагунах при підвищенні концентрації водних розчинів і пониженні температури (охолодження води в зимовий час). Цікавим прикладом може служити випадання в зимовий час коштовних солей *мірабіліта* або глауберової солі $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ в затоці Кара-Богаз-гол Каспійського моря.

До хімічних осадових порід насамперед слід віднести також *гіпс* $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, *ангідрит* (безводий сірчаноокислий кальцій) CaSO_4 і *кам'яну сіль*, що складається в основному з мінералу галіта (хлористий натрій CaSO_4).

Ці породи зустрічаються у вигляді потужних відкладів, вимірюваних багатьма десятками і навіть сотнями метрів. Так, вельми характерний відклад ангідриту з гіпсовою «шапкою» (продукт гідратації ангідриту) в районі м. Пермі потужністю більше 400 м. У інших випадках, відображаючи умови відкладення солі, її шари перемежуються глинистими прошарками.

Перелік найголовніших осадових порід приведений в узагальнювальній таблиці 3.1.

Таблиця 3.1 - Найбільш важливі представники класу осадових порід

I. Уламкові породи	II. Породи органічного	III. Хімічні*
--------------------	------------------------	---------------

власне уламкові	рихлі	зцементовані	карбонатні	крем'янисті	
	Щебін ь Дресва Галька Гравій Пісок	Брекчія Конгломерати Пісковик	Вапняки Доламіт Крейда Мергель	Опока Діатоміт	Ангідрит Гіпс Кам'яна сіль
Глинисті	Супіски Суглінки и Глини	Альвооліт Аргилліт			

МЕТАМОРФІЧНІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Метаморфізм і його природа.

Метаморфічними називають гірські породи інколи магматичного, але переважно осадового походження, що піддалися в глибинах земної кори дії високого тиску, високої температури, мінералізованих розчинів і газів, тобто більш менш значним хімічним і фізичним видозмінам.

Розрізняють три форми метаморфізму:

контактний,
динамометаморфізм і
регіональний.

Контактний метаморфізм виявляється під дією на гірські породи високої температури, газів і гарячих розчинів при прориві магматичних мас в товщу порід, що раніше відклалися. В результаті цього контактний метаморфізм виражається, з одного боку, в оплавленні породи, з іншої — в їх перекристалізації і цементації.

У зонах контактного метаморфізму піщано-глинисті породи переходять в щільні *роговики*, а осадові карбонатні породи — в *скарни*, пов'язані зазвичай з рудними родовищами. Конденсація водяних порід магми, збагачених різними компонентами, веде до карбонізації, хлоритизації і окварцевання матеріалу, що заповнює тріщини. Ширина поясу контактного метаморфізму в окремих випадках перевищує декілька кілометрів.

Динамометаморфізм виявляється при дії на гірські породи високої температури і величезного тиску, що виникають в процесі горотворення. У формуванні метаморфічних порід переважає динамометаморфізм, завжди пов'язаний з проявом сил стискування.

Найголовніші різновиди метаморфічних порід.

В процесі метаморфізму, обумовленого вулканічними явищами і

горотворними процесами, уламкові породи можуть знову повною мірою відновити свій структурний зв'язок і властивості твердих тіл. Сипкі кварцові піски можуть перейти при цьому в свою метаморфічну різницю — *кварцит*, що відрізняється особливою міцністю.

Глинисті породи, що володіють в звичайних умовах невисоким зчепленням, в умовах тиску, що збільшуються, і температури набувають властивостей скелястих порід, переходячи в глинисті сланці, філіти, слюдяні сланці і, нарешті, в гнейс, що є ясно вираженою кам'янистою породою.

Глинисті сланці є в гірських областях породами, що часто зустрічаються, пов'язаними з дінамометаморфізмом.

Вапняки при переході до мармуру, як найбільш яскраво виражені метаморфічні породи, зазнають подібну ж перетворень, з вапняних сланців.

Мармур характеризується ясно вираженою кристалічною структурою. Такі метаморфічні породи називають кристалічними сланцями.

Метаморфізм виявляється інтенсивніше породах, що залягають в глибоких горизонтах. Внаслідок цього найбільш ясно виражені метаморфічні породи зустрічаються в тих районах, де в результаті горотворних рухів глибоко залягаючі пласти порід виявилися винесеними догори і розкритими подальшими агентами руйнування. Така обстановка особливо відповідає напівзруйнованим древнім гірським областям, наприклад Уралу, Карелії.

Для кристалічних сланців дуже характерна їх вторинна сланцеватість, або *кливаж*, як наслідок прояву сил стискування. Такій породі, як глинисті сланці, кливаж повідомляє здатність розшаровуватися на дуже тонкі шари.

Найбільш видозміненими в результаті метаморфізму виявляються зазвичай найбільш древні породи, перекриті в геологічному минулому потужною товщею пізніших опадів, вимірюваною багатьма кілометрами, і через те, що випробували вплив як найбільшого тиску, так і дії високих температур. У ближчих до поверхні горизонтах метаморфізм виявлявся слабкіше.

Особливо поширені кристалічні сланці в товщі найбільш древніх формацій.

Товщі метаморфічних порід нерідко прорізаються жилами вивержених порід, які, у свою чергу, впливали на породи, викликаючи в них явища місцевого контактного метаморфізму.

На відміну від дінамометаморфізму, прямим чином пов'язаного з горотворними процесами і з районом їх прояву, регіональний метаморфізм виявлявся на величезних майданах, поза зв'язком з магматичними явищами і жорсткою тектонічною обстановкою. Передбачають, що ця форма метаморфізму пов'язана із зануреннями цілих регіонів земної кори на великі глибини в надра Землі в області дуже високих температур. З цим видом метаморфізму зв'язується походження граніто-гнейсів Українського кристалічного масиву, Балтійського щита і ін.

ОБЛАСТЬ ПОШИРЕННЯ ОСАДКОВИХ ПОРІД

Морські і континентальні осідання

За походженням всі осадкові гірські породи підрозділяють на морські і континентальні відкладення (річкові алювіальні, льодовикові і ін.). Очевидно, що осадкові породи того або іншого вигляду в ґрунтовій товщі переважатимуть залежно від превалювання тих або інших умов їх накопичення. Так, переважання в товщі морських відкладень того або іншого вигляду (уламкових, глинистих, органогених) відповідатиме епохам морських трансгресій (епохам тектонічного спокою). І навпаки, формування континентальних відкладень зв'язується з часом високого стояння континентів в епоху Каледонію, герцинської і альпійської складчатостей.

При оцінці умов залягання морських відкладень вивчають область їх поширення, послідовність в товщі порід того або іншого вигляду і віку, потужність окремих пластів, що складають товщу, і спільна потужність її.

Стосовно значних або навіть до виключно великих розмірів морів морські осідання тієї або іншої трансгресії одного і того ж вигляду можуть бути поширені на великих майданах. Прикладом можуть служити відкладення *крейди*, що покриває собою величезні простори на півдні Європи. В цьому відношенні осадкові породи морського походження (морські фації), різко відрізняються від порід континентальної фації у вигляді алювіальних, озерних, болотних і інших (за винятком льодовикових і золоних відкладень), завжди обмежених за своєю площею.

При оцінці розмірів поширення порід морський фації того або іншого віку необхідно мати на увазі, що континентальні масиви в їх геологічному минулому виявлялися в ті або інші терміни затопленими морем, і, отже, в товщі порід, що складають сушу, майже у всіх випадках виявляються відкладення відповідних морських трансгресій.

Свідомством цьому можуть служити юрські чорні глини Москви і Підмосков'я як осідання дрібного моря, що колись затоплювало ці території, що служили притулком динозаврів і птеродактилів. Потужний масив вапняків Кримської Яйли, що обривається кілометровим уступом до побережжя Південного Криму, говорить про те, що ця гірська область була колись затоплена теплим морем з його незліченними організмами, що мали вапнякові скелети.

Очевидно також, що далеко не всі морські трансгресії, такі, що мали розвиток в житті Землі, знаходять своє віддзеркалення на кожній даній ділянці суші. Перш за все слід зазначити, що у багатьох випадках відкладення передуючих морських трансгресій виявилися змитими подальшими трансгресіями або знесені в результаті процесів денудації (зносу), пов'язаних з діяльністю річок (ерозія), *вітру* (дефляція) і льодовиків (*екзарація*) в періоди високого стояння континентів. Це положення особливо справедливе відносно малопотужних відкладень морської трансгресії. При цьому найбільше значення в часто спостережуваному пропуску відкладень тієї або іншої

морської трансгресії в товщі порід мало і має висотне положення континентів в геологічному минулому Землі.

Занурення і опускання континентальних масивів, що мали більш менш спільний характер в епохи тектонічного спокою, на різних ділянках суші в один і той же час мали різну величину. За цієї умови нижче за рівень океану в один і той же час виявлялися лише певні ділянки суші, які і затоплювалися водами відповідної трансгресії. В той же час були і більш піднесені ділянки суші, де моря не було, і з цієї причини на них не могли накопичуватися осідання даної морської фації.

В цьому відношенні показовим прикладом є територія Ленінграда. Тут знайшли своє вираження палеозойські відкладення морської трансгресії (кембрійські глини і в прилеглому до нього районі вапняки ордовіка), передуючій складчастості Каледонії, що виявилася близько 500 млн. років назад. З тих пір до найостаннішого в геологічному часі (останні 10- 12 тис. років) територія Ленінграда і його околиць була сушею, а води подальших (після ордовіка) потужних трансгресій нижнього карбону і крейдового періоду обійшли даний район. Внаслідок цього молоді чверткові відкладення перекривають тут древні палеозойські породи.

Іншим прикладом може служити територія Москви з прилеглими до неї областями. У зв'язку з підняттями початкової стадії альпійської складчастості крейдове море, що затоплювало цю територію і що відклало буро-жовті піски (у обривах Ленінських гір) близько 100 млн. років назад, назавжди пішло звідси. Тому ми не знаходимо в цій місцевості слідів інших морських трансгресій і інших порід морської фації.

В той же час одні і ті ж ділянки континентальних масивів при низькому їх стоянні в різні періоди життя Землі могли періодично затоплюватися водами морів. Внаслідок цього у ряді випадків в одному і тому ж місці по глибині товщі залягають морські осадові породи різного віку, пов'язані з різними, нерідко послідовними, морськими трансгресіями. Так, в районі Москви і Московської області по низу розрізу на кристалічному фундаменті, зустрінутому при бурінні на глибині 1648 м і представленому гнейсами, залягають відкладення морською фації (конгломерати, пісковики і сланці) протерезойської ери і глини кембрійського віку. Відкладення ордовіка і силура тут відсутні, що свідчить, що в цей час в даному районі протягом 150 млн. років панували континентальні умови, пов'язані з підняттями як результатом прояву *горотворної фази Каледонії*.

Відкладення кембрію перекриваються тут безпосередньо комплексом вапняків, доломіту, мергелів і глин як продуктом відкладення нової потужної середньодевонської і кам'яновугільної трансгресії. Ближче до поверхні залягає товща юрських глин, перекритих пісками прибережної фації крейдового моря. Тут після потужної кам'яновугільної трансгресії відмічені прояви морської регресії з континентальних умов в пермському і тріасі періодах (герцинська горотворна фаза) і з новим проявом юрської і потужної крейдової трансгресії.

Між відкладеннями порід морської фації тут повинні були б знаходитися породи, що відповідають високому стоянню континентів і регресії морів

(породи континентальної фації в періоди ордовіка - силура і пермі - тріаса). Проте такі породи в цей час в більшості випадків були відсутні, оскільки вони легко розмивалися і змивалися хвилями чергової морської трансгресії.

Цьому сприяли дві умови: 1) континентальні відкладення майже у всіх випадках мають меншу потужність в порівнянні з товщею морських опадів; 2) зазвичай вони є слабкими по міцності і незцементовані різниці (піски, галька, суглинки, супіски і т. д.). Ці обставини полегшують розмив і знос відкладень континентальних фацій при морських трансгресіях.

Тут слід зазначити також, що морські трансгресії і регресії, як правило, є наслідком тектонічних явищ. В той же час коливання рівня океану і пов'язаних з ним морів і тим більше внутрішніх відособлених водоймищ типу Каспійського моря може бути викликано і іншими причинами, наприклад кліматичними. Такі коливання називають *евстатичними*. Наприклад, відомо, що скупчення величезних мас льоду на суші під час льодовикових періодів сприяло значному пониженню рівня світового океану. Є також припущення, що при таненні льодовиків, що покривали Антарктиду і Гренландію крижаним панциром потужністю від 1 до 3—4 км, рівень світового океану може піднятися на 80—90 м. В цьому випадку знову виявилися б затопленими величезні простори, що є сушею, у тому числі такі крупні міста, як Ленінград, Лондон, Нью-Йорк.

Відзначимо також, що положення рівня Каспійського моря значною мірою пов'язане з притокою вод з річок, що впадають в нього, насамперед Волги, Уралу, Кури і Тереку. В даний час Каспійське море переживає період низького стояння свого рівня і на очах одного покоління людей помітним чином міняє свої контури у зв'язку із зміною положення берегової лінії. В той же час в геологічному минулому в області прикаспійської западини відмічені потужні морські трансгресії. У цьому періоді водами Акчагільського моря виявилися затопленими величезні простори прикаспійської западини, а по долині Волги води цього древнього моря доходили до тих місць, де зараз розташовані Казань і Уфа.

З приведених вище даних витікають три логічні висновки:

1) породи морської фації можуть знаходитися в товщі осадкових порід на тій або іншій глибині повсюдно;

2) ці породи деформувалися переважно в процесі накопичення опадів в морях в результаті морських трансгресій в епохи тектонічного спокою;

3) у товщі осадкових порід, як правило, зустрічаються породи морської фацій різного віку.

У складі осадкових порід континентальної фації виділяють алювіальні (річкові), озерні, болотяні, еолові і льодовикові відкладення. Область поширення осадкових порід континентальної фації, як і морської, територіально обмежується і залежить від прояву процесів, що визначають накопичення таких опадів. При цьому хімічні осідання гіркосолених озер можуть знаходитися тільки на сучасних або вже висохлих, раніше багатих солями озер, торф'яні ж відклади і ті, що підстилають їх мулисті відкладення виявляються в областях поширення торф'яних боліт.

Алювіальні відкладення — зазвичай гравелисто-галечникові, а також супіски і суглинки можуть знаходитися в території долин даних річок, тобто зазвичай мають обмежене поширення. Проте при оцінці умов поширення і залягання алювіальних відкладень завжди слід мати на увазі, що конфігурації сучасних річок часто не відповідають їх положенню в геологічному минулому. В межах долин можуть знаходитися древні русла, переглиблені на десятки метрів, не співпадаючи з сучасними з їх молодшими алювіальними осіданнями. Нерідко зустрічаються там і тераси, розташовані з боків долин і майже завжди складені річковими осіданнями, вказуючими на діяльність річки у минулому на інших рівнях. Зустрічаються також і так звані алювіальні рівнини, що займають величезні . Ці рівнини утворилися в результаті діяльності річок з руслами, що блукали по рівнині.

Такі умови створювалися і створюються особливо легко при регресіях морів, коли території в результаті діяльності моря нерідко ідеально виположені. Так, в геологічному минулому сформувалися алювіальні рівнини східних областей Поволжжя, що утворилися тут у верхньопермський час в результаті прояву герцинської складчастості.

Відомі також відкладення алювіальної рівнини в області Завпадно-східної низовини. Проте в спільному випадку області розповсюдження алювіальних опадів строго обмежуються долинами даних водотоків.

До еолових осідань насамперед відносять відкладення еолового льосу і еолові піски в дюнах і барханах. Дюни - гряди пісків, що переважаються вітром, як правило, біля берегів морів і частково річок, та мають в своєму розпорядженні відносно вузькі смуги. Бархани, висота яких часто досягає десятків метрів, є, по суті, дюнами, що покривають собою пустелі в континентальних районах. Вони поширюються на значніші , ніж дюни, наприклад в пустелі Каракум.

Еоловий льос є породою, що утворилася шляхом осадження з повітря атмосферного пилу як найбільш дрібного продукта вивітрювання гірських порід або розвівання опадів, що раніше відклалися. При незначній вологості повітря пил може стримуватися в атмосфері невизначено довгий час і нестися вітром від джерела розвівання на багато сотень і навіть тисячі кілометрів.

Область поширення льосу обмежується кліматичними чинниками (напряму пануючих вітрів і вологість повітря), характерними для епохи утворення цих товщ. За цієї умови льосові породи можна зустріти на дуже великих територіях. Відзначимо, що льоси мають майже повсюдне поширення в республіках Середньої Азії і займають величезні на півдні континентальної Азії. Великі перекриті льосовидними породами і на півдні європейської частки колишнього СРСР. З цими породами, що залягають зазвичай по верху геологічного розрізу і що перекривають собою більш древні породи інших фацій будівельникам доводиться мати справу дуже часто.

Не менш поширені в нашій країні, але в середній і північній європейській частині, як наголошувалося раніше, *льодовикові відкладення* «Язики» льодовиків на деяких стадіях розвитку доходили до району Дніпропетровська і Дона. Льодовиками свого часу була перекрита значна частка Західної

Європи. Велике поширення мали льодовики в гірських областях.

Природно, що льодовикові відкладення зустрічаються лише в областях, перекритих раніше льодовиками, і на прилеглий до їх грані території. Льодовикові відкладення за часом відносять до чверткового періоду, і вони перекривають більш древні породи. Такі відкладення, зазвичай покривні, поширені на території колишнього СРСР.

Нерідко товщина порід буває складена осіданнями двох і навіть більш морів, трансгресированими на даній ділянці земної поверхні з перервою в багато десятків і навіть сотень мільйонів років. Такий характер нашарування товщі називають трансгресивним. Пласти подальшого комплексу тут налягають на розмиту *нерівну* поверхню відкладень попереднього циклу. Це свідчить про те, що в перерві між двома трансгресіями дана територія була сушею, що піддавалася більш менш тривалій дії денудації.

Потужність пластів.

Потужність товщі осадкових порід визначається наступними умовами:

- 1) тривалістю періоду седиментації (осадження) і акумуляції (накопичення) початкових продуктів для утворення осадкових порід;
- 2) інтенсивністю привнесу уламкових продуктів в область акумуляції і процесу накопичення органогенного матеріалу і хімічних продуктів;
- 3) наявністю в рельєфі значних *депресій* (понижень), де були сприятливі умови для акумуляції опадів і їх збереження;
- 4) наявністю в районі прогресуючих прогинань в земній корі, що приводять до утворення таких понижень (*області геосинклиналей*).

Часто спостерігаєма значна потужність товщі осадкових порід (вимірювана нерідко кілометрами) пояснюється тим, що більшість геологічних процесів і видозмін здійснювалися в терміни, вимірювані нерідко багатьма сотнями тисяч і мільйонами років. Наприклад, накопичення вапняного мула в морях як початкового продукту для утворення вапняків відбувається в долях міліметрів або в декількох міліметрах в рік. Допустимо, що для нашого прикладу це накопичення відбувалося із швидкістю осадження мула 1 мм в рік. При такій інтенсивності накопичення осаду в 1 млн. років товща мула досягла б 1000 м. У випадків товща осадкових порід досягає потужності десятків кілометрів. Така вугленосна товща Донбасу, потужність якої досягає 10,6 км. Навіть при значній інтенсивності накопичення прибережних опадів, що утворили цю товщу, для її накопичення було потрібно багато мільйонів років.

Очевидно, що за такий тривалий термін умови накопичення опадів залишалися незмінними лише у виняткових випадках. Зміна берегової лінії і пов'язане з цим підвищення або зменшення глибини басейну, а також видалення даного пункту від берегової лінії позначалося на характері осідаючого матеріалу, а звідси і на виді порід, що утворилися.

Вугленосна товща Донбасу, яку відносять до кам'яновугільного періоду, складена в основному породами глинистої і піщано-глинистої фації, перешарованою пісковиками і частково вапняками з 120-151 прошарками вапняків в товщі при їх потужності від 0,5 до 10 м. На утворення таких прошарків вапняків значно менше часу, чим всієї товщі в цілому, але все-

такі тисячі років.

На потужність пластів і товщі осадових порід, інтенсивність привносу (наприклад, у водний басейн початкового матеріалу) впливали конфігурація і рельєф берегової лінії, кліматичні агенти, віддалення даного пункту від берегової лінії. Зрозуміло, що привнос в басейн так званого терригенного матеріалу (продукту механічного розмиву суші) — в основному піску і глинистого мула - буде найбільш інтенсивним при значних падіннях річок і їх витраті, тобто в умовах гірського рельєфу суші і в періоди, багаті атмосферним осіданнями. За всіх інших рівних умов інтенсивність накопичення водних опадів поблизу берегової лінії, представлених найбільш грубообломочною часткою привнесеного в басейн матеріал (галька, гравій, грубозернисті піски), буде найбільшою.

Накопичення глинистих і мулистих продуктів, що виносяться в відкрите море течіями і розсіюються на величезних відбувається незрівнянно повільніше. Проте за інших рівних умов потужність водних опадів, що обмежується глибиною басейну або потоку, не може бути більше його глибини.

Оскільки товща осадових порід може вимірюватися навіть десятками кілометрів, очевидно, що такі товщі могли утворитися лише в умовах поступового опускання і прогинання найбільш податливих гнучких ділянок земної кори — геосинклиналів - під вагою опадів, що накопичуються. У подальшому ці ділянки при деформації всієї земної кулі і деформації земної кори, що слідувала за ним, зміналися насамперед, сприяючи утворенню потужних гірських складчастих споруд.

Потужні товщі алювіальних відкладень могли утворитися тільки у зв'язку з поступовим або різкішим пониженням території на окремих ділянках по довжині водотоків або в їх гирлі (устьє).

Далеко нерівномірною виявляється і потужність еолових льосів. Природно, що ця потужність виявляється найбільшою в депресіях рельєфу, де атмосферний пил, що здувався вітрами, добре затримувався. Є дані, що в деяких районах Китаю в подібних умовах потужність товщі льосу досягає декількох сотень метрів.

В деяких випадках склад порід змінюється поступово. Наприклад, пластичні глини, все більш становлячись пісками поступово переходять в тонкозернисті піски. Поступовий перехід нерідко спостерігається при переході від вапнякових глин до мергелів. Такий характер нашарування свідчить про поступове зменшення глибини басейну, в подібних випадках важко провести чіткий кордон між пластами.

Набагато частіше зустрічаються нашарування з цілком виразними змінами їх кордонів пластів. Так, вапняки змінювалися глинистими сланцями, які у свою чергу поступаються місцем пісковикам, і так далі

Подібний характер будови товщі свідчить про досить різку зміну умов накопичення відкладень, які більш менш тривалий час були відносно постійними. Поява, наприклад, в товщі піщаних алювіальних відкладень

прошарків галечників свідчить про підвищення швидкостей водних потоків у зв'язку із збільшенням їх витрати по кліматичним причинам.

У структурі вугленосної товщі Донбасу, складеної глинистими і піщано-глинистими породами і частково вапняками, просліджується до 200 вугільних пластів потужністю кожний не більше 1-2 м. Утворення вугільних пластів пояснюється накопиченням і похованням під покровом подальших відкладень рослинних залишків лісів, що росли тут, в кам'яновугільний період. Склад і характер відкладень указують, що їх формування йшло часткою в умовах низовинної заболоченої суші, часткою в дрібному морі, яке часом затопляло сушу. Така послідовність відкладень показує, що море в час, віддалений від нас на 200 млн. років, тут на берег і потім знову відступало не менше 120-150 разів. Отже, стільки раз за даний період суша занурювалася нижче за рівень моря і знов піднімалася.

У випадку змінюваність в товщі морських відкладень вапняків якими-небудь іншими породами можна зв'язати не лише зміною глибини моря і положення берегової лінії. Тут могла істотно впливати і зміна сольового і температурного режимів водного басейну як біологічної середовища. І нарешті, породи морської фації у багатьох випадках могли бути перекриті відкладеннями континентальної фації, наприклад льодовиковими або еоловими. Це свідчить про корінну зміну умов накопичення осідань при виході, ділянок суші з-під рівня моря на довгі геологічні терміни, тобто з переходом життя Землі в нову фазу.

УМОВИ І ФОРМИ НЕПОРУШЕНОГО І ПОРУШЕНОГО ЗАЛЯГАННЯ ОСАДКОВИХ ПОРІД І ГРУНТІВ

Форми непорушеного залягання.

Характерною особливістю осадкових порід є шаруватий характер їх залягання. Зазвичай породи в шарах розрізняються по складанню, по речовому і гранулометричному складу і так далі. В деяких випадках шари цих порід можуть бути однорідними по речовому складу і складанню, але розділятися ясно вираженими кордонами осадження або розмиву, як це спостерігається у вапняках. Якщо шар має більш менш постійну потужність і займає порівняно велику площу його називають пластом (наприклад, пласт вапняку, глини і т. д.).

Залежно від умов накопичення осаду ці пласти розрізняються по потужності і можуть включати найрізноманітніші породи як достатньо міцні (вапняки, пісковики і т. д.), так і слабкі малостійкі (пластичні глини, торф, пливуні і т. д.).

Товща — комплекс шарів або один шар більш менш значної потужності (наприклад, товща вапнякових, товща глинистих порід і т. д.).

Якщо в шарі гірської породи проходить тонкий шар іншої породи, то його називають *прошарком* або *пропластком*. Непорушене залягання гірських порід і ґрунтів відповідає стабільним природним умовам їх утворення. У цьому сенсі відрізняють однорідну (монолітну) будову товщі основи, звичайно, в

межах деякої глибини, що диктується розмірами споруди.

Значно частіше ж споруду зводять на товщі осадкових порід, які змінялися по глибині. За цієї умови товща має характер пласта. Якщо шар або прошарок виклінюється в обидві сторони на порівняно невеликій відстані, його називають *лінзою*, а в один бік — *виклінюванням* пласта. Лінзи в одних випадках можуть будучи утворені слабкими породами (наприклад, торфом), в інших — породами з високою водопроникністю (наприклад, галечниками).

Всі вказані форми і умови непорушеного залягання осадкових гірських порід і ґрунтів можуть зумовляти роботу споруд, що зводяться в подібній обстановці, і через це з інженерно-геологічної точки зору є важливими.

З позицій інженерної геології найміцніші і стійкі древні породи, як відкладення попередніх геологічних епох, представляють інтерес тільки в тому випадку, якщо вони залягають на відносно невеликій глибині від поверхні землі. У зв'язку з цим можливість деякого прогнозу умов залягання пласта в основі споруди за даними аналізу його тектоніки може мати важливе практичне значення.

Форми порушеного залягання.

Під падінням пласта розуміють напрям і величину нахилу пласта до горизонтальної площини. Кут, що утворюється при цьому похилою площинною пласта з горизонтом, називають *кутом падіння*. Розрізняють пласти, що падають круто з кутом падіння від 45 до 90° і пласти, що падають полого з меншими кутами падіння. Лінію пересічення горизонтальної площини з поверхнею пласта, що падає називають *лінією простирання*. Лінії падіння і простирання завжди взаємно перпендикулярні.

При скиданні (сбросе) відбувається лише більш менш вертикальне переміщення пластів, що входять в деяку товщу, без істотної зміни елементів їх залягання. Але в обох крилах скидання (підведеному і опущеному) буде неминуче розташований певний пласт або *свита пластів* на різних відмітках.

На відміну від пластів скидання складчасті форми дислокацій характеризуються, як правило, похилим заляганням пластів без розриву їх сплошності; в деяких випадках складки порід ледве помічаються. За цієї умови має місце полого падіння пластів. У інших випадках складчаста форма виявляється інтенсивніше особливо в центральних зонах складок (їх ядрах), що відрізняються дуже крутим падінням пластів. Нерідко в результаті прояву ерозії і абразії складчаста споруда буває зруйнованою і частково змитою. У цих умовах на поверхню в різних її зонах виходять найрізноманітніші пласти, які раніше залягали на значній глибині і були виведені до поверхні землі в результаті складкоутворення і подальшій денудації.

При аналізі будови основи під проектувану споруду в умовах складчастої області ніколи не слід випускати з уваги, що складка є деяким геометричним тілом, в своїй будові що підкоряється певним закономірностям. Найбільш цікавими є закономірності чергування - зміни одного пласта іншим у всіх частках складки. Звідси можна скласти прогноз будови основи і властивостей ґрунтів під ним шляхом вивчення елементів залягання і змінюваності пластів в голих (наприклад, розмитих) частках складок з подальшою екстраполяцією

падіння і простирання цих пластів.

Для осадкових порід в умовах їх непорушеного залягання найбільш характерне погоджене горизонтальне або майже горизонтальне залягання в товщі. При тектонічній дії на товщу таке положення складових порушується. Проте ці порушення виявляються лише біля тих пластів, які утворилися в епохи, що передували і супроводжували останні прояви в даному районі тектонічних сил. У районах минулих інтенсивних тектонічних рухів цілком можливо зустріти горизонтальне нашарування покривних товщ ґрунту поверх порід, в тому або іншому ступені дислокованих. В цьому випадку спостерігається не погоджене залягання порід.

ЛЕКЦІЯ 2

ТРИЩИНУВАТІСТЬ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Природа тріщинуватості гірських порід.

При отриманні тріщинуватих порід в районі будівництва особливі труднощі часто виникають при зведенні надземних і підземних споруд.

Нерідко між двома різними по геологічній структурі областями зустрічаються крупні розривні порушення земної кори — розломи, що уходять на велику глибину і просліджуються на багато сотень кілометрів. На поверхні Землі розломи мають вид потужних, значних по довжині тріщин, званих *лініями розломів*, часто завуальюваних подальшими процесами.

Майже всі без виключення товщі, утворені жорсткими скелястими породами, а також твердими глинами, виявляються ураженими тріщинами. Тріщини ці вельми різноманітні за походженням (генезису), характеру, протяжності, розмірам і розкриттю. В більшості випадків тріщини в масиві гірських порід утворюють деяку, інколи вельми складну систему, не позбавлену тієї або іншої закономірності. При цьому товща або пласти, що складають її, виявляються розчленованими на більш менш крупні блоки в свіжою, невиветреному стані, з гострими ребрами; зазвичай ці грані утворюють між собою двогранні кути, що відрізняються від прямого (70-90°). Дуже часто один з напрямів тріщин збігається з поверхнею нашарування товщі (тріщини нашарування). Нерідко такі тріщини збігаються з контактами пластів різних порід, що складають собою товщу (*тріщини пластів*). У подібних випадках дві інші системи тріщин січуть пласти по їх потужності (вкрест простирання).

Таким чином, мережа тріщин, що зазвичай сполучаються (сообщаються) між собою, в гірському масиві обумовлює *тріщинуватість* товщі і одночасно розчленування товщі на окремі блоки. Звичайно блоки мають розміри 20-40см.

Тріщинуватість товщі у гірських породах варіюється: від волосяних. Що невидимі неозброєним оком, до тріщин шириною у десятки сантиметрів, а

іноді і метрів (у зоні активного вивітрювання товщі)

За своїм характером тріщини **підрозділяють** на ті, що зіяють (вільні) та виконані тими чи іншими матеріалами.

Як правило тріщинуватість скальної товщі перевищує її водопроникність. Коли ж тріщини глинистими заповнювачами, водопроникність товщі знижується.

Товщі корінних порід тріщини нерідко виконані магматичними продуктами. Так виникли жильні магматичні утворення (жили вивержених порід)

Часто, особливо у товщі карбонатних порід (вапняків, доломітів), тріщини виконані кальцитом. На ділянках розвитку відкладів гіпсу та ангідриду у тріщинах покривних глинистих та мергелястих відкладень нерідко міститься селеніт як продукт відкладень циркулюючих у товщі підземних вод.

Основні види тріщин

У відповідності з класифікаційною схемою всі тріщини у гірських породах підрозділяють на три класи

I – тріщини формування (окремість та усадки)

II – тріщині деформації

III – тріщини вивітрювання

Тріщини – окремість у магматичних породах виникають в умовах скорочення магматичних продуктів при їх остиганні.

ЛЕКЦІЯ 3

ХАРАКТЕРИСТИКА ПІДЗЕМНИХ ВОД

Походження підземних вод.

До підземних вод відносять всі води земної кори, поверхні землі і дна поверхневих водоймищ і водотоків, що знаходяться нижче. Підземні води заповнюють вільні порожнечі в гірських породах.

У порожнечах щебеня, пісках і галечниках, що залягають на глибині, знаходиться *поровая вода*. У скельних породах підземні води заповнюють в основному тріщини (*води тріщин*).

У районах з сильно розвиненим карстом підземні води інколи заповнюють карстові порожнечі і тріщини, утворюючи підземні річки і озера (*карстові води*).

При значній притоці підземних вод в котловани, що розкриваються під споруди, а також при проходці тунелів умови будівництва різко ускладнюються.

Підземні води грають виняткову роль в розвитку обвальних явищ, які в багатьох нашій країні створюють велику загрозу транспортним артеріям, населеним пунктам, промисловим об'єктам і сільськогосподарським угіддям (Південний Казахстан, Поволж'є, Чорноморське Криму і Кавказу і т. д.).

За походженням підземні води підрозділяють на інфільтраційні, конденсаційні, седиментаційні, ювенільні.

Інфільтраційні води виникають головним чином унаслідок випадання атмосферних опадів. До цього ж класу можна віднести інфільтруючі в товщу гірських порід і ґрунтів води з річок, водосховищ.

Конденсаційні води пов'язані з процесами поповнення підземних вод головним чином в пустинних областях за рахунок конденсації (згущування) і випадання пари води, що міститься в повітрі.

Седиментаційні (або седиментогені) *води*, що мають приватне значення, виникають за рахунок віджимання води з гірських порід і ґрунтів при їх ущільненні.

Ювенільними називаються *води*, що проникають в поверхневі горизонти земної кори з надр Землі і зв'язані з конденсацією пари води, що міститься в магмі. Ювенільні води при їх висхідному русі зазвичай змішуються з інфільтраційними. В той же час не виключається можливість проникнення останніх на великі глибини, де вони мінералізуються від циркулюючих тут розчинів. *Мінеральні джерела*, що виникають таким чином, відрізняються підвищеною мінералізацією, а часто і температурою.

Для інженерної гідрогеології ювенільні води практичного інтересу не представляють

Не менше істотно змінюється і *п о в е р х н е в и й* стік атмосферних вод. Показником інтенсивності стоку є так званий *коефіцієнт стоку*, який показує, яка частка (у долях одиниці) атмосферних опадів, що випала за даний період на території басейну, йде на живлення його річок (у Україні від до 0,75).

Таким чином живлення підземних вод, пов'язане з інфільтрацією їх в товщу гірських порід і ґрунтів, окрім кількості опадів, що випали залежить від багатьох місцевих чинників, з яких найголовнішими є клімат, рельєф, характер покривних порід і так далі

Поверхнева зона земної кори підрозділяється на **зо аерації і зону насичення**. Як показує сама назва, зона аерації характеризується переважним заповненням порожнеч і пор в породах повітрям. Природно, що зона аерації відповідає поверхневим горизонтам. В той же час наявність води в тому або іншому вигляді не виключається і в цій зоні. Розрізняються наступні горизонти:

- 1) з ґрунтовою вологою;
- 2) з тимчасовими, зазвичай сезонними, водами (верховодка);
- 3) капілярної оболонки.

Горизонт ґрунтової вологи характеризується відсутністю в ньом вільної води. Про наявність тут води судять лише по вологості ґрунтів, що складають поверхневі шари товщі.

У товщі ґрунту в зоні аерації вода може знаходитися в наступних станах:

- 1) водяна пара;
- 2) гігроскопічна вода;
- 3) плівкова вода;
- 4) вільна (гравітаційна) вода;
- 5) за певних температурних умов, в твердому стані у вигляді льоду.

Пароподібна вода (водяна пара) знаходиться в зоні аерації в порах, не зайнятих водою, і рухається унаслідок відмінності пружності пари. Не дивлячись на малий вміст в ґрунтах (близько 0,001 маси сухого ґрунту), вода грає дуже велику роль у вологостнім режимі ґрунтових і нижчих (у зоні аерації) горизонтів ґрунтів, особливо в районах степів і пустель.

Гігроскопічна вода міцно пов'язана з поверхнею часток. При зв'язанні її з породою виділяється тепло (теплота змочування), що є основною ознакою, що відрізняє гігроскопічну воду від інших видів зв'язаної води. Вона не може пересуватися з частки на частку, а лише, відриваючи від частки, переходить в пару. Гігроскопічна вода може бути утворена або за рахунок простого змочування частки ґрунту водою, або унаслідок поглинання сухим ґрунтом пари води, що знаходиться в порах ґрунту. Незалежно від способу утворення вона завжди знаходиться в рівновазі з пружністю водяної пари порового повітря, зменшуючись або збільшуючись залежно від зменшення або збільшення вологості повітря.

Максимальну кількість води, що поглинається ґрунтом з виділенням тепла, називають *максимальною гігроскопічною вологістю*. Для чистих пісків вона складає долі відсотка, для глинистих ґрунтів може доходити до 18% (льос — 7,9%, чорнозем — 7,4%).

У природному стані ґрунти зони аерації мають вологість, зазвичай більшу максимальної молекулярної вологоємності. Підвищена вологість ґрунтів викликається в основному інфільтрацією через товщу ґрунтів зони аерації атмосферних опадів. Крім того, за відомих умов водяна пара порового повітря конденсується в товщі зони аерації, внаслідок чого зерна ґрунту покриваються плівками води. Якщо цей процес конденсації триває достатньо довго, то вологість може збільшуватися до появи в ґрунті капілярної води, яка утворює в зоні аерації місцеві або «підвішені» скупчення вод. Такий процес конденсації водяної пари особливо небезпечний для льосів і льосовидних суглинків, що помітно знижують міцність у міру їх зволоження. *Плівкова вода* утворює на поверхні часток плівку, товщина якої залежить від речового складу і великої часток. На відміну від гігроскопічної плівкова вода пересувається в породі з частки на частку, з ділянок з більшою товщиною плівки в ділянки з меншою.

Рух плівкової води, не залежний від сили тяжіння, здійснюється в різних напрямках і грає важливу роль у формуванні властивостей глинистих ґрунтів; може з'явитися причиною в них морозної пучини.

Максимальну кількість плівкової води (включаючи і гігроскопічну воду), що утримується ґрунтом, називають *максимальною молекулярною вологоємністю*.

Для чистих пісків вона складає 3—4%, в глинистих ґрунтах її величина може доходити до 39—41 %. Таким чином, в глинистих ґрунтах велика частка води знаходиться в зв'язаному стані.

Вільна вода в зоні аерації знаходиться або у вигляді капілярно підвішеної води або повільно просочується вниз (стан, що просочується) і доходить до рівня ґрунтових вод. Якщо при своєму русі вниз вільна вода в зоні аерації зустрічає невеликі лінзи глинистих порід (водоупор), то, скупчуючись над ними, вона утворює так звану *верховодку*.

Верховодка має тимчасовий, зазвичай сезонний характер. Вода в цьому горизонті затримуються до тих пір, поки вони тими або іншими шляхами не встигнуть піти в глибші горизонти, живлючи собою ґрунтові води. Дуже часто верховодка вичерпується в результаті випару. Зазвичай верховодки відрізняються малою потужністю. Навесні ж і восени, коли випадає багато опадів, верховодка може відрізнятись значно великою кількістю в ній води, особливо в зонах пониження кривлі підстилаючих водотривких порід.

При близькому до поверхні заляганні верховодки у багатьох випадках території тимчасово заболочуються. Особливістю верховодки є наявність під нею порід в стані аерації, тобто в стані неповного водонасичення.

Горизонт капілярної оболонки безпосередньо пов'язаний з ґрунтовими водами, і породи тут знаходяться в стані капілярного насичення. Отже, ці води є зв'язаними і підвішеними. Через це вони лише трохи беруть участь в спільній циркуляції вод, що подаються.

Потужність капілярної оболонки визначається розміром пір в породах цього горизонту. У глинистих і суглинних породах капілярна оболонка досягає найбільшої потужності, в деяких випадках вимірюваної десятками метрів. У тонкозернистих пісках потужність капілярної оболонки не перевершує декількох метрів, а в грубіших пісках — декількох десятків сантиметрів. Поверхня капілярної оболонки не залишається постійною в часі і змінюється, слідуючи за зміною рівня ґрунтових вод.

В зоні насичення породи знаходяться практично в стані повного водонасичення, інакше кажучи, пори, тріщини, порожнини і порожнечі в породах товщі заповнені водою.

Підземні води в зоні насичення підрозділяють на: ґрунтові (вільні, безнапірні),
карстові і
артезіанські (напірні).

Положення рівня стояння ґрунтових і підземних вод

ґрунтові води утворюють перший від поверхні, постійно існуючий водоносний горизонт в різних водопроникних породах.

У основі горизонту ґрунтових вод, як правило, залягають глинисті водотривкі породи. Останні обмежують по глибині свого залягання потужність горизонту ґрунтових вод і утворюють його водотривке ложе.

На відміну від верховодки ґрунтові води володіють значною потужністю.

Залежно від сезонів рівень ґрунтових вод теж схильний до відомих коливань. Проте ці коливання, як правило, незначні, і вони відбиваються на існуванні водоносного горизонту.

Ґрунтові води зверху обмежені вільною поверхнею, званою *дзеркалом* або *скатертю* ґрунтових вод. Ця поверхня розмежовує той пласт на зони аерації і насичення. Положення цієї поверхні, що визначає собою рівень ґрунтових вод, змінюється залежно від умов живлення ґрунтових вод і не обмежується тим або іншим перекриваючим пластом. Таким чином, наявність вільної поверхні ґрунтових вод визначає їх безнапірний характер.

Безнапірність є вельми важливою і характерною властивістю ґрунтових вод: дзеркало їх може бути горизонтальним. В цьому випадку утворюється подібність підземного озера. Такі ґрунтові води утворюють *ґрунтовий басейн*.

У інших більш загальних випадках поверхня ґрунтових вод має деякий нахил в ту або іншу сторону. При нахилі ж ґрунтові води переміщуються у бік падіння дзеркала. В даному випадку утворюється потік ґрунтових вод. Перебіг ґрунтових вод зазвичай буває направлено у бік дренуючих його елементів рельєфу.

Ухили поверхні ґрунтових вод, а отже, і напрям їх переміщення визначають по характеру розташування на карті місцевості *гідроізогіпс*. **Гідроізогіпси** – це горизонталі, точками земної поверхні, що сполучають лініями, з однаковими рівнями (у абсолютних або відносних відмітках) ґрунтових вод. Очевидно, що перебіг ґрунтових вод в тих або інших частках території відбувається по нормалях до гідроізогіпсів в даній крапці. Так на плані виникає система гідроізогіпс як *ліній рівних потенціалів* (еквіпотенціали) і пов'язаних з ними ортогонально *ліній струмів*. Гідроізогіпси, підкоряючись загальною конфігурації і рельєфу району, збігаються з горизонталями місцевості.

При близькому заляганні ґрунтових вод до поверхні і тим більше при виході їх на поверхню нерідко відбувається заболочування території. Дуже часто в таких випадках ґрунтові води безпосередньо мають зв'язки з поверхневими болотяними водами.

Ґрунтові води живляться частково за рахунок конденсації парів води з повітря, а в основному за рахунок *інфільтрації* в товщу атмосферних опадів, за рахунок інфільтрації поверхневих вод з річок, озер і водосховищ і, нарешті,

в результаті підживлення напірними водами з глибших горизонтів. Ґрунтові води по місцях поширення пов'язані з сучасними географічними зонами. Глибина залягання ґрунтових вод у напрямку до півдня зростає.

За всіх інших рівних умов глибина залягання дзеркала ґрунтових вод від поверхні землі залежить від кількості атмосферних опадів, що поступають в процесі інфільтрації в ґрунт. Об'єм цих вод зменшується із зменшенням кількості атмосферних опадів даному районі, і із збільшенням випару. Така умова є звичайною для південних районів. У північних широтах кількість

опадів, як правило, різко збільшується, випаровування ж вод незначне. У цих умовах наявний високий рівень ґрунтових вод, який майже порівнюється з поверхнею, що і приводить до широкої заболоченості північних областей.

Істотне значення тут має також і чинник стоку. того вирівнювання території в північних районах нашої країни, що в самому недавньому минулому була дном моря, що нині регресувало, стік атмосферних опадів тут сильно утруднений. Ця обставина веде до застою вод на поверхні землі і до підвищеного попадання їх в товщу ґрунту.

Вельми важливим чинником, що визначає глибину залягання ґрунтових вод, є ступінь дренажу території: чим більше і глибше буде дренажена територія, тим буде нижчим рівень стояння ґрунтових вод. Це характерно для районів з глибоким врізанням в товщу порід річкових долин, а також для місця з широко розвинутою і глибокою ерозійною мережею. Такі умови властиві, зокрема, півдню України, правобережжю Волги, багатьом гірським районам. Зрозуміло, що найбільшою мірою ґрунтові води дренажені в безпосередній близькості від дрени (наприклад, від річкової долини), що приводить до зазвичай найбільш низького стояння ґрунтових вод в надрічковій смузі.

У північних районах нашої країни територія ледве підноситься над рівнем моря, яке виявляється тут базисом ерозії і одночасно базисом дренажу. Річкові долини і взагалі ерозійна мережа в цих умовах неминуче опиняються дрібними. Природно, що ґрунтові води тут не можуть бути скільки-небудь значно дренажені. Ця обставина, у свою чергу, визначає близьке до поверхні стояння ґрунтових вод в цих областях.

В той же час рівень ґрунтових вод зазвичай зазнає сезонні зміни. Цей рівень підвищується із збільшенням надходження у водоносному горизонті поверхневих вод, але з деяким запізненням від періодів найбільш інтенсивного випадання дощів і танення снігу. Це обумовлюється необхідним терміном інфільтрації вод з поверхні до водоносного горизонту і часу підтікання цих вод до пункту, що цікавить нас. Амплітуда сезонного коливання рівня ґрунтових вод нерідко досягає декількох метрів.

У надрічковій смузі висотне положення дзеркала ґрунтових вод залежить перш за все від рівня води у водотоку. При весняних паводках рівень води в річках різко піднімається. Відповідним чином піднімається базис дренажу і як наслідок підвищується рівень ґрунтових вод.

У подібних випадках говорять про *підпор* ґрунтових вод. Очевидно, що підвищення рівня ґрунтових вод при їх підпорі також декілька запізнюється за часом. Запізнення визначається необхідним терміном для насичення ґрунтовою водою нових об'ємів породи. Це насичення до деякого періоду йде як за рахунок вод річки, інфільтруючих в ґрунт, так і за рахунок вод ґрунтового потоку. При спаді паводку і пониженні базису дренажу рівень ґрунтових вод в надрічковій частці, поступово знижуючись, доходять до свого звичайного положення.

На закінчення відзначимо, що у високих обривах нерідко спостерігаються виходи ґрунтових вод у вигляді джерел з декількох горизонтів. Зазвичай це

відбувається в зоні дренування декількох горизонтів підземних вод, розділених водотривкими пластами.

Положення рівня ґрунтових вод в даному районі можна встановити на основі тривалих *стаціонарних спостережень*.

Ґрунтові води зазвичай розміщуються у верхній зоні відкладень, головним чином в чверткових і лише частково в більш древніх утвореннях. Водоносні горизонти, що залягають в глибших товщах порід, зазвичай відрізняються деякими особливостями за умовами їх залягання і режиму.

Водоносний пласт дуже часто буває затиснутий між глинистими водотривкими пластами, тобто обмежений водотривками зверху і знизу.

Уявимо собі, що через дислокацію цей водоносний пласт залягає похило (**рисунок**). Область живлення *a*, де відбувається інфільтрація поверхневих вод в даний пласт, лежить вище за область розвантаження *b* У зонах області його живлення і розвантаження пласт виходить на поверхню або покритий малопотужним шаром відкладень, підземних вод, що не перешкоджають переміщенню.

Таким чином, підземні води переміщуються в пласті під деяким натиском, визначуваним різницею висотного положення зон *a* і *b*. Такий водоносний горизонт напірного характеру при заляганні його на великій глибині називається *артезіанським*. Уявну лінію, що сполучає які-небудь дві крапки в області живлення і в області розвантаження, називають його *п'єзометричним, горизонтом* або рівнем.

Натиск *H* в деякій точці водоносного пласта визначається різницею відміток п'єзометричного рівня в даній крапці і рівня кровлі водоносного пласта.

Очевидно, що в пониженнях рельєфу H_1 вода під натиском вільно вилитиметься зі свердловини. У зонах підвищення рельєфу H_2 п'єзометричний рівень розміщуватиметься нижче за поверхню землі. У області *b* відбувається розвантаження артезіанського горизонту унаслідок виходу підземних вод у вигляді *висхідних джерел*.

Хімізм підземних вод, насамперед для виявлення ступеня їх агресивності по відношенню до бетону, встановлюють на основі хімічних аналізів в спеціальних лабораторіях. Для виконання лабораторних аналізів пробу води на місці потрібно брати не менше 2 л. При узятті проб води для спеціального визначення вуглекислоти, а також іона SO_4 , сірководня, заліза і органічних речовин необхідно керуватися спеціальними інструкціями.

У спільному випадку за найбільш прийнятну для будівельних цілей вважається вода, що має реакцію, близьку до нейтральної, не особливо жорстка, така, що не має вільної вуглекислоти і що містить малу кількість сульфатів.

У вулканічних областях широко поширені гарячі ключі, джерела і в деяких випадках, як особливо ефективна форма їх прояву, гейзери. Температура їх досягає $90^{\circ}C$ і більш. Ці джерела зазвичай утворюються у зв'язку із заляганням на деякій глибині від поверхні ще не захололих магматичних мас, що виділяють тепло, пари і газу.

Піднімаючись від магматичних тіл в зовнішні оболонки землі, магматичні

газоподібні продукти, а також розчини стикаються з циркулюючими в товщі гірських порід підземними водами. Таким шляхом останні збагачуються газами, зокрема вуглекислою (нарзан Кавказу), а також мінеральними компонентами (мінеральні води). Гарячими джерелами особливо багата Камчатка; відомі теплі сірчисті джерела Тбілісі.

Підвищена температура підземних вод в деяких випадках знаходиться і поза зв'язком з магматичними явищами. Такі, наприклад, гарячі ключі на Кубані. Такі явища пов'язані з глибокою циркуляцією води в зонах з підвищеною температурою.

У нашій країні за останні десятиліття були відкриті нові величезні запаси підземних гарячих вод. Термальні води

На території Закарпаття насчитується около 50 источников термальных вод. В основном эти источники искусственные.

Освоенные источник и бассейны есть в следующих местах:

турбаза Закарпатье, турбаза Боржава, санаторий Косино.

Тут используются такие типы вод: углекислые, кремнистые - Береговское месторождение; азотные - Ивановское, Боржавское; азотно-метановые и йодо-бромные хлоридно-натриевые - Гараздовское месторождение.

Береговский район.

Бассейн с термальной водой действует круглый год. Температура воды на поверхности 36 градусов. Вода используется для лечения органов движения, сердечно-сосудистой системы, центральной нервной системы, болезней кожи.

с. Косонь

Имеется 2 скважины с термальной водой. Открытый бассейн с термальной водой работает по сентябрь. Температура воды на поверхности 50 град. Вода по химическому составу является аналогом Нафтуси, используется для лечения органов движения, центральной нервной системы, сердечно-сосудистой системы и гастрита.

с. Боржава

В селе В.Бакта имеется 2 скважины с метановой кремнистой хлоридно-натриевой термальной водой. Температура воды 36 - 60 градусов.

Вода используется для лечения нервной системы, сердечно-сосудистой системы, опорно-двигательного аппарата, кожи, обмена веществ, органов пищеварения.

Скважина находится в 8 км от г.Берегово недалеко от трассы Берегово В.Бакта.

Также скважина имеется в селе Яноши. Здесь термальная слабоминерализованная хлоридно-натриевая вода, температура 41 градус. Вода используется для лечения органов пищеварения, обмена веществ, нервной, сердечно-сосудистой систем, опорно-двигательного аппарата, кожи.

Скважина находится на трассе Мукачево - Берегово в 10 км от г.Берегово.

В Иршавском районе расположено одно из наибольших месторождений термальных метановых гидрокарбонатно-хлоридных натриевых йодо-бромных вод типа Хайдусобосло с многочисленными выходами этих вод в

с. Великая Ростока, Малая Ростока, Дубровка, Гребля, Камьянское, Медяница, Дунковица, Доробратово и др. Прямых аналогов термальных метановых иодо-бромных вод Иршавского месторождения на Украине нет. В данное время вода используется наружно в виде ванн в водолечебницах с. Долгое, с. Камьянское для лечения сердечно-сосудистых заболеваний, органов опоры и движения. Также имеется санаторий областного отдела охраны здоровья, где лечат заболевания дыхательных путей, туберкулеза.

Мукачевский район.

В районе имеются сульфидные термальные воды - азотно-метановые, кремнистые и хлоридно-натриевые.

- открытый бассейн с термальной водой,

Рядом с комплексом "Латорица" находится скважина с термальной водой, которая непосредственно из источника поступает в ванное отделение. Температура воды - 35 градусов. Рекомендуется использовать как для плавательного бассейна, так и для лечения. Ее целебные свойства помогают при лечении заболеваний кожи, верхних дыхательных путей, опорно-двигательной, нервной и сердечно-сосудистой систем.

Хустский район.

Хустский район, с. Велятино, ул. Санаторная, 2

Скважина глубиной 100 метров. Вода термальная хлоридно-натриевая. Температура 50 градусов. На поверхности из воды активно выделяется углекислота. Вода используется для лечения заболеваний опорно-двигательного аппарата, органов дыхания, сердечно-сосудистой и нервной системы.

Тячевский район.

В селе Большая Уголька есть закрытая скважина теплой минеральной воды, а в с. Тербля скважина с геотермальной водой с высоким содержанием поваренной соли.

Грубо орієнтовний прогноз температури, яка може очікуватися на тій або іншій глибині в товщі порід, можна дати виходячи з принципу використання геотермічного ступеня.

Під *геотермічним ступенем* мають на увазі середню глибину занурення в товщу земної кори, що виражається в м, при якій можна чекати підвищення температури середі на 1C° . Для рівнинних умов величину геотермічного ступеня зазвичай приймають рівною 33 м. Унаслідок ізрізаності рельєфу (сприятливіші умови охолодження) геотермічний ступінь для гірських областей зазвичай вища — вона наближається до 40—42 м. В цьому відношенні сприятливіша обстановка створюється при трасуванні тунеля через товщу, що характеризується крутим падінням пластів. У ряді випадків мінералізовані води, піднімаючись по тріщинах в поверхневій горизонті у зв'язку з пониженням тиску і температури, відкладають приношені ними у розчині мінеральні речовини на стінки тріщин. Таким чином, тріщини в товщі гірських порід, що виникли в результаті якнайдавніших дислокацій, нерідко бувають повністю заповнені тими або іншими мінеральними продуктами, зокрема жильним кварцем або кальцитом.

КОЕФІЦІЄНТ ФІЛЬТРАЦІЇ І МЕТОДИ ЙОГО ВИЗНАЧЕННЯ

Поняття про коефіцієнт фільтрації

Коефіцієнт фільтрації K , широко використовуваний в практиці гідрогеологічних розрахунків, характеризує водопроникність породи і залежить від властивостей породи, насамперед від її гранулометричного складу і щільності, а також від властивостей фільтруючої рідини і її стану, зокрема від температури, що визначає в'язкість рідини. Розмірність коефіцієнта фільтрації — розмірність швидкості (наприклад, см/с, м/добу).

Величина коефіцієнта фільтрації K зумовлюється великим або меншим опором проходженню води через ґрунт. Опір залежить від ступеня шорсткості стінок каналу, по якому рухається вода, і головним чином від розмірів каналу. Із зменшенням перетину трубки опір перебігу води по ній різко зростає. Цим пояснюється виключно мала водопроникність глин, що володіють великою тонкістю часток, що складають породу, і, отже, вельми малими розмірами пір.

З врахуванням цього стає очевидним, що ступінь водопроникності пісків зростає із збільшенням їх крупності і однорідності. При різко неоднорідному складі піску пори, що утворюються грубішими частками, можуть більшою чи меншою мірою заповнюватися дрібнішими фракціями. У такому разі коефіцієнт фільтрації ґрунту залежить від розміру пір дрібнішого заповнюючого матеріалу. Так, чистий галечник характеризується виключно високим значенням коефіцієнта фільтрації.

Коефіцієнт же фільтрації галечнику з порами, заповненими піском, може опинитися нерідко менше коефіцієнта фільтрації самого заповнювача. Ясно також значення окатаності зерен, що сприяє утворенню гладких поверхонь і ступеня щільності піску (пористості), що також грає важливу роль у водопровідності порід.

Із збільшенням щільності води при нижчих температурах в'язкість її зростає. За цієї умови опір руху води по порах теж зростатиме. Це приводить до зменшення швидкості фільтрації і відповідного (фіктивному) зменшення коефіцієнта фільтрації ґрунту.

Методи визначення коефіцієнта фільтрації.

Очевидно, що врахувати можливу дію на величину коефіцієнта фільтрації великого числа багатообразних чинників достовірно можна лише — шляхом відповідного випробування даної породи. Проте у ряді випадків для наближеної оцінки водопроникності пісків використовують яку-небудь одну з емпіричних формул, що зв'язують значення коефіцієнта фільтрації породи з її гранулометричним складом. Відомі формули Хазена, Сліхтера, Крюгера, Козені, Цункера, Замаріна, Терцаги і ін.

У деяких цих формулах враховуються температура фільтруючої води, пористість піску, ступінь його однорідності і так далі. Проте само по собі визначення коефіцієнта фільтрації пісків по його механічному аналізу є настільки грубо наближеним, що у багатьох випадках всіх цих чинників практично неможливе.

Для наближеного підрахунку величини коефіцієнта фільтрації K для найчастіше поширених умов можна використовувати формулу

$$K = 1000d_{10}^2, \text{ м/доб}$$

де d_{10} — *діаметр*, виражений в мм. Діаметр відповідає тому діаметру часток, дрібніше за яких в піску міститься 10% від спільної його маси.

У багатьох випадках ця формула забезпечує досить хороше наближення до експериментальних даних. Наприклад, при $d_{10}=0,25\text{мм}$ $K=1000 \cdot 0,0625=62,5\text{м/доб}$. Достовірніші значення коефіцієнтів фільтрації для піщаних ґрунтів можна отримати дослідним шляхом в лабораторних і польових умовах.

Коефіцієнти фільтрації глинистих ґрунтів через них виключно низькій водопроникності визначають при вивченні їх ущільнення під навантаженням в часі..

Достовірніше коефіцієнт фільтрації деякої товщі порід визначають польовими дослідями при збереженні структурних особливостей ґрунтів і обліку природних умов їх залягання.

По своїх цілях всі польові дослідні визначення коефіцієнта фільтрації можна розділити на дві групи: 1) для вивчення залежності між витратою ґрунтового потоку і зниженням рівня води в товщі ґрунту при відкачуванні води з центральні виробітки і при проведенні спостережень за стоянням рівня води в свердловинах; 2) для встановлення дійсної (істинної) швидкості фільтрації (v_0) води в ґрунті по порах і тріщинах в залежності теж від градієнта.

Визначення коефіцієнта фільтрації в другому випадку базується на вивченні різниці стояння рівня ґрунтових вод в декількох виробітках, розташованих на відомій взаємній відстані по лінії струму. При цьому спостерігають швидкість проходження води між двома суміжними виробітками, відміченої тими або іншими індикаторами. Як індикатори використовують різні фарбувальні речовини (наприклад, флюоресцеїн), що додають воді характерне забарвлення, різні солі (куховарська сіль, нашатир), присутність яких у воді встановлюють шляхом хімічних визначень або за допомогою вимірів зміни електропровідності підземної води (метод Сліхтера), пахучі речовини (хлороформ, гас) і навіть культури нешкідливих бактерій. Останнім часом з'явилася можливість вивчення режиму підземних вод методом мічених атомів.

Середні орієнтовні значення коефіцієнта фільтрації K , м/доб, різних порід приведені нижче.

Водопроникність порід	K , м/доб
Практично водонепроникні породи (глини, монолітні скелясті породи)	$< 5 \cdot 10^{-5}$
Вельми слабоводопроникні породи (суглинки, важкі супіски, нетріщинуваті)	$5 \cdot 10^{-3}$

Слабоводопроникні породи (супіски, слаботріщинуваті глинисті сланці, пісковики, вапняки і т. д.)	0,5
Водопроникні породи (тонкозернисті і дрібнозернисті піски, тріщинуваті скелясті породи)	5
Добре водопроникні породи (средньозернисті піски, скелясті породи з підвищеною тріщинуватістю)	50
Сильноводопроникні породи (грубозернисті гравелисті піски, галечники, сильнотріщинуваті скелясті породи)	500 і більш

ЛЕКЦІЯ 4

ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ І ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРУНТІВ

Показники I і II класів.

Всі гірські породи і ґрунти розрізняються між собою багатьма ознаками. Для інженерної геології і механіки ґрунтів найбільш важливими є їх фізичні, механічні, гідромеханічні, а для дорожнього будівництва — термофізичні властивості. Очевидно, що ці властивості диктуються особливістю ґрунтів, їх станом і будовою.

Про склад ґрунтів ми судимо по об'ємній масі елементів, що складають їх, а також по їх крупності і так далі. Крім того, важливими критеріями стану ґрунтів є їх щільність, вологість, консистенція глинистих ґрунтів і так далі.

Для вирішення завдань інженерної геології і механіки ґрунтів ці властивості мають бути представлені в кількісному вираженні. Так виникло вчення про суму фізичних і механічних показників, що характеризують ті або інші властивості ґрунтів, які необхідні для проведення розрахунків і стану прогнозів поведінки ґрунтів під навантаженням в тих або інших умовах. До цих характеристик, показників I класу, відносять -показники міцності ґрунтів і гірських порід, а також їх деформованості і інших.

По самій природі ці показники потрібно визначати із збереженням природного стану ґрунтів в зразках-монолітах, тобто в зразках з неперушеною *структурою*. *Відібрати* такі зразки з товщі вельми скрутно —

їх можна узяти шляхом вирізу з; відкритих вироблень (шурфи, шахти, штольні) або зі свердловин збільшеного діаметру спеціальними інструментами — ґрунтоносами. На цю роботу витрачається багато засобів і особливо часу. Через це зазвичай обмежують число випробувань зразків з непорушеною структурою, що знаходиться у великій суперечності із зазвичай спостерігаємим великим розкидом дослідних визначень.

У цих умовах великої ролі набуває використання показників II класу, що характеризують

склад,

стан ґрунтів і

їх фізичні властивості,

хоча ці показники безпосередньо при розрахунках споруд не використовуються. Перш за все необхідно відзначити їх тісний зв'язок з механічними характеристиками ґрунтів. Показники II класу, як правило, можна визначати по зразках з *порушеною структурою*.

Ця обставина відкриває можливості відбору зразків в процесі проведення інженерно-геологічних досліджень і, насамперед, при проходці бурових свердловин. Вартість їх в порівнянні з монолітами мінімальна, а число зазвичай велике. Все це значною мірою сприяє надійнішому встановленню розрахункових показників I класу.

Слід також вказати на можливість використання показників II класу для візуальної оцінки інженерно-геологічних, а аналогічно — навіть механічних властивостей ґрунтів. На ранній стадії досліджень ця можливість часто виявляється такою, що визначає.

Інженерно-геологічні властивості тих або інших порід визначаються їх *складом, станом і структурними особливостями*. Багато властивостей гірських порід і ґрунтів, природно, залежать від їх складу. Наприклад, глини підрозділяють на жирніші або худіші, піскуваті глини з цілою гаммою проміжних різновидів. Проте одна ця характеристика, що свідчить про склад ґрунту, явно недостатня навіть для наближеної оцінки властивостей глин. З досвіду відомо, наприклад, що міцність глинистих ґрунтів в сухому стані значно вища, ніж при надлишковому їх зволоженні. Звідси виникає необхідність оцінки вологості породи, яка в даному випадку свідчитиме про її стан.

Головними показниками II класу (фізичні характеристики) є

склад,

стан і

показник консистенції глинистих ґрунтів I_L .

Склад порід:

петрографічний,

мінералогічний і

хімічний;

гранулометричний d ;

щільність (об'ємна маса) ρ_0 .

Показниками пластичності породи є межа текучості (кордон текучості) W_L ,

межа пластичності (кордон розкочування) W_p , число пластичності I_p . Стан порід характеризується: вологістю w , показником щільності; пористістю n ; коефіцієнтом пористості ε .

Про щільність породи можна судити також по її об'ємній масі (показник I класу ρ_w), не забуваючи, що об'ємна маса породи визначається не лише її щільністю, але також вологістю і об'ємною масою елементів, що складають породу.

Показники ґрунтів можуть характеризувати породу не за даними одиничних дослідів, а у вигляді деякої *дослідної сукупності* їх значень.

Не дивлячись на видиму хаотичність змінності цих показників для однієї і тієї ж породи «від крапки до крапки», при розподілі вони підкоряються *певній закономірності*. Ця закономірність визначається законами теорії вірогідності і, зокрема, в більшості випадків відповідає закону нормального розподілу Гауса. Практика показала, що відхилення показників для ґрунтів від цього закону є не більшим, ніж, наприклад, відхилення показників міцності будівельного бетону на стискування.

Гранулометричний склад ґрунту. Класифікаційні ознаки.

Для визначення гранулометричного складу ґрунту встановлюють процентний вміст в породі (по масі) фракцій (часток) того або іншого розміру.

Найпростіше визначити гранулометричний склад просіюванням ґрунту через набір стандартних сит, як це роблять, наприклад, при вивченні складу піску як будівельного матеріалу. Проте таке визначення обмежується величиною мінімального розміру фракцій із-за граничної тонкості ситової тканини (звичайні 0,1 мм) і трудностю розділення в сухому вигляді агрегатів тонких фракцій на окремі зерна. Внаслідок цього повний аналіз тонкозернистого ґрунту виконують в дві операції:

- 1) визначення процентного вмісту в породі зерен з розміром часток понад 0,1 мм розсіюванням на стандартному наборі сит;
- 2) визначення; процентного вмісту в породі часток з розміром зерен менше 0,1 мм шляхом виміру швидкості осадження часток ґрунту у воді.

Перша з описаних операцій не зустрічає принципових труднощів. До другої операції ґрунт має бути перш за все підготовлений промиванням, тривалим кип'ятінням і розтиранням, у воді для роз'єднання дрібних злиплених часток. Цю операцію називають диспергуванням.

Водна середа, в якій зважені глинисті частки, називається **дисперсійною середою**, а самі тверді частки, взмучені у воді, видимі і не видимі простим оком, **суспензією**. Інколи для кращого диспергування ґрунту до розчину, що суспензує, додають деяку кількість аміаку (нашатирного спирту).

Швидкість випадання з водного розчину часток залежить від розмірів і форми зерен, їх об'ємної маси і в'язкості води, визначаєму її чистотою і температурою. З вживаних методів аерометричний метод гранулометричного

аналізу глинистих ґрунтів є найбільш простим. Тому він широко входить в лабораторну практику, тим паче, що гранулометричний склад глинистих ґрунтів є показником, що має лише відносне значення.

Ареометричний метод заснований на вимірі спеціальним ареометром що змінюється в часі у міру випадання з води зважених часток ґрунту щільності розчину, що суспензує, в якому на 1000 см³ міститься 30—40 г ґрунту. Перерахунок свідчень ареометра з врахуванням необхідних поправок на процентний вміст в ґрунті фракцій того або іншого розміру ведуть по спеціальній номограмі. Необхідно, проте, відзначити, що кожен ареометр має бути заздалегідь протарировано.

Аналізи ґрунтів по методах Сабаніна і Робінзона, засновані; на відборі з водного розчину через відомі проміжки часу проб з подальшим визначенням сухого залишку шляхом випаровування проб і зважування тривалі, трудомісткі і для них потрібно багато дистильованої води. Для якісного проведення цих тонких аналізів потрібно ретельно виконувати всі положення спеціально розроблених методів цих випробувань, викладених в інструкціях, і описів лабораторних методів дослідження ґрунтів.

Для зручності користування результати гранулометричного аналізу ґрунту змальовують графічно на напівлогарифмічній шкалі. Кожна крапка на кривій показує, скільки у відсотках по масі міститься в досліджуваному ґрунті часток діаметром менше даного. Значення відношення діаметрів, відповідних 60- і 10%-ному вмісту фракцій, за пропозицією З. Хазена, називають *коефіцієнтом неоднорідності*. Позначаючи його через k_H , можна скласти рівність

$$k_H = d_{60}/d_{10}. \quad (1)$$

Діаметр d_{10} називають *діючим* або *ефективним*.

Залежно від розміру часток представляється зручним розрізнити гранулометричні елементи, вказані в табл. 1.

По крупності переважаючих в ґрунті тих або інших фракцій зернисті ґрунти підрозділяють на *грубообломочні* і *піщані*. До грубообломочних, зокрема, відносять валуни, галечниковые і гравієві ґрунти (при вмісті часток більше 2 мм більше 50%).

Піски, у свою чергу, підрозділяють на

гравелисті

крупні

середньої крупності

дрібні і

пилюваті.

У будівельній практиці до *дрібнозернистих* пісків нерідко відносять ґрунти з переважанням .

ЛЕКЦИЯ 5

СОПРОТИВЛЯЕМОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И ГРУНТОВ СДВИГУ. ПОКАЗАТЕЛИ И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Природа прочности горных пород и грунтов. О прочности горной породы судят по ее сопротивляемости сдвигу. *Сопротивляемость сдвигу*, обозначаемая s_{pw} , как величина удельного сопротивления сдвигу свидетельствует о сопротивлении породы сдвигу по единичной площадке и имеет размерность напряжений кг/см² (Па).

Необходимо отметить различия в понятиях *сопротивления и сопротивляемости* грунта сдвигу. Очевидно, что сопротивление S сдвигу некоторого объема грунта со сдвигом его по некоторой поверхности с площадью ω определится как

$$S = s \omega \quad (12.1)$$

Сопротивляемость грунтов сдвигу в общем виде можно представить зависимостью Н. Н. Маслова (1941)

$$s_{pw} = p \operatorname{tg} \varphi_w + \Sigma_c \quad (12.2)$$

где p — действующее в породе по данной площадке нормальное напряжение p_n , обозначаемое для краткости без индекса n ; φ_w — угол *внутреннего трения* при влажности w , Σ_c — *связанность породы* водно-коллоидной природы и обратимого характера при влажности w ; c_c — жесткое структурное сцепление с характером необратимых связей.

В данном случае, как и во всех последующих, s , φ_w и c_c имеют размерность напряжений. Соответствующие индексы у s , φ_w и Σ_c указывают на зависимость всех этих показателей в определенных условиях от влажности w , а сопротивляемость породы сдвигу s_{pw} — в общем случае и от величины нормального напряжения p .

Таким образом, сопротивляемость породы сдвигу и, следовательно, ее прочность в общем случае определяются: 1) силами внутреннего трения в породе, зависящими от величины нормального напряжения p ; 2) связностью породы; 3) величиной свойственного ей структурного сцепления c_c .

Следует иметь в виду, что в данном случае и во всех последующих сопротивляемость грунта сдвигу соответствует предельному сопротивлению его сдвигу при зафиксированном разрушении или течении образца породы.

Природа внутреннего трения в грунтах. Природа сил внутреннего трения в рыхлых сыпучих грунтах, подобных песку, представляется в известной мере определенной. Поверхность частиц сыпучих

пород обладает той или иной шероховатостью. При соприкосновении и прижатии одной частицы к другой, происходящем при воздействии на грунт сжимающих нормальных напряжений, между частицами возникают силы трения, проявляющиеся при взаимном их смещении.

Силы трения, как показывает опыт, до некоторых пределов нормального напряжения связаны с ним прямолинейной зависимостью.

Обозначив удельную силу трения через $s_{тр}$ (ее размерность кг/см² (МПа)), мы можем написать

$$s_{тр} = \dots \quad (12.3)$$

где \dots - коэффициент трения, характеризующий в данном случае шероховатость зерен песка.

Коэффициент трения, как известно, можно выразить через *угол трения* \dots . Тогда выражение (12.3) можно представить в виде

$$s_{тр} = \dots \quad (12.4)$$

Поскольку трение возникает внутри породы, \dots и называют соответственно *коэффициентом* и *углом внутреннего трения* породы.

Для песчаных и вообще зернистых грунтов (гравий, галька, дресва, щебень) угол внутреннего трения зависит от плотности их сложения. Наиболее очевидным показателем плотности грунта является его пористость n , выражаемая в процентах или долях единицы. В этом случае нужно оперировать приведенными выше показателями в зависимости от плотности грунта, характеризуемого его пористостью n , т. е. \dots и \dots . В этом случае выражение (12.4) получит вид

$$s_{тр} = p \quad (12.5)$$

В общем случае, что является особенно характерным для глинистых грунтов, коэффициент \dots и угол внутреннего трения \dots могут зависеть от степени увлажнения породы, характеризуемой ее влажностью w . Учитывая это, для данного случая можно написать выражение (12.4) в измененном виде:

$$s_{ср} = p \quad (12.6)$$

Последнее выражение в точности соответствует первому члену нашей основной зависимости (13.2). Однако применительно к глинистым грунтам вопрос о внутреннем трении оказывается много сложнее, и его требуется рассматривать с учетом других видов внутренних связей, определяющих прочность глинистых пород, т. е. \dots и c_c .

Природа структурного сцепления c_c . Структурное сцепление c_c придает породе определенную жесткость, твёрдость. Этот вид сцепления объясняется наличием в породе некоторых *жестких связей*, действующих между слагающими ее частицами.

Структурное сцепление особенно характерно для скалистых пород, и оно практически полностью определяет прочность таких пород. В глинистых грунтах структурное сцепление выражено значительно менее ясно. В сыпучих грунтах, подобных рыхлому песку и щебню, структурное сцепление, естественно, отсутствует. В плотных песках, песчано-гравелистых и галечниковых грунтах во многих случаях возникает некоторое взаимное *зацепление зерен*. Этот фактор можно рассматривать в данном случае как проявление структурного сцепления c_c . Жесткие связи скалистых и цементированных пород, придающие им большее или меньшее подобие твердых тел, имеют характер электрических ионных связей.

В цементированных породах (песчаники, аргиллиты и т. п.) жесткие связи образовались при их цементации в природных условиях теми или иными веществами. Структурное сцепление возникает в породе при определенных обстоятельствах при кристаллизации вещества, срастании кристаллов и характеризуется приживаемостью, спайностью отдельных частиц.

Структурные связи имеют в известной мере упругий характер, определяющий степень деформируемости пород и даже некоторую их уплотняемость. Однако при разрушении структуры породы или грунта жесткие структурные связи, определяющие величину структурного сцепления c_c , безвозвратно нарушаются. Это позволяет характеризовать связи структурного сцепления как *необратимые*. Это свойство структурного сцепления грунта является главным и определяющим. Структурное сцепление грунта может нарушиться в относительно слабых породах при чрезмерной нагрузке (раздавливание структурного скелета), при необратимом сдвиге, чрезмерном увлажнении пород с относительно слабым структурным сцеплением и т. п. В последнем случае в связи с расклинивающим воздействием утолщающихся водных пленок, обволакивающих частицы грунта, часто происходит *пучение (набухание)* глинистых пород. Эти явления приводят в свою очередь к разрыву имеющихся в породе жестких структурных связей и, как следствие, к часто происходящей в коренных глинистых породах потере прочности их во времени.

Природа связности глинистых грунтов. Связность, присущая несцементированным глинистым породам в любой консистенции и в основном определяющая их прочность, имеет иной характер, чем структурное сцепление. В зависимости от степени увлажнения глинистые породы могут многократно переходить из твердого состояния в полуразжиженное и наоборот, что можно наблюдать, например, во время весенней и осенней распутицы на глинистых участках грунтовых дорог. Несколько комьев глины в пластичном состоянии можно легко

соединить сжатием в один ком или монолит. На этом основана технология прессования сырцовых кирпичей.

Пластические свойства глины хорошо известны скульпторам. Таким образом, связность в отличие от структурного сцепления *c* имеет *обратимый*, восстанавливающийся характер. Такое свойство рассматриваемых связей определяется их водно-коллоидной природой.

Следует отметить, что весьма сложный вопрос о природе прочности глинистых грунтов еще не до конца раскрыт. Здесь он рассматривается в самой общей форме.

Свойство глинистых грунтов пластически деформироваться и подвергаться пучению объясняется содержанием в породе еще мало изученных глинистых минералов в виде мельчайших частиц в кристаллической форме. К этой группе минералов относят как наиболее изученные, отмеченные выше, каолинит



При большой удельной поверхности частиц, слагающих грунт, огромное значение имеет процесс *адсорбции*. Вследствие адсорбции *j* каждая минеральная частица глины обволакивается водной пленкой в результате, как полагают, притяжения отрицательно заряженными глинистыми частицами молекул воды с их положительно заряженными концами. Молекулы воды представляют собой *д и п о л и*, несущие -на одном из концов положительные заряды (атом кислорода), *a* на другом — отрицательные (два атома водорода).

Все тонкие частицы, слагающие глинистый грунт, а равным образом и вода, заполняющая тончайшие поры в породе, а также обволакивающая частицы грунта пленочная вода в результате проявления особых физико-химических процессов находятся во взаимной связи.

Возникающие на контакте поверхности глинистых частиц и диполей воды электромолекулярные силы, в особенности в первом слое (порядка 1—3 молекулы воды), оцениваются очень большой величиной — до нескольких тысяч $\text{кг}/\text{см}^2$. Так образуются на поверхности частиц пленки прочносвязанной *адсорбированной воды*.

По мере удаления от поверхности частицы эти молекулярные силы быстро убывают. Так, на некотором удалении от поверхности частицы образуются слои *рыхлосвязанной воды*, поддающейся в известной степени механическому воздействию. Этот слой поровой воды часто называют диффузным.

На расстоянии же примерно 0,5 мкм от поверхности твердых частиц действие электромолекулярных сил снижается до нуля. Здесь господствует уже свободная (гравитационная) вода.

Пленочная вода, связанная с поверхностью частиц, блокирует наиболее узкие ходы — поры между частицами. Отсюда возникает практически полная водонепроницаемость плотных (нетрещиноватых) глин. Следует отметить, что молекулы даже рыхло связанной воды в известной степени могут слабо реагировать на воздействие напора, и для перехода их в движение требуются повышенные величины градиентов напора. Отсюда возникло

понятие о начальном градиенте.

В отличие от пленочной (связанной) воды *гравитационная вода*, если она имеется в порах грунта, является свободной и в силу этого, находясь под воздействием силы тяжести, передвигается в порах породы. Отметим, что гидростатическое давление может развиваться лишь в гравитационной воде. Такая вода характерна для грубообломочных пород, таких, как щебень, галька и пески. Для глинистых же пород, особенно плотных и жирных их разновидностей, характерна пленочная вода.

Пленочная вода при своем движении не подчиняется закону Дарси, а также силе тяжести. Перемещается она внутри грунта под воздействием сил молекулярного притяжения, а возможно и электрических сил, в виде некоторого «переползания» от частиц с более толстой пленкой к частицам с более тонкой. При малом количестве воды в грунтах она будет в основном лишь гигроскопической и пленочной, т. е. водой, связанной (адсорбированной) с поверхностью частиц.

Прочно связанная вода имеет особые свойства, не присущие ей в обычном состоянии. Плотность прочно связанной воды достигает $1,2—2,4 \text{ г/см}^3$. Такая вода способна оказывать некоторое сопротивление растяжению и сдвигу; она обладает слабой растворяющей способностью; температура ее замерзания от -20 до -193°C , а температура вскипания $+200^\circ\text{C}$.

Для характеристики глинистых грунтов весьма важно то обстоятельство, что вязкость связанной воды выше, чем у свободной, и она тем больше, чем тоньше пленка воды, обволакивающая частицу и ею удерживаемая (до $5—17$ против $0,01$ Пз для свободной воды).

Влияние связанной воды на глинистые грунты весьма разнообразна и особенно значительно на их прочность. Природа этих грунтов весьма сложна и далеко еще не изучена полностью. Нет сомнения, что в связности 2_{III} отдельных глинистых частиц между собой существенную роль играют удерживаемая ими вода (прочно- и рыхлосвязанная) и, в известной мере, действующие между частицами молекулярные силы электромагнитной природы (силы Ван-дер-Ваальса). Эти силы обуславливают взаимное притяжение частиц, слагающих глинистую породу с различной силой в зависимости от ряда факторов.

Молекулярные силы Ван-дер-Ваальса могут быть очень большими, но проявляются они лишь при очень близком расстоянии между частицами, измеряемыми немногими рядами молекул. Иначе говоря, при очень плотном сложении грунта, когда оболочка пленочной воды прорезается, возникает непосредственный контакт между соседними минеральными зернами. В обычных условиях это требование удовлетворяется лишь в значительной степени. При уплотнении глинистых грунтов нагрузкой гидратные оболочки на частицах становятся менее тонкими, частицы взаимно сближаются, что и повышает эффективность молекулярных сил.

С другой стороны, при дополнительном увлажнении глинистых грунтов постепенно утолщаются водные оболочки частиц. Частицы грунта при этом отодвигаются друг от друга, выходя из зоны молекулярного притяжения, в результате чего силы связности между частицами ослабляются.

При перенасыщении глинистого грунта водой он практически полностью теряет свою связность, и его сопротивляемость сдвигу в таком состоянии в конце концов оказывается близкой к нулю. В свое время акад. И. В. Гребенщиковым была предложена гипотеза о коллоидных оболочках на поверхности силикатных и алюмосиликатных частиц, слагающих глинистые породы. При этом степень пластичности того или иного грунта прямым образом связывается с характером и состоянием водно-коллоидных оболочек.

Вследствие особой ориентировки молекул воды около коллоидных частиц глинистые грунты обладают способностью с течением времени как бы отвердевать.

В течение необозримо долгого времени формирования в процессе диагенеза (уплотнения) и эпигенеза (цементации) коренных (дочетвертичных) пород водно-коллоидные оболочки частиц проходят процесс коллоидного старения, при этом толщина водных оболочек на поверхности частиц уменьшается, а влажность грунта снижается. Грунт теряет свою пластичность и приобретает некоторую жесткость. По данным акад. Ф. В. Чухрова, при влажности 94—97,3% гель кремниевой кислоты имеет вид желе и дрожит при сотрясении. Вместе с тем при влажности 74,2% он истирается уже в порошок.

Коллоидные оболочки теряют при этом свою гибкость и способность взаимного обращения при гидратации и дегидратации. Таким образом, в глинистом грунте происходит как бы процесс окаменения с постепенным переходом внутренних водно-коллоидных связей в жесткие. Связность переходит в структурное сцепление c_c и коренные глины приобретают свойственную им некоторую твердость и жесткость.

Процесс перехода сил связности обусловливаемых, как отмечалось выше, проявлением межмолекулярных сил, в силы структурного сцепления c_c сопровождается возникновением тех или иных новообразований. В дальнейшем развитии процесса ионные связи способны переходить в связи химические. В этом случае наступает стадия перехода сил вязкости в силу структурного сцепления c_c , возникающие при предельно возможном сближении частиц (приживаемость, спайность).

Пылеватые или даже песчанистые частицы при достаточном количестве их в породе образуют структурный скелет, который является как бы несущей конструкцией глинистого грунта. При избытке грубых фракций глинистый заполнитель, по существу, не воспринимает части начальной нагрузки, которая практически полностью передается на несущий грунтовой скелет и им воспринимается. Этим объясняется меньшая сжимаемость таких глин и свойственное им повышенное значение угла внутреннего трения.

При разрушении этого структурного скелета, под тем или иным внешним воздействием (например, при сдвиге, чрезмерной нагрузке, сотрясении и т. п.) прочность грунта и его сопротивляемость сдвигу могут резко снизиться

(порода с нарушенной структурой).

Внутренние связи в различных породах. В зависимости от характера различных горных пород и грунтов в них могут превалировать внутренние связи той или иной природы. Другие же связи могут оказаться подавленными или полностью потерять свое значение.

В скальных породах, подобных граниту или известнякам, превалируют жесткие необратимые связи структурного сцепления c_c . Внутренние связи водно-коллоидной природы в подобных породах не проявляются ($\sigma = 0$). Силы внутреннего трения от внешней нагрузки возникают в породе практически лишь на контактных стенках трещин, всегда секущих скальные массивы.

В работе сыпучих, несвязных грунтов (песок, гравий, щебень и т. д.), например, под нагрузкой от сооружений наибольшее значение приобретают силы внутреннего трения и только отчасти силы структурного сцепления.

Наибольшее значение в прочности глинистых пород имеет связность, хотя в определенных случаях могут проявиться и другие компоненты сопротивляемости горных пород сдвигу, т. е. силы внутреннего трения и структурного сцепления.

12.2. Сопротивляемость сдвигу зернистых (несвязных) грунтов.

Влияние гранулометрического состава и плотности грунта. Как отмечалось, в сопротивляемости сдвигу чистых (неглинистых) зернистых или сыпучих грунтов доминирующее значение имеют силы внутреннего трения и отчасти структурного сцепления. При всех прочих равных условиях сопротивляемость сдвигу сыпучих грунтов в сильной степени зависит от плотности, возрастая с увеличением последней, однако с учетом одной весьма важной оговорки, связанной с возможностью разуплотнения грунта при его деформации (смотрите далее). Вместе с тем, за исключением особых случаев, касающихся воздействия на грунт динамических нагрузок (рассматриваемых далее), сопротивляемость сдвигу чистых сыпучих грунтов (например, песков различной крупности, гравия, гальки, щебня) зависит от влажности породы лишь в очень слабой степени, не имеющей практического значения. Применительно к указанным условиям основное выражение для зернистых (несвязных) грунтов принимает вид

$$S_{pn} = p \operatorname{tg} \varphi_n \quad (12.7)$$

где φ_n — соответственно угол внутреннего трения и структурное сцепление в породе при данной плотности (по пористости n) грунта.

Эту зависимость линейного характера называют по имени французского ученого Кулона (XVIII в.).

Структурное сцепление c_n в зернистых грунтах проявляется лишь при высокой плотности и компактности грунта и преимущественно при малой его однородности и обуславливается главным образом взаимным зацеплением зерен. В связи со специфической природой структурного

сцепления в сыпучих грунтах этот вид связей называют *зацеплением*. Последнее особенно характерно для плотных разнородных по гранулометрическому составу сыпучих грунтов. Заметим попутно, что устойчивость высоких обрывистых берегов, состоящих из песчаных конгломератов (гальки с порами, заполненными песком), часто наблюдаемых на горных реках, объясняется в основном высоким, присущим этим грунтам зацеплением.

В зависимости от указанных выше факторов величина зацепления в разных условиях варьируется в очень широких пределах. В частности, у песков зацепление изменяется в пределах от 0 (предельно рыхлое состояние $n_{\text{макс}}$) до 0,3—0,5 кг/см² (плотные пески). В неоднородных сыпучих грунтах с включением крупных фракций (песчано-гравелисто-галечниковые грунты) зацепление обычно более высоко — в ряде случаев оно достигает 1 и даже 2 кг/см².

Угол внутреннего трения повышается с увеличением содержания в грунте крупных включений, уменьшением окатанности слагающих породу зерен и увеличением его плотности. Для оценки возможного влияния на величину угла φ у песков и гравия, указанных выше факторов Ханзен и Ландборн дали следующую эмпирическую формулу:

$$\varphi_n = 30^\circ + \varphi_1 + \varphi_2 + \varphi_3 + \varphi_4$$

Значения поправочных величин — в этой формуле даны в табл. 12.1. При переходе от очень плотной укладки песка к рыхлой.

Таблица 12.1

**Значение поправочных величин —
(град) к формуле Ханзена и Ландборна**

Признаки песка	Характеристики песков и гравия	φ_1	φ_2	φ_3	φ_4
Окатанность	Плохо окатанные зерна	+1	-	-	-
	Обычные по окатанности зерна	0	-	-	-
	Округлые зерна	-3	-	-	-
	Очень хорошо окатанные пески	-5	-	-	-
Крупность зерна	Песок	-	0	-	-
	Мелкий гравий	-	+1	-	-
	Средний и крупный гравий	-	+2	-	-
Однородность	Весьма однородный песок	-	-	-3	-
	Средний по однородности песок	-	-	0	-
	Очень неоднородный песок	-	-	+3	-
Плотность	В предельно рыхлом состоянии	-	-	-	-6
	Средней плотности	-	-	-	0
	В предельно плотном состоянии	-	-	-	+6

угол внутреннего трения может уменьшиться на 7—12°.

В зависимости от указанных выше факторов угол внутреннего трения сыпучих грунтов варьируется в широких пределах — от 24 до 40° и выше.

Мы неоднократно отмечали, что сопротивляемость сдвигу сыпучих грунтов повышается с увеличением их плотности. Однако такое положение справедливо лишь при отсутствии возможности разуплотнения грунтов при деформации, вызванной воздействием сдвигающего напряжения. Такая деформация может сопровождаться выходом зерен, слагающих породу, из своих гнезд, где они находились при плотном состоянии грунта, и подъемом поверхности его толщи.

Таким образом, использовать повышенные значения ϕ и c_c для плотных сыпучих грунтов можно лишь в тех случаях, когда описываемый характер деформации толщи по местным условиям исключается. Примесь в сыпучих грунтах глинистого материала снижает угол внутреннего трения, но одновременно повышается сопротивляемость сдвигу за счет связности σ_c . Здесь уже приобретает практическое значение и степень увлажнения породы. В определенных обстоятельствах, как пояснено далее, последний фактор, в особенности применительно к наиболее тонкозернистым разностям сыпучих грунтов, может играть существенную роль и при отсутствии в породе глинистых частиц.

До некоторого значения влажности (порядка 34%) угол внутреннего трения даже тонкозернистых пылеватых песков при увлажнении практически не изменяется и равен примерно 30°. Далее, по мере перенасыщения породы водой у угла внутреннего трения проявляется ясно выраженная тенденция к резкому уменьшению (до 14° и ниже). Это является прямым следствием утолщения гидратных оболочек на частицах при переувлажнении породы прогрессирующим нарушением связи и уменьшением числа непосредственных контактов между самими минеральными частицами. В практике подобные явления часто происходят при резком разуплотнении подобных грунтов и малой нагрузке. Описываемый процесс в первую очередь обычно захватывает поверхностные горизонты на дне котлованов и затопленных откосов, которые из-за этого оплывают. Еще в более резкой форме процесс оплывания проявляется в пльвунах — в грунтах, легко переходящих в разжиженное текучее состояние.

Пльвуны обычно состоят из наиболее тонкозернистых песков или пылистых пород. По А. Ф. Лебедеву (1935), различают *псевдопльвуны* и *истинные пльвуны*.

Характерной особенностью обеих разновидностей пльвунов является их большая подвижность. В определенных обстоятельствах они ведут себя подобно тяжелой вязкой жидкости. Очевидно, что такое состояние объясняется полной потерей грунтами прочности с падением сопротивляемости их сдвигу вплоть до нуля. Природа этого явления в псевдопльвунах и истинных пльвунах различна. Сопротивляемость сдвигу псевдопльвунов во всех их состояниях описывается выражением (12.7)

$$S_{pn} = p \operatorname{tg} \varphi_n + c_n$$

Переход псевдоплывунов в текучее состояние во всех случаях сопровождается их разрыхлением с нарушением структурного сцепления и нарушением действующих в грунте сил внутреннего трения вследствие снижения до нуля роли нормального напряжения. Это может возникнуть от динамического воздействия на грунт, а также взвешивающего фильтрационного давления. С этой точки зрения к псевдоплывунам можно отнести любые по крупности рыхлые сыпучие несвязные грунты, переходящие в текучее состояние при снижении по тем или иным причинам нормального напряжения до нуля (например, при землетрясении).

Иначе этот процесс протекает у истинных плывунов, которые по гранулометрическому составу занимают переходное положение между тончайшими пылеватыми песками и глинистыми грунтами. При этом условия на частицах, слагающих породу, возникают водно-коллоидные оболочки с присущими им свойствами. При достаточно плотном сложении в грунте возникает некоторая связность ; возможно также слабое проявление жестких структурных связей c_c . Однако плывуны имеют достаточно грубый состав, и поэтому водно-коллоидные оболочки на частицах, слагающих породу, оказываются относительно маломощными и связующая способность их слабая. Вследствие этого при относительно невысокой нагрузке коллоидные оболочки легко прорезаются, и создается непосредственный контакт между минеральными частицами.

Отсюда мы можем заключить, что сопротивляемость сдвигу песков-плывунов в плотном состоянии (объемная масса до $2,2 \text{ т/м}^3$ при пористости $n = 24-25\%$) можно описать основным выражением (12.2)

При механическом нарушении структуры истинных плывунов картина резко меняется: из-за насильственного разъединения и взаимного удаления частиц породы в ней, прежде всего, нарушаются жесткие структурные связи c_c , если они имелись.

С увеличением расстояния между частицами ослабляется связующее воздействие межмолекулярных связей и резко снижается связность . Непосредственный контакт между частицами утрачивается, в результате чего значительно снижается угол внутреннего трения, а следовательно, резко снижается сопротивляемость сдвигу истинных плывунов (в некоторых случаях вплоть до нуля).

Таким образом, в состоянии природной плотности истинные плывуны могут иметь относительно высокую прочность и несущую способность, но при нарушении их структуры и разуплотнении они полностью теряют положительные качества и переходят в текучее состояние. Такое состояние может возникнуть в результате сотрясения, вибрации, при перенасыщении водой в количествах, превышающих объем пор в породе (например, при напоре подземного потока или фильтрационном режиме). Обычно критическая

влажность истинных пльвунов близка к 15—17%.

Особая коварность наших северных пльвунов обуславливается, по А. Ф. Лебедеву, защитным коллоидом органического состава (связанным по происхождению с торфяниками), вследствие чего истинные пльвуны легче переходят в текучее состояние.

Определение показателей сопротивляемости сдвигу сыпучих (несвязных) грунтов в трехосном напряженном состоянии. Сопротивляемость сдвигу сыпучих грунтов, в особенности с крупными включениями, наиболее полно и разносторонне изучена в трехосном напряженном состоянии. Для этой цели созданы специальные аппараты — *стабилометры* относительно сложного устройства.

Сущность испытания грунтов в стабилометре заключается в следующем. Образец грунта, имеющий форму цилиндра с высотой, превышающей его диаметр в 2—3 раза, заключают в резиновую рубашку. Далее образец помещают в цилиндр стабилометра, прибор герметически закрывают и к образцу прилагают вертикальную нагрузку напряжением p_1 и с одновременным всесторонним обжатием с боков напряжением p_2 . Вертикальное давление p_1 создает приложенная к поршню прибора сила $P = p_1\omega$, где ω — площадь сечения образца. Боковое давление на образец передает жидкость (вода, глицерин), нагнетаемая в цилиндр стабилометра под тем или иным давлением p_2 специальным насосом.

Конечная цель опыта заключается в установлении величины вертикального сжимающего напряжения p_1 при котором в условиях скола разрушается образец при некоторой величине всестороннего бокового обжатия p_2 . опыты проводятся в различных вариантах, но при соблюдении одного из следующих условий: а) при постоянной величине бокового давления p_2 и постепенном увеличении сжимающего напряжения вплоть до разрушения образца; б) при постоянной величине вертикального давления и постепенном ослаблении бокового давления p_2 также до разрушения образца.

Наблюдение за разрушением образца ведут визуально через прозрачный цилиндр стабилометра и по специальным приборам, входящим в комплект стабилометра. В обычных условиях в стабилометрах испытывают образцы диаметром 5—7 см при высоте их 15—20 см. Однако при исследованиях образцов сыпучих пород с крупными включениями (песчано-гравелистые грунты с включением гальки и даже булыжников) применяют стабилометры большего размера. При этом диаметр образца должен быть в 5 раз больше наиболее крупного включения.

Следующей стадией эксперимента является определение по полученным критическим значениям p_{pn} и отвечающим разрушению образца, величин угла внутреннего трения φ_n и сцепления c_n с последующим расчетом s_{pn} по формуле (12.7): $s_{pn} = p \operatorname{tg} \varphi_n + c_n$.

Для этой цели строят круги напряжений Мора, предполагая, что момент

разрушения образца в стабилометре отвечает состоянию его предельного равновесия при обжатии со всех сторон под воздействием главных напряжений и .

Рассмотрим сначала случаи предельно рыхлого состояния сыпучего грунта, когда зацепление в нем отсутствует и выражение (12.7) упрощается:

$$s_{pn} = P \operatorname{tg} \varphi \quad (12.8)$$

Очевидно, что предельная кривая, огибающая круги напряжений, построенные на и при соблюдении указанного выше условия, будет представлять собой прямую в координатных осях $s_{pn} = f(p)$, соответствующую уравнению (12.8). Эта линия будет иметь угловой коэффициент $\operatorname{tg} \varphi$ и проходить через начало координат. При этом условии прямая в рассматриваемом случае предельного равновесия будет отходить от оси абсцисс под углом, равным углу внутреннего трения грунта .

Нанесены три круга напряжений — A , B и B . Круги A и B имеют точку касания с предельной прямой. Напряжения p_1 и p_2 , а также p'_1 и p'_2 , на которых построены эти круги, численно попарно различны. Однако исходя из условия касания предельной прямой отвечающее им состояние образцов в обоих случаях должно быть признано предельным, а сами напряжения — критическими (и ; $p'_{1кр}$ и $p'_{2кр}$).

Круг B построен на напряжениях p''_1 и p''_2 , значительно более высоких, чем соответствующие им напряжения p_1 и p_2 , а также p'_1 и p'_2 , но несмотря на это в связи с отсутствием касания круга B с предельной прямой образец грунта должен быть признан в состоянии допредельного состояния, далекого от его разрушения.

Описанное построение для общего случая нельзя считать обобщающим, так как заранее очень трудно утверждать, что грунт находится в состоянии предельного разрыхления, при котором структурное сцепление-зацепление равно нулю. Общий случай соответствует зависимости (12.7), для практического использования которой необходимо знать два неизвестных: угол внутреннего трения и зацепление c_n . Величины этих двух показателей определяют экспериментальным последовательным проведением описанным выше способом двух опытов на двух образцах породы с одинаковой заданной плотностью (по пористости).

Оба эти опыта различаются лишь исходными значениями бокового давления $p_{2кр}$ и $p'_{2кр}$ и следовательно, критическими (разрушающими) вертикальными нагрузками $p_{1кр}$ и $p'_{1кр}$. Само собой понятно, что в данном случае необходимо построить два круга напряжений . Касательная к обоим кругам очень часто при этом отсечет на оси ординат некоторый отрезок. Уравнение этой касательной отвечает основной зависимости (12.7) для сыпучих (несвязных)

грунтов.

Очевидно, что при таком положении касательная составит с горизонтальной осью координат угол, равный углу внутреннего трения φ_n , и вместе с тем отсечет на оси ординат отрезок (свободный член линейного уравнения). Продолжение касательной влево, вплоть до пересечения с осью абсцисс, даст на этой оси отрезок

$$p_c = \frac{c_n}{\operatorname{tg} \varphi_n}.$$

Условия предельного состояния сохраняют свои значения и в данном случае при условии переноса начала координат влево на величину

Следовательно, в данном случае расчетное значение каждого из главных напряжений p_1 и p_2 увеличивается на одну и ту же величину

Очевидно, что за счет сцепления-зацепления разрушение образца при том же боковом давлении p_2 и прочих равных условиях должно наступать при более высоких вертикальных нагрузках p_1 .

Несмотря на видимую простоту испытания грунтов в трехосном напряженном состоянии, этот метод в нашей практике применяют редко главным образом из-за недостаточной надежности самих стабилометров, в особенности их герметичности необходимой для обеспечения нормальных условий приложения к образцу бокового давления.

Кроме того, раздавливание образца в стабилометре недостаточно точно моделирует явление сдвига грунта в натуре.

Определение показателей сопротивляемости грунтов в условиях прямого сдвига образца. На практике чаще всего сопротивляемость сдвигу определяют на обычных приборах со сдвигом образцов. На рис. 12.7 показана схема этого прибора. Основой его являются две не связанные между собой обоймы с гнездом для образца. Грунт с заданной плотностью (по пористости n) помещают в гнездо и прилагают к нему вертикальную нагрузку P_1 . Сдвигающая нагрузка Q_1 прикладывается к верхней обойме прибора, что в значительной мере исключает получение случайных результатов опыта при наличии в образце мелких включений. При площади сечения образца S мы в этом случае имеем нормальное сжимающее

напряжение $p_1 = P_1/S$ и сдвигающее напряжение $\tau_1 = Q_1/S$.

Задавшись некоторой постоянной величиной p_1 постепенно повышают сдвигающее напряжение вплоть до его критического значения τ_{1k} , отвечающего сдвигу образца, фиксируемому специальными приборами — мессурами. При этом условии критическое сдвигающее напряжение соответствует сопротивляемости грунта сдвигу s_1 при нагрузке p_1 . Далее опыт

повторяют уже при другой, обычно более высокой нагрузке и определяют новое значение s_2 . Составив два уравнения с двумя неизвестными

$$s_1 = p_1 \operatorname{tg} \varphi_n + c_n \quad \text{и} \quad s_2 = p_2 \operatorname{tg} \varphi_n + c_n$$

и решив их, находят интересующие величины c_n и φ_n . Для контроля опыт обычно выполняют при трех нагрузках.

На практике предпочитают графическое решение этой системы уравнений, для чего строят график в координатной системе $s = f(p)$ с одинаковым масштабом напряжений по оси абсцисс (p) и ординат (s_p). На график наносят определенные опытом значения s_1 , s_2 , s_3 и s_4 . Через эти точки проводят прямую линию и измеряют угол ее наклона к горизонту, отвечающий значению угла внутреннего трения, и отрезок на оси ординат, отсекаемый построенной прямой.

Таким образом определяют сцепление-зацепление c_n грунта. В зависимости от крупности включений в породе используются приборы с различным размером образцов и площадью сечения от 20 см² до 1 м².

Угол естественного откоса сыпучих грунтов. Говоря о методах определения угла внутреннего трения для рыхлых сыпучих грунтов, нельзя обойти вопрос об угле естественного откоса грунта. Углом естественного откоса называют угол, образуемый линией свободно стоящего откоса отсыпанного грунта с горизонтом. Выделим на откосе с углом к горизонту некоторый элемент весом P . Разложим эту силу на две составляющие: нормальную N и касательную Q :

$$N = P \cos \varphi_0 \quad ; \quad Q = P \sin \varphi_0$$

Под воздействием силы N по контактной поверхности выделенного блока и откоса развиваются силы трения:

$$T = N \operatorname{tg} \varphi_n = P \cos \varphi_0 \operatorname{tg} \varphi_n$$

По мере увеличения угла наклона, на откоса степень устойчивости выделенного элемента на поверхности откоса будет уменьшаться. При некотором значении угла откоса φ_0 элемент будет находиться в состоянии предельного равновесия — $T = Q$, т. е.

$$P \cos \varphi_0 \operatorname{tg} \varphi_n = P$$

Произведя необходимые сокращения и преобразования, получим

$$\operatorname{tg} \varphi_n = \sin \varphi_0 / \cos \varphi_0 = \operatorname{tg} \varphi_0$$

откуда

$$\varphi_n = \varphi_0 \quad (12.9)$$

Таким образом, для сыпучего грунта в рыхлом состоянии угол с горизонтом свободно отсыпанного откоса (угол соответственного откоса)

оказывается равным углу внутреннего трения.

Рассмотрим кратко вопрос об определении угла естественного откоса. В естественных условиях угол определяют прямым замером, например при отсыпке грунта в конус; в лабораторных условиях для этой цели применяют те или иные приборы. Один из наиболее удачных приборов создал В. Г. Науменко. Угол грунта в сухом и затопленном состоянии измеряется по откосу, остающемуся после удаления избыточных масс грунта. Для правильного определения угла естественного откоса это условие является решающим. Преимущество этого прибора заключается в независимости результатов опыта от индивидуальных особенностей лаборанта, в частности, при проведении опыта под водой.

В заключение отметим, что равенство угла естественного откоса углу внутреннего трения грунта верно лишь для грунтов, полностью лишенных связности и сцепления. Более крутые откосы у других грунтов являются прямым следствием проявления сил сцепления и связности, и в этих условиях зависимость (12.9) теряет практический смысл. По этой причине нельзя определять угол внутреннего трения влажных песков и тем более глинистых грунтов по углу естественного откоса в условиях лабораторных опытов. Ориентировочные значения нормативных величин углов внутреннего трения важнейших сыпучих (несвязных) грунтов с окатанными зернами и лишенными сцепления приведены в табл. 12.2 по данным табл. 1 прилож. 2 СНиП 11-15—74 независимо от происхождения, возраста и влажности песков.

Таблица 13.2

Нормативные значения углов внутреннего трения φ^H , град, и удельного сцепления c^H , кг/см² (0,1 МПа), песчаных грунтов

Виды песчаных грунтов	Характеристики	Значение характеристик				
		грунтов при коэффициенте				
		0	0	0	0	0,75
Гравелистые и крупные	φ^H	4	4	3	3	—
	c^H	0,02	0,01	—	—	—
Средней крупности	φ^H	4	3	3	3	—
	c^H	0,02	0,01	—	—	—
Мелкие	φ^H	3	3	3	3	28
	c^H	0,02	0,01	—	—	—

Пылеватые	φ^H	6	3	4	3	3	26
	c^H	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,02

Для средних условий расчетный угол внутреннего трения для песков можно принимать равным 30° . Минимальное значение угла внутреннего трения гравийно-галечниковых грунтов при рыхлом их сложении и невысоких напряжениях обычно составляет $\varphi = 40^\circ$ и несколько выше; при плотном сложении ($n = 20\%$) он может достигать $50\text{—}55^\circ$ (Л. Н. Рассказов, 1936).

Зернистые грунты в толще коренных пород обладают обычно некоторой связностью (уплотненные пески) за счет слабой цементации. Угол внутреннего трения у этих песков находится в пределах $30\text{—}35^\circ$. Наблюдается некоторое сцепление (до $0,3 \text{ кг см}^2$). Они содержат до $90\text{—}95$ фракций $0,25\text{—}0,05$ мм. В природном состоянии такие грунты залегают плотно и надежно устойчиво, будучи же вскрыты в подводном состоянии проявляют свойства плывунов, что обычно обуславливается фильтрационным давлением.

12.3. Сопротивляемость глинистых грунтов сдвигу. Общая характеристика. Особенности. Методы изучения и показатели. В зависимости от происхождения, условий формирования, состава, а также от состояния плотности-влажности ($\varepsilon - w$) глинистые грунты можно подразделить на следующие основные группы: жесткие, скрытопластичные, пластичные.

В зависимости от природных особенностей этих разновидностей глинистых грунтов соответствующим образом изменяется и выражение их сопротивляемости сдвигу, имеющее в общей форме вид (12.2):

$$s_{pw} = ptg\varphi_w + \sum_w + c_c.$$

К жестким глинистым грунтам относят обычно древние, в той или иной степени цементированные коренные (дотретичные) породы. Такие породы, как правило, отличаются повышенной прочностью.

Связность жестких глинистых грунтов при сохранении структуры обычно оказывается подавленной структурным сцеплением c_c , и в этом случае их угол внутреннего трения φ лишь в слабой степени зависит от степени увлажнения породы.

Сопротивляемость сдвигу жестких глинистых грунтов в соответствии с приведенной выше их характеристикой описывается следующей зависимостью:

$$s_p = ptg\varphi + c_c. \quad (12.10)$$

Эта зависимость в графической форме показана на рис. 13.11. При возрастающей роли структурного сцепления c_c значение сил внутреннего

трения в прочности пород постепенно падает. Порода в этом случае приобретает свойства скальной в монолите.

В скрытопластичных глинистых грунтах наряду с силами внутреннего трения преобладающее значение имеет связность породы и меньшее — структурное сцепление c_c . Общая сопротивляемость сдвигу s_{pw} таких пород обычно в большой мере зависит от степени увлажнения (консистенции) грунта. Отсюда очевидно, что для характеристики сопротивляемости сдвигу скрыто-пластичных глинистых грунтов можно также использовать общую формулу (12.2):

$$s_{pw} = ptg\varphi_w + \sum_w + c_c.$$

Обозначив сумму двух свободных членов этого выражения через общее сцепление c_w , или

$$c_w = \quad + \quad , \quad (12.11)$$

мы можем переписать формулу (12.2) в следующем, часто используемом на практике виде:

$$s_{pw} = ptg\varphi_w \quad (12.12)$$

Угол внутреннего трения для каждого состояния влажности (w_1 — w_5) грунта определяется углом наклона прямой $s_{pw} = f_1(p)$ к оси абсцисс. Величину общего сцепления c_w для этих же влажностей породы определяют по величине отрезка, отсекаемого этой прямой $s_{pw} = f_1(p)$ на оси ординат. Найдя таким путем величины φ_w и c_w при различной влажности грунта, мы можем построить по этим данным удобный для практического использования график зависимостей угла внутреннего трения φ_w и общего сцепления c_w от влажности w .

Зависимость $c_w = f_2(w)$ позволяет найти для каждого значения влажности w отвечающую ей связность породы по разности

$$= c_w - c_c. \quad (12.13)$$

Здесь величину c_c в простейшем случае определяют экстерполяцией кривой $c_w = f(w)$, имея в виду, что структурное сцепление c_c не зависит от влажности и остается постоянным при всех ее значениях.

Этот прием дает хорошие результаты, однако при соблюдении условия

$$w_{max} > w_p,$$

где w_{max} — максимальная влажность образца и w_p — влажность, эквивалентная нагрузке p опыта. В условиях того же ограничения в большинстве случаев дает положительные результаты опыт по методу плашек. Сущность этого

опыта заключается в сопоставлении сопротивления сдвигу цельного образца с ненарушенной структурой и разрезанного на две плашки.

В основу опыта принимают утверждение, что сопротивление трения в обоих случаях остается постоянным и что структурное сцепление при этом нарушается в силу своего жесткого характера в зоне разреза образца и по последующей поверхности сдвига. Очевидно, что разность в величинах сопротивляемости сдвигу «целого» образца и разрезанного при этих условиях будет отвечать величине жесткого структурного сцепления c_c .

Весьма показательны также опыты на сдвиг образцов с ненарушенной структурой и, следовательно, с ненарушенным структурным сцеплением c_c в сопоставлении со сдвигом искусственно приготовленных из того же грунта образцов с нарушенной структурой, но при той же объемной массе, т. е. при одинаковой плотности. Практическое совпадение результатов этих опытов свидетельствует об отсутствии в грунте сил структурного сцепления ($c_c = 0$), сколь ни велико было бы общее сцепление c_w .

В этом отношении весьма показательны опыты с валунной глиной (мореной) при очень высокой ее плотности (объемная масса $2,25 \text{ т/м}^3$), показавшие, что весьма высокое сцепление ее обуславливается лишь связностью. Оба графика, показанные на рис. 12.12 и рис. 12.13, относятся к данным испытания полностью водонасыщенного грунта ($G \approx 1,0$).

Как показали исследования В. Д. Казарновского, указанные закономерности справедливы и для глинистых грунтов с коэффициентом водонасыщения ниже единицы ($G < 1,0$), однако с обязательным учетом не только влажности, но и плотности грунта. При этом оказалось, что угол трения для таких грунтов в отличие от общего сцепления c_w нередко оказывается независимым от плотности грунта и определяется лишь его влажностью. Применительно к скрытопластичным разновидностям глинистых грунтов график-рис. 12.13 имеет важное практическое значение, так как позволяет устанавливать расчетные значения показателей углов внутреннего трения и общего сцепления c_w для данного грунта в любых состояниях его плотности-влажности. Таким образом, отличительной особенностью скрытопластичных глин является их зависимость сопротивляемости сдвигу от нагрузки и плотности-влажности.

К пластичным глинистым грунтам относят молодые тяжелые суглинки и тем более жирные глины обычно в мягкопластической консистенции. В таких грунтах водно-коллоидные оболочки развиты настолько, что исключается возможность непосредственного (минерального) контакта между частицами. По этой причине силы трения между частицами практически близки или равны нулю, и, следовательно, коэффициент трения и угол трения имеют нулевые значения ($\phi = 0$).

Очевидно, что при этом условии сопротивляемость сдвигу пластичных глин оказывается независимой и от нагрузки. Вместе с тем вследствие относительно

молодого возраста рассматриваемых глинистых грунтов структурное сцепление в пластичных грунтах обычно практически отсутствует, и поэтому выражение для таких грунтов $c_c = 0$.

Исходя из сказанного, сопротивляемость сдвигу пластичных глинистых грунтов в наиболее краткой форме можно выразить как

$$s_w = \dots \quad (12.14)$$

Из этого следует, что сопротивляемость сдвигу пластичных глинистых грунтов определяется лишь их связностью и при данной влажности не зависит от нагрузки. Такое свойство пластичных глинистых грунтов является их отличительной особенностью.

Значения углов внутреннего трения φ связности ψ и общего сцепления c_w требуется определять с учетом той или иной влажности или плотности породы.

Зависимости $s_{pw} = f_1(p)$ и $s_w = f_2(p)$ для различных значений влажности породы, позволяющих согласно рис. 12.12 и рис. 12.13 устанавливать интересные нас зависимости $s_w = f_3(w)$; $c_w = f_4(w)$ и $\varphi = f_5(w)$, определяют посредством ряда опытов под разными нагрузками — p_1, p_2, \dots, p_n . При этом образцы породы под данными нагрузками выдерживаются и, следовательно, обжимаются различное по длительности время.

Плотность-влажность образцов, отвечающую тому или иному критическому сдвигающему напряжению, фиксируют по образцам, взятым из зоны сдвига после опыта. На первом этапе обработки результатов опытов составляют график вида рис. 12.14 с нанесением на него точек $s_{pw} = f(w)$, полученных при испытаниях для разных нагрузок p . Далее график рис. 12.14 преобразуют в график рис. 12.12, который выражает собой зависимость $s_{pw} = f(p)$. Дальнейшую обработку результатов опыта ведут уже известным нам порядком с определением значений φ и c_w применительно к той или иной влажности w и заканчивают построением графика

$$s_w = f_3(w) \text{ и } c_w = f_4(w) \text{ согласно рис. 12.13.}$$

Располагая данными по зависимостям $s_w = f_3(w)$ и $c_w = f_4(w)$ (например, в виде графика рис. 12.13), мы легко можем найти значение сопротивляемости скрытопластичных глин при той или иной влажности до для различных нагрузок p по известному выражению $s_{pw} = p \operatorname{tg} \varphi_v$. Как показала В. И. Руденко, лучшая сходимость результатов опытов достигается при выражении сопротивляемости сдвигу через *консистенцию грунта* (рис. 12.15).

Чтобы построить график зависимости $s_w = f_3(w)$ и $c_w = f_4(w)$ для скрытопластичных глин, требуется испытать на сдвиг не менее девяти образцов, а лучше 12. Это оправдывается тем, что при испытании грунтов описанным методом дальнейшего осреднения результатов опытов не

требуется.

При проведении опытов другими методами приходится осреднять опытные данные, для чего требуется не меньшее число опытных определений на сдвиг и, следовательно, образцов для опытов. Обработка результатов опытов по описываемой методике плотности-влажности в значительной мере облегчается логарифмическим характером зависимостей $s_{pw} = f_1(w)$ и $s_w = f_2(w)$.

Эта закономерность, установленная Г. А. Андреевым и подтвержденная В. Д. Казарновским, позволяет аппроксимировать результаты опытов прямой линией при построении графика в полулогарифмической системе координат. Тем самым сокращается потребное число опытных определений, уточняется построение последующих графиков и оправдываются широкие экстраполяции. Однако иногда требуется определить сопротивляемость сдвигу как скрытопластичных, так и пластичных глинистых грунтов в предельном для данной нагрузки состоянии плотности-влажности.

Такую влажность, отвечающую некоторой определенной нагрузке p , мы называем *эквивалентной* и обозначаем через w_p . В этом случае образцы грунта, приготовленные для испытания, предварительно обжимаются до эквивалентного состояния плотности-влажности w_p под теми нагрузками, под которыми они в дальнейшем будут сдвинуты.

Как показывает опыт, зависимость $s_{pw} = f(p)$ при относительно невысоких нагрузках имеет линейный характер, отвечающий закону Кулона, т. е.

$$s_p = ptg\varphi + c. \quad (12.15)$$

Следует отметить глубокое принципиальное различие выражений (12.12) и (12.15), несмотря на их внешнее сходство. В выражении (12.15) угол φ указывает на интенсивность нарастания сопротивляемости породы сдвигу не только от нагрузки, но также за счет повышения самой связности; для скрытопластичных же грунтов — от угла внутреннего трения, возрастающего с увеличением плотности породы под нагрузкой.

В силу этого показатель φ , определяемый с учетом эквивалентной влажности w_p , в выражении (12.15) следует называть *углом внутреннего трения и связности*. Очевидно, что для идеальных песков это будет просто угол трения, тогда как для идеальных пластичных глин (при $c = 0$) — лишь угол связности.

При испытании образцов пластичных глинистых грунтов точки зависимости $s_{pw} = f(w)$ отвечающие по-прежнему влажности образцов w из зоны сдвига, для разных значений нагрузок p_1, p_2, \dots, p_n ложатся на одну кривую (рис. 12.16, а).

Тем самым подтверждается независимость сопротивляемости s_w сдвигу пластичных глинистых грунтов при некоторой определенной влажности от нагрузки p и, следовательно, справедливость самого выражения $s_w = f_2(w)$. При этом условии, естественно, зависимости $s_w = f_1(w)$ и $s_w = f_2(w)$ совпадают, а по

кривой на рис. 12.16 можно одновременно определять сопротивляемость сдвигу s_w и связность c_w , применительно к той или иной влажности породы.

Сопротивляемость таких пород сдвигу при данном состоянии плотности-влажности не зависит от нагрузки и определяется лишь значением

$$s_w = c_w. \quad (12.16)$$

Положение это иллюстрируется на рис. 12.16, б.

В ряде случаев сопротивляемость сдвигу скрытопластичных и пластичных глинистых грунтов целесообразно определять в *трехосном напряженном состоянии в стабилометрах*. В частности, это делают при изучении сопротивляемости сдвигу обильно увлажненных глинистых грунтовых масс с нарушенной структурой, используемых как заполнитель (засыпка пазух береговых устоев мостов, а также подпорных стенок) или для возведения земляных сооружений (дорожных насыпей, дамб и т. д.).

Очевидно, в данном случае испытываемый материал можно рассматривать как изотропный, что является одним из основных требований для испытания в стабилометре. Как показала В. И. Руденко (МАДИ), показатели сопротивляемости подобных глинистых грунтов сдвигу, установленные опытами в стабилометре и в аппарате с прямым сдвигом образцов, имеющие одну и ту же плотность-влажность породы (обязательное условие!), являются практически идентичными.

Испытание можно выполнять в двух вариантах: а) при разрушении образца после полной его консолидации (уплотнения) под данной нагрузкой (открытый сдвиг); б) при предотвращенной возможности оттока отжимаемой из грунта под нагрузкой воды, а следовательно, для водонасыщенных грунтов — без их дополнительного уплотнения с сохранением в образцах начальной плотности-влажности (закрытый сдвиг).

Обработка результатов этих испытаний идентична описанной ранее.

Использование в инженерных расчетах показателей, отнесенных к состоянию полного уплотнения грунта под нагрузкой, может во многих случаях привести к тяжелым последствиям. Во избежание таких просчетов, связанных нередко с грубым преувеличением расчетных показателей, за рубежом в большинстве случаев используются показатели s_w и c_w , установленные испытаниями по методу закрытого сдвига. Однако такие определения тоже не свободны от ряда погрешностей, в частности не учитывается имеющееся в ряде случаев дополнительное уплотнение грунта в процессе опыта.

На рис. 12.17 приведен общий вид прибора на сдвиг системы автора учебника (в конструктивном оформлении Ю. Ю. Лурье), получившего значительное распространение в нашей стране. Диаметр испытываемого в приборе образца равен ≈ 7 см, площадь поперечного сечения — 40 см^2 .

Сдвиг образца для определения двух неизвестных показателей сопротивляемости глинистых грунтов сдвигу (угла внутреннего трения ϕ и сцепления c) нужно производить не менее чем под двумя различными

нагрузками p . Обычно опыт проводят под тремя и даже четырьмя нагрузками. Для загрузки образца вертикальной нагрузкой используют металлические плиты или гири.

Сдвигающее усиление можно прикладывать к образцу двояко: по схеме сдвига с независимой сдвигающей силой — посредством специальных рычагов; по схеме сдвига с наклоном образца — за счет касательной составляющей от вертикальной нагрузки, приложенной к нему (штурвал на рис. 12.17 справа). Такая схема опыта особенно удобна, когда необходимо поддерживать в процессе опыта постоянную интенсивность деформации смещения образца.

Значение φ и c при выполнении опыта с независимой сдвигающей силой определяют в соответствии с приведенными ранее данными на рис. 12.8. При сдвиге с наклоном для интерполяции результатов опыта решают не менее двух уравнений вида

$$\operatorname{tg} \alpha_1 + \frac{c}{p_1} = \operatorname{tg} \alpha_2 ; \quad \operatorname{tg} \alpha_1 = \operatorname{tg} \alpha_2 ,$$

где p_1 и p_2 - нормальные напряжения, при которых производился опыт; α_1 и α_2 - критические углы наклона рабочего цилиндра, при котором происходил сдвиг, фиксируемый мессурой и замеряемый по специальному транспортеру при разных нагрузках p_1 и p_2 .

Следует отметить, что при наличии в грунте сцепления критические углы наклона α_1 и α_2 численно равны углам сопротивления сдвигу ψ_p . Для рыхлых сыпучих грунтов (при

$$c = 0) \quad \alpha_1 = \alpha_2 = \psi_p$$

В заключение отметим, что линейный характер зависимости сопротивляемости грунтов сдвигу от нагрузки сохраняется лишь при относительно невысоких значениях нагрузки p (обычно в пределах от 0 до 4 кг/см²). При более высоких нагрузках начинает сказываться закон торможения нарастания плотности грунта с увеличением нагрузки. В этом случае зависимость $s_{pw} = f(p)$ приобретает криволинейный характер с изменением показателей сопротивляемости грунта сдвигу.

В настоящее время при глубоком заложении мостовых опор нагрузки на грунт значительно возрастают и в ряде случаев достигают 12 - 15 кг/см² и более. При подобных обстоятельствах во избежание тяжелых последствий опыты по определению показателей сопротивляемости грунтов сдвигу требуется выполнять при соответствующих нагрузках.

Примером характеристики прочности и сопротивляемости сдвигу различных грунтов, древних по возрасту, могут служить юрские глины (оксфордский горизонт) Подмосковья. Они весьма разнородны по составу и состоянию, в частности, они имеют влажность от 16 до 53%, объемную

массу от 1,68 до 2,09 т/м³ и при числе пластичности от 8 до 61% отвечающий им угол внутреннего трения варьируется от 11 до 32°, а сцепление — от 0,03 до 1 кг/см².

На юге европейской части СССР из коренных пород весьма распространены глинистые грунты Бучагского яруса (палеогеновая толща) при мощности выше 50 м в твердой и полутвердой консистенции при влажности 20—24%. По показателям они могут быть отнесены для региона канала Волго-Дон к легким и тяжелым супесям. Среднее значение угла внутреннего трения у них 23—24° при сцеплении порядка 0,50 кг/см².

Показательные испытания киевских мергелистых глин того же региона в полутвердой и твердой консистенции: при влажности $w = 34\%$ угол трения 20° и сцепление 0,40 кг/см².

Весьма характерны по свойствам мергелистые глины. Их свойства в значительной мере зависят от степени карбонатности и сохранности: в невыветренном состоянии такие глины нередко, подобно мергелям, носят характер полускальных и даже скальных пород. При этом условия их свойства в значительной степени предопределяется трещиноватостью. Прочность их на сжатие в зависимости от карбонатности варьируется в широких пределах — от нескольких десятков до нескольких сотен кг/см².

Нередко коренные глины, находящиеся в твердой консистенции, имеют определенную текстуру (блочную и оскольчатую) как результат направленного тектонического или гравитационного (при оползнях) воздействия. Таковы, например, нижнемеловые саратовские, волгоградские и майкопские глины. Они рассечены в условиях нарушенного залегания на блоки размером 10 x 10 x 20 см и своеобразные осколки размером от нескольких мм до нескольких см. Очевидно, что сопротивляемость сдвигу такой толщи может оказаться во много раз меньше, чем у отдельного малого образца, особенно в условиях поверхностного смачивания самих отдельностей.

Весьма показательны в этом отношении майкопские глины полутвердой и тугопластичной консистенции при средней влажности 35—40%, отличающихся микротрещиноватостью. Для них в условиях предварительного обжата характерны $c_p = 17^0$ и $c = 0,35$ кг/см² (при влажности, эквивалентной приложенной нагрузке). Однако по составу и состоянию майкопские глины крайне разнообразны. В частности, угол истинного трения глин района Мамаева кургана (Волгоград) при природной влажности падает до $\phi = 0 — 2^{\circ}$.

Классическим примером глинистых пород в пластичной консистенции служат позднеледниковые озерные ленточные глины Ленинграда. Половина этого города расположена на этих глинах. Сильно распространены они также по трассе дамбы, возводимой для защиты Ленинграда от наводнений. Ленточные глины имеют пониженную плотность и повышенную влажность ($s = 0,8 — 0,9$ и $w = 20\%$) и, следовательно, пониженное сопротивление

сдвигу ($\varphi = 9—12^\circ$ и $c_w = 0,10$ кг/см²).

Отсюда вытекает свойственная этим глинам низкая несущая способность, высокая деформируемость и склонность к реологическим явлениям.

Несмотря на это ленинградские строители, обладая большим опытом строительства на слабых грунтах, уверенно используют ленточные глины как основание самых разнообразных сооружений.

В качестве подобных же глин в пластичной консистенции для района Волги характерны так называемые хвалынские глины. В двух разновидностях их влажность варьируется в пределах 34—38 и 50—51%. Консистенция их в основном мягкопластичная. Угол истинного трения при природной влажности грунта $\varphi = 2—2,5^\circ$; сцепление $c = 0,20$ кг/см².

К группе глинистых грунтов в текучей консистенции в первую очередь относятся наиболее молодые образования — осадки в виде продуктов выветривания с составом, свойственным глинистым породам. Подобные грунты наиболее часто встречаются в молодых и даже в современных осадках морей (иолдиевые глины Белого моря при влажности до 105%), озер и применительно к речным (аллювиальным) отложениям — в старицах на поймах с влажностью до 170% и даже выше. Истинный угол трения таких разностей грунтов при объемной массе $\gamma = 1,48$ т/м³ и ниже обычно находится в пределах от 0 до 2—3° при сцеплении порядка 0,05—0,10 кг/см².

Очевидно, что несущая способность таких грунтов без принятия надлежащих мер практически нулевая. Однако возможная действенность таких мер, как дополнительное уплотнение грунта нагрузкой, подтверждена рядом примеров, в частности при строительстве корпусов Политехнического института в Ханое (ДРВ), благополучно функционирующего более 20 лет.

Известными представителями глинистых грунтов в мягкопластичной, практически текучей консистенции могут служить морские илы Азовского и северо-восточной части Черного моря. Как правило, эти илы отличаются практически нулевой несущей способностью, несколько повышающейся, однако, благодаря содержанию в них ракуши при угле трения примерно 7° и сцеплении порядка 0,05 кг/см². Такие грунты без дополнительного уплотнения служить не могут даже при использовании свай в качестве оснований под инженерные сооружения.

В заключение для предварительных расчетов в табл. 12.3 приведены расчетные показатели некоторых важнейших разновидностей глинистых (связных) грунтов*.

• Эта таблица составлена под руководством автора учебника на основе данных статистической обработки нескольких сотен инженерно-геологических отчетов Д. В. Шнитниковым, Г. А. Андреевым, З. В. Пильгуновой и Н. И. Ку-ленко и впервые опубликована в 1949 г. (Н. Н. Мослов. Прикладная механика грунтов. Машстройиздат). Почти тридцатилетняя практика использования

Таблица 12.3

**Ориентировочные расчетные показатели
сопротивляемости сдвигу глинистых (связных)
грунтов**

'Состояние	Глина		Суглинок		Супесь	
	φ_w , град	c_w, K г/см ² (0,1	φ_w ,град	c_w , кг/см ² (0,1	φ_w ,град	c_w, K г/см ²
Твердая	2	1,00	25	0,60	28	0,20
Полутвердая	2	0,60	23	0,40	26	0,15
Тугопластичная	1	0,40	21	0,25	24	0,10
	8					
Мягкопластичная	1	0,20	17	0,15	20	0,05
	4					
Текущепластичная	8	0,10	13	0,10	18	0,02
Текучая	6	0,05	10	0,05	14	0,00

Более детальная таблица нормативных значений углов внутреннего трения φ^H и сцепления c^H для глинистых грунтов четвертичных отложений в зависимости от консистенции грунтов и отвечающих им) значений коэффициентов пористости e приведена в табл. 2 прилож. 2 СНиП II -15-74.

Прочность и сопротивляемость сдвигу скальных пород по трещинам. Скальные породы отличаются повышенной прочностью и как следствие этого (при отсутствии раздробленности) малой сжимаемостью, способностью удерживать высокие крутые откосы и малой водопроницаемостью при слабой трещиноватости скальной толщи. Вместе с тем при наличии разрывных тектонических нарушений и дроблении пород их фильтрационная способность может резко повыситься.

Кубиковая прочность скальных пород, как правило, очень высока — она измеряется сотнями и тысячами кг/см².

Прочность на сжатие магматических пород в кусках является весьма высокой у излившихся пород и меньшей — у интрузивных (соответственно от 1000 до 4000 и от 800 до 3000 кг/см²).

Толща скальных пород во всех случаях бывает рассеченной более или менее сложной системой трещин. Именно трещиноватость толщи скальных пород является основным фактором, предопределяющим несущую

способность скальных пород, их устойчивость в откосах, а также деформируемость и водопроницаемость.

В равной мере на эти свойства могут самым решительным образом влиять процессы выветривания, в частности на сопротивляемость скальных пород на сдвиг по трещине. Сопротивляемость скального массива, ослабленного трещиноватостью и выветриванием на раздавливание (сжатие), составляет в лучшем случае 10% от прочности здоровой породы в массиве. Так, по данным полевых опытов для гранитов основания Днепровской ГЭС сопротивляемость их сдвигу составляет не больше 8 - 9% от прочности на раздавливание. У каменноугольных известняков Москвы этот показатель 8% , у песчаников и арголлитов — порядка 2—3%.

Мощность зоны выветривания в толще скальных пород обычно составляет 5—7 м и более. Однако при значительной трещиноватости скальной толщи и тем более по линиям тектонических нарушений выветривание может проникать на глубину до 25 м, а иногда и более.

При значительном раскрытии трещин и наличии в них заполнителя сопротивляемость скальной толщине сдвигу по трещине зависит и от вида заполнителя (продукты механического дробления породы при относительном смещении породы по трещине, глинистая масса), степени их увлажнения, а в определенных условиях она может оказаться очень низкой — несколько десятых кг/см².

В отличие от магматических пород метаморфическим породам даже в монолите присуща анизотропия свойств, обусловленная наличием сланцеватости или полосообразным распределением материалов (например, в гнейсах). По сланцеватости, в особенности при воздействии на породу выветривания, сопротивляемость породы сдвигу снижается.

Вообще метаморфические породы, учитывая условия их образования и состояния, отличаются по механическим свойствам большим разнообразием. Особенно высока прочность кристаллических сланцев. Так, прочность на сжатие кварцитов достигает 6000 кг/см² (600 МПа). Значительно меньшую прочность имеют серецито-хлоритовые и кварце-серицитовые сланцы района Троицкой ГЭС. Их прочность на сжатие меняется от 138 до 1135 кг/см² при средних значениях 300—400 кг/см² (30—40 МПа). Вместе с тем прочность этих пород при выветривании снижается очень резко. Так, угол трения выветрелой породы не превышает 20° и оказывается во многих случаях значительно более низким, сцепление же их снижается до 0,05 кг/см².

Глинистые сланцы как продукт относительно малого воздействия на глинистые породы метаморфизма при длительном и глубоком выветривании могут обращаться в глинистую массу с очень низкой прочностью и малым сопротивлением сдвигу при увлажнении.

Вместе с тем глинистые сланцы в зависимости от их состояния (степень выветрелости и увлажнения) по механическим характеристикам и, в частности, по сопротивляемости сдвигу могут различаться в широких пределах: коэффициент трения этих пород варьируется от 0,25 до 0,75 кг/см², сцепление — от 0,45 до 1,5 кг/см² и выше.

Пористость известняков обычно не превышает 1—3%, однако в рыхлых их разностях она может достигать до 15—25%, а в известняках-ракушечниках — до 50—60%. В зависимости от пористости меняется в широких пределах и объемная масса известняков — от 2,0 до 2,6 т/м³. Соответственно меняется и их прочность: от нескольких десятков кг/см² до 1200 кг/см² (120 МПа) у крепких известняков и доломитов.

Известняки и доломиты, как правило, залегают пластами различной мощности. Известняки всегда трещиноваты. Коэффициент трещинной пустотности их очень неравномерен — по большей части он находится в пределах 2—5%. Трещиноватость известняков с глубиной быстро убывает. Так известняки в районе Червак-ской ГЭС (р. Чирчик) на глубинах 35—40 м характеризуются только сомкнутой трещиноватостью.

Весьма важным фактором, снижающим в целом высокую механическую прочность карбонатных пород, в особенности плитчатых разностей, является часто наблюдаемое переслаивание их тонкими прослоями жирных глин с весьма низкими показателями сопротивляемости сдвигу. В качестве примера таких пород можно назвать некоторые разности известняков карбонового плато каменноугольной системы Валдайской возвышенности. Угол внутреннего трения их обычно не превышает по напластованию 7°, снижаясь в некоторых случаях до 0.

Тектонические трещины в толще скальных пород нередко представ-1 лены жильными образованиями (магматические и гидротермальные). В этом случае монолитность скальной толщи, а следовательно, ее устойчивость и несущая способность в некоторой мере восстанавливаются.

Как показано выше, сопротивляемость сдвигу по трещинам в толщах скальных пород зависит от многих факторов и даже для чистых трещин оказывается зависимой и от их вида, и от степени сохранности породы и даже от деформации скальной толщи в тех или иных условиях.

Весьма важным последствием деформации смещения пород по скальным трещинам является прогрессирующее с этим смещением снижение сопротивляемости сдвигу за счет действующего здесь сцепления, нередко вплоть до нуля (рис. 12.18). В данном случае проявился эффект выравнивания поверхности смещения, при котором происходит прогрессирующее во времени разрушение (раздавливание и скол) скальных выступов на стенках трещин, находящихся под воздействием очень высокой концентрации напряжений. Сопротивление трения и соответственно углы трения при этом остаются практически неизменными (Т. В. Павлицева, 1977—1978).

При относительно невысоких нагрузках неровности на стенках трещин не скалываются и деформация смещения при сдвиге будет происходить в условиях «проскальзывания» по неровностям на стенках трещин при очень слабом, практически нулевом сцеплении из-за отсутствия скалывания выступов. В этом случае решающую роль снова будет играть трение, которое в данном случае остается практически неизменным. В раскрытии этого

явления определенную роль могут играть полевые опыты на сдвиг породы с помощью штампов.

Обычно возникают немалые трудности в сопоставлении и переносе результатов лабораторных и полевых опытов на скальную толщу в целом и при установлении тех или иных расчетных характеристик. В этом вопросе существенную помощь может оказать учение о морфологии (природе и виде) трещин, развиваемое С. Е. Могилевской.

О малой роли сцепления по трещинам скальной толщи, рассеченной ими при некоторой свободе деформации и взаимном перемещении слагающих скальную толщу блоков, свидетельствует, в частности, почти линейный характер откосов и склонов в скальных породах. Как известно, при наличии в породе сцепления откосы неизменно имеют криволинейное очертание с увеличением кривизны, в особенности в верхней части откоса (рис. 12.19).

ЛЕКЦИЯ 6

СЖИМАЕМОСТЬ ГРУНТОВ, ЕЕ ПРИРОДА И ПОКАЗАТЕЛИ. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Природа уплотнения грунта под нагрузкой. Сжимаемость грунта определяется способностью пор в грунте уменьшаться в своем объеме под нагрузкой. Предполагается также, что поры в данном случае уменьшаются в результате более плотной укладки в породе слагающих частиц. Этот процесс сопровождается неизбежным взаимным перемещением частиц, которое выражается в виде некоторых *микросдвигов* элементарных частиц, слагающих породу.

Естественно, что при полном водонасыщении породы, т. е. при заполнении всех ее пор водой, уплотнить грунт можно лишь при выдавливании из его пор некоторого объема заполняющей их воды. Иначе говоря, процесс уплотнения таких грунтов идет при снижении их влажности. Глинистые грунты уплотняются под нагрузкой во времени тем более длительно, чем более вязки и менее водопроницаемы грунты, т. е. чем они более глинисты и плотны по консистенции. Отсюда становится очевидным, что наибольшей сжимаемостью обладают грунты с пониженной внутренней сопротивляемостью сдвигу и с малой плотностью. На сжимаемость породы в большинстве случаев решающую роль оказывает наличие или отсутствие в ней внутренних жестких связей.

Поэтому все поры, характеризующиеся высоким структурным сцеплением c_s , оказываются практически несжимаемыми. Таковы, например, все скальные и цементированные породы. Характерным примером в этом отношении может служить пемза. Поры в ней нередко имеют весьма большие размеры и вместе с тем, в пределах интересующих нас нагрузок, пемзу можно считать практически несжимаемой.

Но при относительно высоких нагрузках структура этой породы может

быть разрушена (раздавлена); уплотнение ее в этом случае уже неизбежно.

Сдерживающее влияние жестких структурных связей проявляется почти во всех породах, за исключением, конечно, сыпучих. Вследствие этого при малых нагрузках такая порода часто при малых нагрузках оказывается малосжимаемой. Особенно ярко эта особенность выражена у коренных глинистых пород, обладающих обычно достаточно высоким структурным сцеплением c_c .

При постепенном нарастании нагрузки наступает, наконец, некоторый предел, при котором жесткие связи в породе обрываются. При последующих более высоких нагрузках сжимаемость глинистого грунта резко возрастает. Такие явления наблюдаются даже в глинистых отложениях, более или менее древних по своему возрасту. При уплотнении глинистых пород сближаются слагающие их частицы, что ведет к повышению молекулярных сил и, следовательно, сил внутренней связности \sum_w . При сжатии уплотняющихся под нагрузкой глинистых грунтов это обстоятельство ведет к остаточным, н е о б р а т и м ы м д е ф о р м а ц и я м тем большим, чем менее плотен грунт. Таким образом, грунт при снятии нагрузки полностью не разуплотняется. В процессе уплотнения сыпучих (несвязных) грунтов их зерна более глубоко и теснее внедряются в поры породы и более крепко заклиниваются в них. Очевидно, что при насильственном уплотнении породы до некоторого критического состояния ее плотности в деформации сжатия грунта превалируют ее необратимая часть.

В процессе осадки сооружений, вызванной уплотнением грунта под их нагрузкой, наибольшее значение имеет необратимая часть деформации, которая и изучается в механике грунтов.

С увеличением плотности грунта способность его к уплотнению уменьшается, что ведет к относительному снижению остаточных необратимых явлений и повышению упругой их части. При этом условия говорят о криволинейности механической характеристики мало уплотненных грунтов.

Таким образом, отсутствие линейной зависимости деформации сжатия от нагрузки для слабо уплотненных грунтов надо признать а р г и о г и. Уместно напомнить, что повышенная исходная плотность глинистых пород может явиться следствием: 1) динамометаморфизма, что наиболее характерно для дислоцированных толщ и горных районов; 2) высокой обжимающей их нагрузки от перекрывающих данный горизонт масс породы; 3) их высыхания (климатические условия, низкий уровень стояния грунтовых вод).

Влияние давления перекрывающих пород может сказываться как за счет горизонтов, глубоко залегающих от поверхности, так и за счет масс породы, перекрывавших данный горизонт в геологическом прошлом, но ныне отсутствующих.

Отметим попутно, что п л о т н о с т ь п е с к о в зависит совсем от иных условий: режима накопления осадка (спокойный или динамический) и нередко от сейсмических воздействий. В статистических условиях плотность песков не зависит от веса перекрывающей толщи или самого сооружения, что обуславливается высокими при значительной нагрузке силами внутреннего

трения, возникающими между песчаными зернами. Поэтому вопрос об осадке сооружений, возводимых на толще песчаных отложений, может возникать лишь при исключительной рыхлости песков или при вероятном воздействии на толщу динамических нагрузок (сотрясения).

До сих пор рассматривался вопрос уплотнения грунта при увеличении нагрузки (нормального напряжения).

Из изложенного выше явствует, что при снятии с грунта части нагрузки процесс пойдет в обратном порядке: поры будут расширяться и при доступе к породе воды влажность ее будет увеличиваться. В конечном итоге грунт будет испытывать пучение («набухание»).

Процесс пучения окажет большое влияние при отрывке котлованов, относительно широких в плане и достаточно глубоких (в несколько десятков метров).

13.2. Показатели сжимаемости грунтов. Для прогноза деформации уплотнения грунтов под воздействием приложенных к ним нагрузок помимо величин напряжений, вызывающих эту деформацию, мы должны располагать и некоторыми показателями, характеризующими сжимаемость грунта. Показатели, определяющие меру сжимаемости грунтов, называют *компрессионными характеристиками*.

Сжимаемость грунтов можно охарактеризовать следующим образом: зависимостью коэффициентов пористости ε от давления p в виде $\varepsilon = f(p)$; величиной *коэффициента уплотнения*, или *сжимаемости* a ; *модулем общей деформации грунта* E_p ; величиной относительной деформации e_p .

Зависимость коэффициента пористости от давления p . Напомним, что *коэффициент пористости* ε характеризует величину отношения объема пор в некотором объеме грунта к объему твердого вещества, заключенного в этом объеме. Таким образом, коэффициент пористости ε , будучи отнесенным к той или иной нагрузке p , свидетельствует о плотности породы, получившейся при обжатии ее под этой нагрузкой. Коэффициент пористости — безразмерная характеристика.

Предложение выражать меру сжатия грунта под нагрузкой в виде зависимости коэффициента пористости грунта ε от нагрузки p , т. е. в виде $\varepsilon = f(p)$, сформулировал проф. К. Терцаги.

Рассматриваемая зависимость имеет характер *логарифмической зависимости* вида

$$\varepsilon_p = \varepsilon_0 - \frac{1}{B} \ln \zeta \quad (13.1)$$

где ε_p — коэффициент пористости при нагрузке p ; ε_0 — коэффициент пористости грунта в его исходном (начальном) состоянии плотности; B и ζ — некоторые параметры, определяемые опытом.

В практических целях данную зависимость применяют лишь в редких случаях. Обычно для указанной цели используют табличные данные или чаще строят графики с нанесением на них *компрессионных кривых*. Общий вид

такой кривой, отражающей зависимость $\varepsilon_p = f(p)$, показана на рис 13.1, на котором нанесены две ветви. Ветвь *a* соответствует обычной компрессионной кривой, характеризующей сжимаемость грунта (ветвь сжатия).

Ветвь *b* называют *ветвью разгрузки, расширения* или *пучения* грунта. Ветвь разгрузки отражает изменение коэффициента пористости v породы, в данном случае повышение вследствие расширения пор и возможного дополнительного водонасыщения грунта при снятии с него части нагрузки. Ветвь разгрузки строят обычно лишь в редких специальных случаях.

Для определения коэффициента пористости e , отнесенного к некоторой нагрузке p , мы в общем случае должны знать плотность скелета грунта ρ_0 , а также его объемную массу ρ_w и влажность w_p (в долях единицы), отнесенных к этому состоянию. В этом случае коэффициент ε_p определяют по выражению

$$\varepsilon_p = \frac{\rho_0(1+v)}{\rho} \quad (14.2)$$

В частном случае при *полном водонасыщении* грунта (коэффициент водонасыщения $G = 1,0$) коэффициент ε_p определяют по формуле

$$\varepsilon_p = \dots \quad (14.3)$$

Пример. Плотность грунта $\rho_0 = 2,70$ (безразмерная величина); влажность грунта при нагрузке $p = 3,0$ кг/см² $w_3 = 25\%$,

В этом случае коэффициент пористости ε_p грунта при такой нагрузке определим по формуле (10.3):

$$\varepsilon_3 = 2,70 \cdot 0,25 = 0,670.$$

Как видно, для определения степени сжимаемости грунтов по зависимости

$\varepsilon_p = f(p)$ по (13.2) и даже в простейшем случае при полном водонасыщении грунта ($G = 1,0$) требуется выполнение ряда побочных лабораторных и вычислительных операций (определение влажности, плотности и объемной массы грунта).

При использовании этой зависимости в расчете (например, при прогнозе осадки сооружения) также приходится выполнять много вычислений. Кроме того, зависимость вида $\varepsilon_p = f(p)$ лишена наглядности и оперирует понятиями, мало знакомыми инженеру. При этом следует иметь в виду, что мерой сжимаемости грунта под нагрузкой p является не сама величина коэффициента пористости ε_p , а изменение в коэффициенте пористости ($\Delta\varepsilon$), вызванное этой нагрузкой.

Кроме того, при расчетах по этому способу необходимо иметь для компрессионной характеристики грунта во всех случаях табличные данные или график, а также невозможность выразить ее некоторым числом, что часто создает излишние трудности или оказывается просто неудобным. Вследствие этих недостатков выражение сжимаемости грунта через зависимость $\varepsilon_p = f(p)$ практически используют редко.

К о э ф ф и ц и е н т у п л о т н е н и я a , как иная форма выражения компрессионной характеристики грунта, предложенная в свое время

выдающимся ученым Н. М. Герсевановым, в известной мере лишена этих недостатков.

Выражение сжимаемости грунта через коэффициент уплотнения a базируется на принципе спрямления компрессионной кривой вида $\varepsilon_p = f(p)$ на некотором ее участке (рис. 13.2). Он представляет собой тангенс угла наклона ($\operatorname{tg}\alpha$) компрессионной кривой в данной ее точке, т. е. при данной нагрузке p , к горизонту. Таким образом, $a = \operatorname{tg}\alpha$.

Значение коэффициента a для некоторой точки p_i компрессионной кривой можно найти из прямоугольного треугольника cbd . Очевидно, что

$$a = \Delta\varepsilon / (\Delta p). \quad (13.4)$$

Заменив в этом выражении $\Delta\varepsilon$ и Δp соответствующими им величинами

$\Delta\varepsilon = (\varepsilon_1 - \varepsilon_2)$ и $\Delta p = (p_2 - p_1)$, мы можем написать

$$a = \frac{\varepsilon_1 - \varepsilon_2}{p_2 - p_1}. \quad (13.5)$$

Очевидно, что в последнем выражении буквами p_1 и p_2 обозначены исходная и последующая нагрузки, а ε_1 и ε_2 — отвечающие этим нагрузкам коэффициенты пористости. Как вытекает из выражения (13.5), размерность коэффициента уплотнения обратна размерности напряжений, т. е. a выражено в $\text{кг}/\text{см}^2$.

Располагая коэффициентом уплотнения a , можно дать следующее *приближенное* выражение для описания компрессии в пределах некоторого узкого диапазона нагрузок p_1 и p_2 :

$$\varepsilon_2 = \varepsilon_1 - a(p_2 - p_1), \quad (13.6)$$

где ε_2 — искомое значение коэффициента пористости для некоторой нагрузки p_2 ; ε_1 — исходный (известный) коэффициент пористости при исходной нагрузке p_1 .

Таким образом, коэффициент уплотнения характеризует собой величину отношения *уменьшения* пористости грунта на $\Delta\varepsilon$ при *повышении* нагрузки на Δp . Это обстоятельство (обратная направленность процесса) позволяет написать

$a = -\Delta\varepsilon / (\Delta p)$ или перейти к дифференциалам:

$$a = - \frac{d\varepsilon}{dp}. \quad (14.7)$$

Последнее выражение отчетливо свидетельствует в теоретической форме о переменной зависимости механической характеристики грунтов от нагрузки и в этом смысле является весьма важным.

Большим преимуществом коэффициента уплотнения a как одной из компрессионных характеристик является возможность выражать через него сжимаемость грунтов в численном виде. Так, для нагрузок $p_1 = 1,0$ и $p_2 = 3,0$ $\text{кг}/\text{см}^2$ по ветви уплотнения компрессионной кривой (см. рис. 13.1) имеются значения $\varepsilon_1 = 0,625$ и

$\varepsilon_2 = 0,570$. Подставив их в выражение (10.5), получим

$$a = \frac{0.625 - 0.570}{3.1 - 1.0} = 0.055 \frac{\text{см}^2}{\text{кг}}.$$

Несмотря на бесспорное преимущество, метод коэффициента уплотнения, к сожалению, не свободен от недостатков. Как и способ выражения сжимаемости грунта через коэффициент пористости ε , коэффициент уплотнения грунта мало нагляден.

Для определения коэффициента a необходимо выполнять те же побочные операции, как и для установления значений e , дополненные вычислением по выражению (13.5), т. е. применение коэффициента a в расчетах осадок сопряжено с излишними осложнениями.

В зависимости от величины коэффициента уплотнения a степень сжимаемости грунтов можно приблизительно охарактеризовать следующим образом:

Коэффициент уплотнения < 0,001	Сжимаемость Практически
0,001—0,005	Слабая
0,005-0,01	Средняя
0,01-0,10	Повышенная
>0,10	Сильная

Выражение сжимаемости грунта через модуль общей деформации E_p . Как показывают опыты, выразить сжимаемость грунта можно и через модуль общей деформации грунта E_p (кг/см²). В данном случае модуль E_p является аналогом модуля упругости E (модуля Юнга), определяемым в соответствии с основным законом теории упругости (законом Гука) по выражению

$$E_p = p/e, \quad (13.8)$$

где e — относительная деформация.

Вместе с тем между модулем деформации E_p как мерой выражения сжимаемости грунта и модулем упругости Юнга имеется существенное различие. Это различие вытекает из специфической природы грунтов как особых физических тел.

Мы указывали уже на значительную роль остаточной деформации в уплотнении грунтов. При этом условии модуль общей деформации E_p в отличие от модуля упругости E неизбежно отражает как упругую, так и необратимую часть общей деформации грунта. Это обстоятельство отражено в названии E_p как модуля общей деформации грунта. Кроме того, как отмечалось, интенсивность сжимаемости грунта в процессе его уплотнения под нагрузкой не остается постоянной и снижается по мере увеличения плотности. Это приводит к переменному значению и к зависимости самого

модуля E_p от нагрузки p , что отражено в индексе p при E , т. е. E_p .

Таким образом, модуль общей деформации E_p связан с нагрузкой p некоторой функциональной зависимостью:

$$E_p = f(p)$$

Вместе с тем, как известно, модуль упругости E в расчетах принимают постоянным и не зависящим от нагрузки ($E = \text{const}$). В соответствии с указанными особенностями модуля E_p выражение (13.8) для его определения при некотором заданном значении нагрузки p через относительную деформацию e_p получает следующий вид:

$$E_p = p/e_p. \quad (13.9)$$

Эту зависимость можно использовать для определения E_p в его простейшем выражении через p и e_p .

Пример. Образец грунта высотой $h = 4$ см под нагрузкой $p = 0,75$ кг/см² (0,075 МПа) дал осадку $\Delta h = 0,2$ мм. Требуется определить модуль общей деформации $E_{0,75}$.

Относительная деформация будет равна

$$e_{0,75} = \Delta h/h = 0,2/40 = 0,005.$$

Тогда по выражению (13.9) получим

$$E_{0,75} = 0,075/0,005 = 125 \text{ кг/см}^2 \text{ (12,5 МПа)}.$$

Согласно данным СНиП 11-15—74 (прилож. 2, табл. 1 и 2) модуль деформации E_p для песчаных грунтов в зависимости от их крупности и плотности находится в пределах от 100 до 500 кг/см² (10—50 МПа). Для глинистых грунтов в зависимости от их генезиса, консистенции I_L и коэффициента пористости ε модуль деформации E_p варьируют в пределах от 50 до 750 кг/см² при средних значениях 1 200 кг/см² (20 МПа).

Можно использовать в расчетах модуль общей деформации E_p в указанной выше форме, т. е. в виде некоторой функциональной зависимости от нагрузки в соответствии с выражением (13.9). Вместе с тем в ряде случаев по практическим соображениям модуль деформации E_p для той или иной разновидности грунтов принимают постоянным ($E = \text{const}$).

Допущение о независимости модуля E_p от нагрузки p вообще, в том числе от величины природной нагрузки p_{np} , мало обоснованно, так как учет этой зависимости при использовании в расчетах по прогнозу осадки сооружений описываемого ниже модуля осадки e_p никаких трудностей не вызывает.

Модуль осадки (сжимаемости) e_p . Общий вид зависимости (13.9) наводит на мысль об использовании в качестве меры сжимаемости грунта непосредственно величины относительной деформации e_p . В этом случае отпала бы необходимость во всех побочных определениях (ρ_0, ρ_w, w) в расчетах, связанных с определением коэффициентов пористости или модуля деформации E_p .

При определении e_p посредством опыта при нагрузке p устанавливают абсолютную величину сжатия Δh образца высотой h и в последующее вычисляют e_p по элементарной формуле

$$e_p = \Delta h / h. \quad (13.10)$$

Все промежуточные операции при этом исключаются.

Как следует из выражения (13.10), модуль осадки — величина безразмерная. В практике его можно использовать в абсолютном значении в процентах или промиллях (‰). Последний способ выражения особенно удобен. В таком виде его называют модулем осадки (сжимаемости) и обозначают через e_p (индекс p указывает на величину нагрузки p , которой отвечает данное значение e_p).

При этом условии модуль осадки грунта отражает величину деформации, т. е. величину сжатия в миллиметрах столба грунта высотой в 1 м, когда к нему приложена дополнительная нагрузка p . Тогда вместо формулы (13.10) мы будем иметь

$$e_p = 1000\Delta h / h \text{ мм/м.} \quad (13.11)$$

Показатель e_p имеет определенный инженерный смысл и весьма прост в расчетах. Допустим, что $e_2 = 20$ мм/м. Отсюда следует, что слой данного грунта в 1 м при приложении к нему нагрузки $p = 2$ кг/см² дает осадку в 20 мм. Ясно, что осадку η' для случая одномерной задачи того же грунта при той же нагрузке мощности слоя h весьма просто определить по выражению

$$\eta' = e_p h. \quad (14.12)$$

Зависимость $e_p = f(p)$ в графической форме выражается также компрессионной кривой (рис. 13.3). Здесь также нанесены две ветви, из которых 1 соответствует сжатию, а 2 — разгрузке.

На рис. 13.4 нанесен ряд компрессионных кривых вида $e_p = f(p)$ для древнелагунных суглинков различного состава по глинистости d (содержание частиц < 0,005 мм) и влажности w . Из графика отчетливо видно увеличение сжимаемости породы с повышением ее глинистости, а отсюда и влажности.

Степень сжимаемости

грунтов по величине модуля осадки e_p при $p = 3$ кг/см² можно охарактеризовать следующими данными:

Категория	Модуль	Сжимаемость
0	1	Практически
I	1-5	Слабая
II	5—20	Средняя
III	20—60	Повышенная
IV	60	Сильная

Компрессионные кривые вида $e_p = f_1(p)$ и $e_p = f_2(p)$

связаны формулами перехода. Эти формулы выводятся из следующих рассуждений. Допустим, что образец некоторой породы высотой h см обжимается под нагрузкой p , будучи заключен в металлическое кольцо, которое исключает возможность его бокового расширения. Площадь сечения¹ образца $s_0 = \text{const}$. Начальная плотность оценивается величиной пористости ε_0 . Под влиянием нагрузки грунт уплотняется до некоторого нового состояния плотности с пористостью ε_p . Учитывая зависимость (13.11) и выразив относительную деформацию в промиллях, получим

$$e_p = \frac{1000}{\varepsilon_p - \varepsilon_0} \left(\frac{\Delta h}{h} \right) \quad (13.13)$$

По этой формуле можно легко найти значения модуля осадки e_p по заданным значениям коэффициентов пористости ε_0 и ε_p , отвечающим нагрузкам p_0 и p .

Вместе с тем, решая зависимость (13.13) относительно ε_p , получим формулу, дающую возможность перестроить компрессионную кривую, изображенную в виде $e_p = f_1(p)$, на кривую вида $\varepsilon_p = f_2(p)$. Учитывая, что модуль осадки выражен в промиллях, получим следующее выражение:

$$\varepsilon_p = \varepsilon_0 - (1 + \varepsilon_0) \left(\frac{\Delta h}{h} \right) \quad (13.14)$$

Это выражение используют для определения текущего коэффициента пористости ε_p при нагрузке p в процессе компрессионного опыта по значению начального коэффициента пористости ε_0 и относительной величине сжатия образца $\Delta h / h$ под данной нагрузкой.

В заключение рассмотрим пример оценки сжимаемости некоторого определенного грунта различными методами. На рис. 13.5 показаны компрессионные кривые вида $e_p = f_1(p)$, и $e_p = f_2(p)$ для древнелагунного суглинка с влажностью $w = 29\%$ (кривая 2 на рис. 13.4). Данные, по которым построены эти кривые, вместе с показателями сжимаемости, определенными другими методами, приведены в табл. 13.1.

Таблица 13.1

Характеристика сжимаемости древнелагунного суглинка различными методами

Нагрузка p , кг/см ² (0,1 МПа)	Коэффициент пористости ε	Коэффициент уплотнения α , см ² /кг	Модуль осадки e_0 , мм/м	Модуль общей деформации и E_p кг/см ² (0,1 МПа)
0	0,866			
1	0,818	0,048	25,8	39
2	0,778	0,040	47,2	42
3	0,750	0,028	62,6	48
4	0,726	0,024	75,3	53

Для построения на рис. 13.5 компрессионной кривой вида $e_p = f_2(p)$ через коэффициент пористости m была использована формула перехода (13.13). В частности, для определения модуля осадки e_2 , т. е. при нагрузке $p = 2 \text{ кг/см}^2$ (0,2 МПа), имеем

$$e_2 = 1000 \frac{0.866 - 0.778}{1.0 + 0.866} = 47.2 \frac{\text{мм}}{\text{м}}$$

тоже при нагрузке $p=4 \text{ кг/см}^2$ (0,4 МПа)

$$e_4 = 1000 \frac{0.866 - 0.726}{1.0 + 0.866} = 75.3 \frac{\text{мм}}{\text{м}}$$

Найдем величину коэффициента уплотнения a по формуле (13.5) для диапазона нагрузки $p_1 = 2 \text{ кг/см}^2$ (0,2 МПа) и $p_2 = 3 \text{ кг/см}^2$ (0,3 МПа). Подставив в эту формулу соответствующие величины ε_p из табл. 13.1, получим

$$a_3 = \frac{0.778 - 0.750}{3.0 - 2.0} = 0.28 \frac{\text{см}^2}{\text{кг}}$$

Определим, наконец, модуль общей деформации E_p при нагрузке $p = 4 \text{ кг/см}^2$ (0,4 МПа) по выражению (13.9), имея в виду, что модуль осадки e_4 выражен в промиллях:

$$E_4 = 1000 \frac{4.0}{75.3} = 53 \text{ кг/см}^2 \text{ (5,3 МПа)}$$

Методы определения показателей сжимаемости грунтов.

Сущность проведения опыта для установления показателей сжимаемости грунта заключается в наблюдении за величиной линейного обжатия (осадка Δh) образца грунта под нагрузкой p . Образец грунта обжимается в замкнутом кольце в условиях, исключающих возможность бокового его расширения (рис. 13.6). Нагрузка передается образцу посредством рычагов гириями через штамп, в который заключен пористый камень. Назначение последнего — обеспечение отвода из образца отжимаемой в процессе опыта воды.

Наблюдение за осадкой образца под нагрузкой ведется с помощью специального измерительного прибора — мессуры с точностью до тысячных долей миллиметра. Прибор обычно заполняют водой во избежание высыхания образца во время испытания. Опыт, как правило, проводят при нескольких последовательно возрастающих нагрузках. Под каждой из этих

нагрузок образец выдерживают в приборе до практически полной стабилизации его деформации (затухания осадки). В некоторых случаях для полного уплотнения грунта под той или иной нагрузкой требуется несколько недель.

Конструкции компрессионных приборов весьма разнообразны, но сущность их остается одной и той же. На рис. 13.7 приведена схема компрессионного прибора конструкции Маслова — Балдыша.

Образец грунта обычно извлекают из толщи с некоторой глубины z . На этой глубине грунт находится под весом перекрывающей его толщи пород, определяющей величину его природной нагрузки p_{np} . Очевидно, что

$$p_{np} = \quad (14.15)$$

где ρ — объемная масса грунта перекрывающей толщи с учетом в необходимых случаях взвешивания его подземными водами.

В принципе начальная плотность грунта должна отвечать нагрузке p_{np} .

Следовательно, при нагрузках $p < p_{np}$ обжатие не должно происходить, и поэтому его не нужно учитывать при определении характеристик сжимаемости грунта. При этом условии отсчет деформации образца под нагрузкой его нулевого значения следует вести лишь при нагрузке $p = p_{np}$ или выше ее (рис. 13.8 и рис. 13.9).

При извлечении образца из грунтовой толщи в нем почти неизбежно происходит *начальное разуплотнение* породы, сопровождающееся дополнительным поглощением воды и воздуха и внутренним газообразованием. В опытах на компрессию наибольшее значение имеет первый фактор (разуплотнение за счет дополнительного насыщения водой), в особенности в тех случаях, когда образцы отбирают с больших глубин, из-под воды, и требуется много времени для извлечения их на поверхность. При недоучете этого фактора получаются большие ошибки, измеряемые во многих случаях сотнями процентов. Во избежание искажения результатов опыта необходимо, чтобы первая нагрузка во время опыта была выше той, которая соответствует природному состоянию плотности породы, или чтобы опыт при малых нагрузках проводился во влажной среде без окружения образца водой.

При изучении сжимаемости образцов плотных глин результаты опытов могут быть сильно искажены (до нескольких сот процентов) из-за так называемых пластических деформаций образца. Эти деформации возникают вследствие обмятия в приборе недостаточно точно вырезанного и пригнанного к кольцу образца породы. В подобных случаях непосредственно замеренная линейная величина обжатия (осадки) образца Δh контролируется другими методами (по весу).

Для водонасыщенных пород при $G = 1$ коэффициент пористости грунта в любом достигнутом под нагрузкой состоянии можно установить через его влажность по известному уже нам выражению $\varepsilon_p = \rho_0 w_p$ [см. ф. (13.3)], где ρ_0 — плотность грунта (безразмерная величина).

Величину модуля осадки e_p для таких же водонасыщенных грунтов контролируют взвешиванием образца до и после испытания. В этом случае

используют зависимость

$$e_p = 10\,000\Delta Q/(h\omega). \quad (14.16)$$

где ΔQ — потеря в весе образца за счет воды, отжатой из него под нагрузкой p , г; h — первоначальная высота образца, см; ω — площадь сечения образца, см².

Для *воздухосодержащих грунтов*, т. е. имеющих воздух в порах, эти методы контроля непригодны. В этом случае модуль осадки контролируют по изменению пористости n грунта в процессе испытания с использованием выражения

$$e_p = 10\,000 \left(\frac{n_0 - n_1}{n_0} \right), \quad (14.17)$$

где n_0 — пористость грунта до опыта; n_1 — то же, на той или иной степени уплотнения его под нагрузкой.

Весьма важной частью компрессионного испытания является изучение скорости протекания обжатия грунта под нагрузкой. Функциональная зависимость модуля осадки e_p от времени существенно необходима при составлении прогнозов осадки сооружения во времени или при испытании образцов различной высоты для расчетов устойчивости оснований сооружений в условиях недоуплотнения грунтов. В последнем случае определяют показатель консолидации (см. 22.2).

При оценке степени устойчивости масс грунта в любой стадии его обжатия под нагрузкой требуется установить для данной нагрузки зависимость влажности от времени (длительности) обжатия образца. В том случае, когда опыт в компрессионном приборе производится весовым методом, влажность w в некоторый момент времени T нахождения образца под нагрузкой определяют по выражению

$$w_T = w_0 - \frac{Q_0 - Q_T}{Q_0} (1 - e^{-\lambda T}), \quad (14.18)$$

где w_0 — влажность породы к началу опыта в долях единицы; Q_0 — масса образца с кольцом перед опытом; Q_T — то же, в момент времени T после некоторого обжатия под нагрузкой p .

Графическую обработку материалов опыта выполняют по образцу на рис. 13.10. При этих операциях неизбежно возникают трудности установления времени полного обжатия образцов $t_{\text{стаб}}$.

В заключение приведем некоторые данные по сжимаемости глинистых грунтов. В этом отношении, как и следовало ожидать, в наиболее благоприятном положении оказываются глинистые грунты из класса жестких, в частности коренных, пород (дочетвертичных). Обычно эти породы характеризуются модулем осадки или сжимаемости в среднем $e_{2-2.5} = 5$ —8 мм/м при влажности 8—15% и даже 21%. Таковы, в частности, юрские глины Подмосковья.

Модуль деформации мергелистых глин часто превосходит 1000 кг/см². Деформируемость их с повышением степени выветрелости, естественно, повышается, но обычно она остается достаточно высокой (модуль деформации

$E_p = 250—400$ кг/см²).

Деформируемость коренных глин более мягкой консистенции соответственно увеличивается. Таковы, например, меловые (аптские) глины в районе города Гусь-Хрустальный. При тугопластичной консистенции ($I_L = 0,50$) и средней плотности ($\epsilon = 0,80$) их характеризуют модули сжатия (осадки) порядка $e_2 = 30$ мм/м.

Небезынтересны данные по деформируемости бучагских и киевских третичных глин, широко распространенных на юге европейской части СССР. В частности, модуль осадки (сжатия) бучагских глин $e_5 = 25$ мм/м. Весьма показательны испытания киевских мергелистых глин того же региона в полутвердой и твердой консистенции. При $w = 34\%$, угле трения $\varphi = 20^\circ$ и сцеплении $c = 0,40$ кг/см² их модуль осадки $e_{3-5} = 20—30$ мм/м.

Весьма интересны по своим показателям серые палеогеновые глины Западной Сибири. Любопытна их малая сжимаемость ($e_{2-3} = 10—20$ мм/м) и относительно повышенная прочность на сжатие — порядка $6—11$ кг/см² при весьма низкой плотности ($\epsilon = 1600—1700$ при $\rho_w = 1,35—1,45$ т/м³). Эти породы к тому же в воде не размокают. Отмеченное выше несоответствие следует искать в опоквидном характере этих глин (цементация их кремнистым веществом на ранней стадии формирования, присутствие агата и халцедона).

Выше было указано на повышенную прочность и пониженную сжимаемость коренных глин. Однако из правил бывают исключения. Одним из таких примеров, ставшим классическим, могут служить мягко-пластичные девонские глины, являющиеся основанием сооружений гидроузлов на р. Свири и доставившие много трудностей строителям из-за модуля осадки $e_{3,5} = 10$ мм/м.

Здесь снова следует сделать предупреждение о возможности преувеличения показателей сжимаемости глин в твердой или полутвердой консистенции на основе данных лабораторных испытаний вследствие пластической деформации самого образца (деформация при сохранении объема). Подобного рода деформации увеличивают сжимаемость грунтов на сотни процентов, знаки деформации меняются из-за набухания грунта и т. д. Четвертичные глинистые грунты в более слабых консистенциях, как правило, отличаются повышенной сжимаемостью. Всех их объединяет одна общая и важная зависимость прочности и деформируемости от влажности грунта и, следовательно, от его консистенции.

В этом отношении весьма характерны хвалынские глины бассейна р. Волги, весьма разнородные по влажности. Сжимаемость их также весьма различна. Отвечающий им модуль осадки также варьирует в очень широких пределах — от 5 до 50 мм/м. Положение осложняется вследствие их большой склонности к набуханию.

Таковы же по разновидности тяжелые суглинки с повышенной пористостью в районе Пензенского часового завода: их коэффициент пористости $\epsilon = 0,856—1,646$, пористость $n = 47—62\%$ при влажности $w = 17,5—44,5$ ($w_{cp} = 35\%$). Неоднородность этих грунтов отражает различную историю их

образования. Грунты характеризуются к тому же некоторой просадочностью (см. гл. 36). Модуль просадочности их $e_{np} = 0—54$ мм/м.

Естественно, что переувлажненные илистые грунты в пластично-текучей и тем более в текучей консистенции могут отличаться очень высокой сжимаемостью. В этом отношении показательны илы Керченского пролива с модулем осадки при их влажности свыше 100% порядка $e_l = 250—300$ мм/м. Изучение сжимаемости песчаных грунтов в обычных компрессионных приборах, по нашему мнению, бесперспективно, так как нет возможности обеспечить в процессе проведения опыта естественное сложение песчаной толщи и соответственно ее работы в природных условиях. Сжимаемость песчаных грунтов под статической нагрузкой, как правило, весьма невелика. Иначе обстоит дело с динамической нагрузкой. Этот вопрос рассматривается в гл. 24 и 25. Поэтому основным требованием при проектировании сооружений на песчаных грунтах со статической нагрузкой является обеспечение устойчивости таких грунтов.

Для современных морских прибрежных песков с ракушей северо-восточной части Черного и Азовского морей, в большинстве случаев заиленных, угол внутреннего трения близок к 30° ; модуль деформации — 300 кг/см² (30 МПа). При соответствующих мероприятиях такие пески могут служить надежным основанием для инженерных сооружений.

Наконец, несколько замечаний о сжимаемости скальных толщ, рассеченных трещинами под воздействием нормальных напряжений. В монолитах модули деформации таких толщ весьма велики — они измеряются обычно сотнями тысяч кг/см². При выветривании этот показатель соответственно снижается, но обычно он составляет десятки тысяч кг/см².

Модуль деформации сланцев в зависимости от тех же условий изменяется в очень широких пределах — от немногих тысяч или сотен до сотен тысяч кг/см². Модуль деформации гранито-гнейсов района Днестра для раздробленной и пораженной густой сетью трещин породы не превышает 500 кг/см², для здоровых — до $500\ 000$ кг/см². Деформация уплотнения скальных толщ идет главным образом за счет смыкания трещин в условиях раздавливания выступов на их стенках, а также из-за уплотнения их заполнителя. Этот процесс протекает во времени.

Существенное значение имеет вопрос о деформации в указанных условиях скальной толщи под воздействием сдвигающих усилий, например в основаниях подпорных сооружений и в толще откосов и склонов. При определенных условиях эти деформации, носящие характер смещения во времени, приобретают псевдоползучий вид и могут оказываться весьма значительными (см., например, Маслов Н.Н. и Павлицева Т. В. К вопросу о нарушении устойчивости скальных массивов по трещинам. — Труды Гидропроекта, вып. 50, 1977).

УСТАНОВЛЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ГРУНТОВ

Принципиальные положения. Получаемые при проведении лабораторных опытов показатели тех или иных свойств грунтов, устанавливаемые во всех случаях применительно к выбранному единообразному инженерно-геологическому горизонту, обычно отличаются значительной разбросанностью.

Для возможности использования тех или иных показателей при расчетах требуется располагать некоторыми определенными величинами, которые достоверно отражают физико-механические свойства грунтов. В связи с этим существует понятие о *расчетных величинах* различных показателей.

Эти показатели необходимо устанавливать с надлежащей осторожностью, в особенности показатели, характеризующие прочностные характеристики грунтов, т. е. истинные углы внутреннего трения (φ_w) и сцепления (c_w).

Завышение этих показателей при проведении расчетов может привести к потере устойчивости и долговечности сооружений. Неоправданное же занижение таких показателей часто ведет к резкому увеличению объема работ, усложнению защитных конструкций, в особенности по

противооползневых мероприятиям и, как следствие этого, — к неоправданному увеличению сроков строительства и его удорожанию.

В связи с этим возникла необходимость некоторого оправданного осреднения полученных опытных показателей, как правило, с некоторым запасом в зависимости от числа проведенных опытов. В данном случае рассматривать среднеарифметическое значение того или иного показателя как истинное при ограниченном числе опытных определений неправильно, так как такое истинное значение показателей, например сопротивляемости грунта сдвигу, теоретически можно установить лишь при бесконечном числе n опытных определений. При ограниченном числе опытов среднее значение, например, сопротивляемости сдвигу $S_{p\text{ ср}}$ может в тем большей степени отличаться от своего истинного, чем меньшее количество опытов на сдвиг было проведено.

Отсюда возникает необходимость осреднения расчетных показателей, как некоторых гарантированных величин с той или иной надежностью, исходя из имеющегося числа опытных определений n . Такую операцию наиболее оправданно можно выполнить методами математической статистики.

Использовать этот метод в рассматриваемых целях можно, однако, лишь при наличии значительного числа опытных определений n (не менее 10—15), которые далеко не всегда известны. Вместе с тем этот метод достаточно трудоемок, что также сужает практику его использования. В этих условиях и возникла необходимость установления расчетных показателей грунтов упрощенными методами, часть которых рассматривается далее.

Упрощенные методы установления расчетных показателей.

В практике нередко используют принцип установления расчетных показателей по среднеминимальному или среднемаксимальному (для влажности w) значению их опытных определений, т. е. как среднее между минимальным (максимальным) и средним значением.

Недостаток этого способа, несмотря на очевидную его простоту, — недоучет

при установлении расчетных показателей числа проведенных опытов. К тому же опытов по определению механических характеристик грунтов (показателей прочности или сжимаемости) обычно проводится относительно небольшое число. В этом отношении значительно более надежно использовать этот же принцип для определения расчетных значений, например, $\varphi_{расч}$ и $c_{расч}$ по графику рис. 12.13 через расчетную величину $w_{расч}$ как среднемаксимальную.

В данном случае весьма благоприятным для определения расчетных показателей является обычно наличие большого числа данных по влажности грунта, устанавливаемых как показателя II класса по образцам с нарушенной структурой. При этом следует иметь в виду, что $w_{расч}$ должно быть более $w_{ср}$ в связи с тем, что расчетные значения $\varphi_{расч}$ и $c_{расч}$ уменьшаются при увеличении влажности w . Однако и в данном случае недостаточное число проведенных опытов при установлении расчетных значений показателей может привести к аварийным последствиям или к неоправданной стоимости проведения строительных работ.

В этом отношении значительным преимуществом наряду с большой простотой обладает метод гарантированных значений показателей, например, $\varphi_{w гар}$ и $c_{w гар}$ (З. В. Пильгунова, 1953). Сущность этого метода, в основу которого положены принципы математической статистики, удобно пояснить на численном примере.

Интервалы влажности, %	Частота m_i	Частота q_i , %	Накопленная частота Q_i , %
24-25	1	1,7	1,7
25-26	4	6,9	8,6
26-27	1	1,7	10,3
27-28	1	1,7	12,0
28-29	3	5,2	17,2
29-30	5	8,6	25,8
30-31	4	6,9	32,7
31-32	7	12,2	44,9
32-33	6	10,3	55,3
33-34	3	5,2	60,5
34-35	3	5,2	65,7
35-36	5	8,5	74,2
36-37	3	6,9	79,4
37-38	4	3,4	86,3
38-39	2	5,2	89,7
39-40	3	1,7	94,9
40-41	1	1,7	96,6
41-42	1	1,7	98,3
42-43	1	1,7	100,0

Данные для построения кумулятивной кривой к примеру определения гарантийного значения влажности грунта

Таблица 12.1

Допустим, что требуется установить значения $\phi_{\text{Ногар}}$ и $s_{\text{югар}}$ по расчетному графику ϕ_w и e_w на рис. 12.13 при наличии 58 показателей природной влажности грунта $w_{\text{пр}}$, варьирующей в пределах 24—43%. Разбив все значения влажности по интервалам шириной, соответствующей 1%, получим ряд значений из числа опытов, входящих по влажности в данный интервал. Это количество назовем частотой и обозначим через m_i . Величины частот, отвечающие тому или иному интервалу, включены в одну

из граф табл. 14.1. Например, частота интервала 32—33 % соответствует величине $m = 6$. Затем вычислим *частоту* q_i в процентах. Для нахождения ее по частоте m_i надо разделить частоту в каждом интервале на общую сумму опытов $\sum n$. В нашем случае $\sum n = 58$ определений. Тогда частота q_i для интервала 32—38% будет равна

$$q_i = \frac{6}{58} 100 = 10.3\%.$$

Значения частот включены в соответствующую графу той же табл. 14.1. Далее вычисляем *накопленную частоту* $\sum q_i$ складывая последовательно частоты отдельных интервалов влажности. Например, для первого интервала влажности накопленная частота $\sum q_1 = 1,7\%$, для второго $\sum q_i = \sum q_2 = 8,6$ и т. д.

Данные расчеты также сведены в табл. 14.1. Очевидно, что накопленная частота для последнего интервала $\sum q_i = 100\%$. По данным табл. 14.1 строим *кумулятивную (интегральную) кривую*, аналогичную кривой гранулометрического анализа песка (рис. 14-1).

При установлении гарантированного значения этого или иного показателя свойств грунтов необходимо задаться некоторой *степенью надежности* α . В описываемом методе на основе теоретического анализа принята $\alpha = 0,99$. При этом условии гарантируется найденное значение показателя, отвечающего тому требованию, что только в одном из 100 случаев число найденного показателя может оказаться выше своего истинного значения. Практически это исключено.

Исходя из наперед заданной надежности $\alpha = 0,99$, по табл. 14.2 устанавливаем значения накопленной частоты $\sum q_{\text{гар}}$, естественно увеличивающейся при увеличении числа проведенных опытов. В данном случае при 58 проведенных опытах по определению влажности грунта согласно данной таблице $\sum q_{\text{гар}} = 35\%$ или, учитывая приведенное замечание относительно гарантированного значения,

$$\sum q_{\text{гар}} = (100\% - 35\%) = 65\%.$$

Пользуясь рис. 14.1, находим величину гарантированной влажности, отвечающую значению $\sum q_{\text{гар}} = 65\%$; $w_{\text{гар}} = 35\%$. После этого можно по рис. 12.13 найти гарантированные значения: $\varphi_{\text{гар}} = 14^\circ$ и сцепления $c_{\text{гар}} = 0,14$ кг/см².

Этот метод можно использовать для определения гарантировочных значений любой из характеристик состава и состояния грунта и одновременно для установления сопротивляемости сдвигу или сжимае мости грунта. Из табл. 15.2 следует, что метод среднеминимальных и максимальных можно применять лишь при наличии 25—35 испытаний по тому или иному признаку.

Таблица 15.2

Гарантированная частота $\sum q_{\text{гар}}$ в зависимости от числа опытов n при надежности $\alpha = 0,99$

Число опытов n	<10	10-15	5-20	20-25	25-35	35-50	50-75	75
Гарантированная накопленная частота $\sum q_{\text{гар}}, \%$	0	10	15	20	25	30	35	40

Определенный интерес представляет построение графика, показанного на рис. 14.2. По мере накопления опытных данных определяют среднее вначале из первых двух опытов, потом из трех опытов, четырех и т. д. того или иного показателя. Эти значения откладывают по оси ординат. Ось абсцисс служит для обозначения числа опытов, отвечающих тем или иным средним значениям показателей (n).

Как видно из рис. 14.2, значительный вначале (при малом числе опытов) разброс средних значений сопротивляемости сдвигу при тех или иных нагрузках p резко уменьшается с увеличением числа опытов; уже при 25 опытах изменение среднего по всей опытной совокупности показателя не выходит за пределы практических требований.

Это свидетельствует о том, что дальнейшее увеличение числа опытов для установления среднего значения показателя не целесообразно. При большом числе опытов часто оказывается удобным ось абсцисс при построении рассматриваемого графика выполнять по логарифмической шкале.

Описанный метод отображения результатов опытов можно считать эффективным. Он позволяет наглядно судить о роли и значении числа проведенных экспериментов, в данном случае по изучению сопротивляемости глинистого грунта сдвигу под теми или иными нагрузками. Тем самым в первую очередь исключается возможность значительных ошибок при определении осредненного показателя при недостаточном числе опытов.

Вместе с тем этот способ позволяет установить необходимое число опытов, обеспечивающее возможность осреднения показателя, опираясь на данные тех опытов, при которых затухает разброс средних значений показателя. В данном случае это положение достигается при 25 экспериментах. Очевидно, что при меньшем числе опытов среднее из значений показателя не гарантировало бы в известных пределах средней величины устанавливаемого показателя при определении его обычным путем.