

1.2. ГІРСЬКІ ПОРОДИ І ПЛАСТОВІ ФЛЮЇДИ

1.2.1. ГІРСЬКІ ПОРОДИ

Земна кора, яка обмежена знизу поверхнею Мохоровичича, сформувалася в результаті взаємодії поверхневих твердих горизонтів планети з атмосферою, гідросферою і біосферою, з одного боку, і з підстилаючим її субстратом — з іншого. Вона характеризується досить різко змінюваною товщиною і неоднаковою будовою. В середньому підшва кори (поверхня Мохоровичича) залягає під континентами на глибині 40 км, а під океанами — на глибині 11–12 км.

Земна кора складається з багатьох геологічних тіл, різноманітних за складом, формою і розмірами. Найдрібнішими з цих тіл є окремі зерна і кристали, що являють собою природні хімічні сполуки або самородні елементи певного складу та кристалічної будови і називаються *мінералами*.

У самородному виді (графіт, сірка, мідь, золото та ін.) мінерали зустрічаються рідко. Більшість мінералів (понад 2000) — це хімічні сполуки, наприклад, різні солі, утворені шляхом випадання з концентрованих розчинів водою. Широко розповсюджені також мінеральні скупчення, які утворилися в результаті застигання розплавленої речовини Землі. Вважається, що нижні шари земної кори представлені такими мінеральними скупченнями.

Мінерали можуть бути кристалічними і аморфними. У кристалічній речовині частинки розташовані у певному, точно визначеному порядку. Форма кристалів залежить від будови речовини, від її кристалічної решітки. Для аморфної речовини характерне хаотичне розміщення частинок.

Геологічні тіла, які складаються з мінеральних зерен або їх уламків і входять до складу земної кори, називаються *гірськими породами*. Склад, форма і розміри цих тіл визначаються умовами утворення всієї сукупності мінеральних зерен або їх уламків і умовами, в яких відбувались і відбуваються зміни гірських порід.

Гірські породи можуть складатися з одного мінералу (мономінеральні) або з декількох (полімінеральні). Розрізняють вісім основних груп породоутворюючих мінералів: алюмосилікати (польові шпати і фельдшпатити), слюди, залізо-магнієві силікати, окисні (кварц, оксиди заліза та ін.), карбонатні (кальцит, доломіт та ін.), сульфатні (ангідрит, гіпс), хлориди (галіт, каїніт, бішофіт), глинисті (сметити, гідрослюди, хлорити, каолініти та ін.).

У залежності від умов утворення гірські породи поділяють на магматичні, осадові та метаморфічні.

Магматичні гірські породи утворилися в результаті застигання розплавленої речовини (магми) як у породах земної кори (інтрузивні породи), так і на її поверхні або на дні водоймищ (ефузивні породи). Магматичні породи є первинними і не зазнали суттєвих змін з моменту утворення. Характерними їх представниками є базальти, граніти, габро, діорити та ін.

Осадові гірські породи утворилися в поверхневій частині земної кори в результаті руйнування і перевідкладання раніше утворених порід, випадання різних речовин із розчинів і продуктів життєдіяльності. В осадових породах можуть одночасно бути три складові частини: уламки мінералів і гірських порід як продуктів руйнування, наприклад, магматичних порід; останки організмів та органічних речовин; мінерали, що утворилися хімічним способом на різних стадіях формування

породи. Представники осадових порід — піщаники, алевроліти, глини, гіпси, вапняки, ангідриди та ін.

Метаморфічні гірські породи утворилися в надрах земної кори в результаті дії високих температур, тисків і хімічних перетворень. Метаморфічні породи поділяють на *ортопороди*, утворені із магматичних, і *паропороди*, сформовані з осадових. Основні найбільш розповсюджені метаморфічні гірські породи — кварцити, мармури, сланці, філіти і гнейси.

Будова гірських порід характеризується структурою і текстурою.

Структура породи визначає особливість її будови, яка обумовлена розмірами, формою, характером поверхні зерен і різновидністю скріплюючого зерна цементу.

Текстура породи визначається просторовим взаємним розташуванням мінеральних зерен і характером заповнення об'єму породи. До текстурних ознак належать шаруватість, тріщинуватість, пористість та ін.

Буріння нафтових і газових свердловин ведеться в осадових гірських породах, які залягають у верхній частині земної кори і генетично пов'язані з нафтою і газом. За М.С. Швецовим, осадові гірські породи поділяють на уламкові, глинисті, хомогенні, органогенні і змішані.

Уламкові осадові гірські породи утворюються внаслідок накопичення продуктів механічного руйнування порід, які існували раніше.

Глинисті породи на 50% і більше складаються з глинистих мінералів і тонкодисперсного матеріалу — пеліту.

Уламкові і глинисті породи найбільш розповсюджені серед осадових порід. Уламкові породи в залежності від розміру уламків поділяють на грубоуламкові, піщані, алевроитові і пелітові (глинисті) (табл.1.1). Грубоуламкові породи в розрізах нафтових і газових свердловин зустрічаються рідко.

Таблиця 1.1

Характеристики уламкових гірських порід

Групи уламкових порід	Розміри уламків, мм	Рихлі породи, представлені уламками		Зцементовані породи, представлені уламками	
		кутовими	окатаними	кутовими	окатаними
Грубоуламкові	> 100	глиби	валуни	брекчії	конгломерати
	10—100	щебінь	галька		
	1—10	дресва	гравій		гравеліти
Піщані	0,1—1,0	піски		піщаники	
Алевритові	0,01—0,1	алеврити		алевроліти	
Пелітові	< 0,01	глини		аргіліти	

Піщаники — це зцементовані піски. За мінеральним складом вони можуть бути кварцовими (зерна кварцу складають не менше 95% маси породи), аркозовими (переважають зерна кварцу і польових шпатів) і поліміктовими (зерна різних мінералів). Як цементуючий матеріал в піщаниках присутні сполуки заліза, кремнію і кальцію, а також глина. В залежності від розміру зерен піщаники поділяють на крупнозернисті (0,50—1 мм), середньозернисті (0,25—0,50 мм) і дрібнозернисті (0,10—0,25 мм).

Алевроліти за мінеральним складом найчастіше бувають поліміктові з кремнеземистим, вапнистим і глинистим цементом. Алевролітовий уламковий матеріал, з якого утворюються алевроліти, найчастіше накопичується на дні водних басейнів між піщаними і глинистими товщами. За розмірами зерен алевроліти поділяються на крупнозернисті (0,05—0,10 мм), середньозернисті (0,025—0,05 мм) і дрібнозернисті (0,01—0,025 мм).

Глини складаються з частинок розміром менше 0,01 мм, причому більше 30% представлені частинками із розмірами меншими ніж 0,001 мм. До їх складу входить суміш глинистих мінералів

з домішками кварцу, польового шпату, кальциту, піриту та ін. Атомна структура кристалів глинистих мінералів, в основному, визначає властивості глин. За хімічним складом основа глинистого мінералу являє собою водні алюмосилікати із включенням атомів лужних і лужноземельних металів. Більшість глин за своєю будовою нагадує слюду. Луски глин складаються із дрібних кристалічних пластин, що утворюють пакет, в якому базальні (основні) поверхні паралельні. Відстань між базальними поверхнями частинки визначає поперечний розмір елементарної частинки. За двома іншими напрямками кристал не має визначених розмірів, але максимальний розмір частинки не перевищує 2 мкм.

Специфіка глинистих мінералів характеризується високим ступенем дисперсності, або сумарною поверхнею частинок одиничної маси, яскраво вираженою анізотрією частинок, наявністю комплексу обмінних катіонів, здатністю активно фізично взаємодіяти з молекулами води. У воді частинки глини перетворюються на міцелу з дифузною оболонкою, яка нерівномірно перекриває поверхню частинки. Товщина і будова дифузної оболонки залежать від ступеня гідратації та поверхневої дисоціації катіонів, які являють собою обмінний комплекс глини. Негативний заряд міцели визначається електрокінетичним потенціалом, який проявляється при переміщенні міцели, тобто при зриві гідратованих катіонів дифузного шару. Електрохімічні і в цілому фізичні процеси у подвійному електричному шарі частинок глини та їх інтенсивність визначаються природою глинистого мінералу, різновидністю катіонів обмінного комплексу і термохімічними характеристиками середовища. Найбільш розповсюджені типи глинистих мінералів — це смектити, гідрослюди, хлорити і каолініти.

Група смектитів представлена монтморилонітом. Смектити мають рухому кристалічну решітку і можуть дуже набухати у воді без втрати зв'язку між частинками. Ступінь набухання залежить від обмінної ємності, гідратаційної здатності катіонів та їх поверхневої дисоціації. При наявності в монтморилоніті катіонів натрію ступінь і тиск набухання досить високі. При бурінні із звичайними неінгібуючими розчинами це може викликати інтенсивне руйнування стінок свердловини, складених такими глинами.

Типовими представниками групи гідрослюд є іліти, які відрізняються від монтморилоніту наявністю більш жорсткої кристалічної решітки. Ці глини набухають значно менше.

Каолініти завдяки наявності сильного водневого зв'язку між шарами практично не набухають. Ізоморфні заміщення катіонів незначні або взагалі відсутні, особливо на базальних поверхнях. Хлорити посідають проміжне положення між ілітами та каолінітами.

Інколи зустрічаються пласти змішаношаруватих глин. Більш розповсюджені шари відкладів іліту і монтморилоніту, а також хлориту і вермікулиту. Такі глини звичайно диспергуються у воді легше, ніж мономінеральні глини, особливо при наявності монтморилоніту.

Атапульгіти та їх різновид — палигорскіти — суттєво відрізняються від інших глин за структурою і формою первинних частинок, які являють собою пучки вузьких і тонких пластин. Ці глини мають низьку питому поверхню і невисоку обмінну ємність.

До материнських мінералів утворення глин належать продукти хімічного розпаду магматичних порід основного складу в умовах, близьких до атмосферних. Глини, які утворилися в місці залягання материнських порід, називають первинними. Внаслідок ерозії первинних глин і перенесення матеріалу в прісні і морські басейни утворилися вторинні глини, які в геосинклінальних районах піддалися найбільшому ущільненню і діагенезу. Монтморилоніт частіше зустрічається в третинних відкладах, рідше в мезозойських формаціях і дуже рідко у більш ранніх осадових комплексах. Вважають, що його особливо багато у середньотретинних відкладах. Хлорити та іліти зустрічаються у породах всіх стратиграфічних відділів, в тому числі і найдревніших. Каолініт присутній у всіх формаціях, але в невеликих кількостях.

Глини характеризуються масивними (непорядкованими) і шаруватими текстурами, інколи з чітко вираженою ритмічністю.

Аргіліти — це осадові гірські породи, які утворилися при ущільненні, дегідратації і цементзації пластичних глин.

Хемогенні породи утворилися при випаданні речовин із істинних і колоїдних водних розчинів. У цю групу включають вапняки, доломіти, кам'яну сіль, ангідрити, гіпс та інші породи,

які складаються із мінералу тієї назви, що й порода. Характерна їх особливість — відсутність органічних залишків.

Вапняки вміщують не менше 70% CaCO_3 з домішками глинистих, алевритових та піщанистих частинок, а також доломіту та гіпсу. Для вапняків характерна кристалічно-зерниста структура.

Доломіти — це породи, які вміщують близько 90% доломіту з незначними домішками кальциту, гіпсу та інших речовин. Вони мають масивну текстуру.

Таблиця 1.2

Геохронологічна таблиця

Кіт	Ера (група)	Період (система)	Епоха (відділ)	Вік, млн. років тому
Фанерозой	Кайнозойська KZ	Четвертинний Q	Сучасна Q_4 Пізня Q_3 Середня Q_2 Рання Q_1	1,8
		Неогеновий N	Пліоцен N_2 Міоцен N_1	23
		Палеогеновий P	Олігоцен P_3 Еоцен P_2 Палеоцен P_1	65
	Мезозойська MZ	Крейдяний K	Пізня K_2 Рання K_1	130
		Юрський J	Пізня J_3 Середня J_2 Рання J_1	204
		Тріасовий T	Пізня T_3 Середня T_2 Рання T_1	245
	Палеозойська PZ	Пермський P	Пізня P_2 Рання P_1	290
		Кам'яновугільний C	Пізня C_3 Середня C_2 Рання C_1	350
		Девонський D	Пізня D_3 Середня D_2 Рання D_1	410
		Силурійський S	Пізня S_2 Рання S_1	435
		Ордовицька O система	Пізня O_3 Середня O_2 Рання O_1	480
		Кембрійська E система	Пізня E_3 Середня E_2 Рання E_1	580
Криптозой	Протерозойська PR	—	Пізня PR_2 Рання PR_1	2700
	Архейська AR	Архейська група не має загальноприйнятих підрозділів		> 3800

Кам'яна сіль нерідко утворює пласти великої товщини, які характеризуються кристалічною структурою і щільною масивною текстурою. Сольові відклади можуть включати галіт (NaCl), сильвін (KCl), бішофіт ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), карналіт ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), тахгідрит ($2\text{MgCl}_2 \cdot \text{CaCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$) та ін. Найчастіше зустрічаються галіт і сильвін. Сольові відклади рідше представлені бішофітом, карналітом і тахгідритом, які мають невелику товщину, але характеризуються високою розчинністю при їх розбурюванні та підвищеною агресивністю полівалентних катіонів.

Ангідрити — це породи, які зустрічаються у вигляді пластів зернистої будови.

Гіпси — це породи, які мають зернисту будову і масивну текстуру. Вміщують у вигляді домішок ангідрит, доломіт, кальцит, уламковий матеріал.

Органогенні породи представлені продуктами життєдіяльності організмів, головним чином скелетні останки морських, рідше прісноводних мікроорганізмів. У цю групу входять вапняки органогенного походження, крейда, вугілля, асфальти та ін. В одних породах останки мікроорганізмів помітні неозброєним оком. Інші породи, наприклад, крейда, складені твердими вапняковими скелетами мікроорганізмів або представлені мінеральними складовими з речовинами органічного походження (вугілля, асфальти та ін.).

Змішане походження мають осадові породи, які складаються із уламкового та якого-небудь іншого матеріалу (хімічного або органічного походження). Це, наприклад, мергелі, піщані і глинисті вапняки та ін.

Мергелі — це сильновапнякові глини, які вміщують 50—80% CaCO_3 і MgCO_3 та 20—50% глинисто-піщаного матеріалу.

За характером зв'язку між частинками і міцності гірські породи поділяють на три групи: скельні (піщаники, вапняки, граніти та ін.), що характеризуються високою міцністю з'єднання частинок; зв'язані (глини), що характеризуються наявністю між ними сил зчеплення, змінними в залежності від вологості; сипучі (піски, галька та ін.), в яких відсутні сили зчеплення як в сухому, так і в насиченому водою або іншою рідиною стані.

Вік осадових гірських порід встановлюється на основі вивчення органічних останків і аналізу взаємних співвідношень пластів. Відповідно до геохронологічної створена стратиграфічна шкала, в якій вказані комплекси порід, що утворилися в геологічні відрізки часу (табл. 1.2). Найбільшими стратиграфічними підрозділами є групи, які поділяються на системи. Системи поділяють на відділи, відділи — на яруси, яруси — на під'яруси, під'яруси — на горизонти і т. д. У табл. 1.2 наведені тільки великі стратиграфічні підрозділи та відповідні їм інтервали часу.

1.2.2. ТРІЩИНУВАТІСТЬ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Тріщинуватість — це наявність розсічення масиву гірських порід тріщинами. Вона характерна для більшості гірських порід.

Для кількісної оцінки тріщинуватості використовують такі поняття: густота тріщин $\Gamma = n/l_n$ (де n — кількість тріщин, які перетинають нормаль їх площин; l_n — довжина цієї нормалі); розкриття і довжина тріщин; елементи орієнтації тріщин у просторі (кут і азимут падіння площин тріщин) та ін.

До *макротріщин* умовно належать тріщини з розкриттям більшим за 0,1 мм, а до *мікротріщин* — меншим за 0,1 мм.

Дослідженнями Є.М. Смахова показано, що розкриття значної більшості тріщин рідко перевищує 0,05 мм. Наявність у гірських породах макротріщин є окремим випадком і розповсюджується лише на деякі ділянки колектора. В.Н. Майдебор вважає, що великі пустоти в колекторі не можуть бути значних розмірів і з'єднуються між собою через мікротріщини.

Морфологія тріщин визначається формою тріщини, шорсткістю стінок, характером взаємоперетину та ін. За формою тріщини бувають прямолінійні, криволінійні, хвилясті і т. ін. Інколи ці характеристики пов'язуються з напрямком або формою тріщини в плані. Багатьма дослідниками відзначено, що тріщину з достатнім ступенем наближення до реальних умов можна розглядати як плоску щілину з паралельними стінками. Але відомо, що величина розкриття мікротріщин змінюється в широких межах: у місцях розширень вона може на порядок і більше перевищувати розкриття у місцях звужень.

За характером поверхні стінок тріщин виділяють гладкі, шорсткі і текстурні. Дослідження тріщинуватості порід на шліфах показують, що більшість тріщин має гладкі стінки. Зрозуміло, що шорсткість стінок тріщин визначається літологією гірської породи та її структурними характеристиками.

За характером заповнення є тріщини відкриті, частково заповнені і заповнені твердою речовиною. В залежності від виду заповнюючої речовини тріщини поділяють на мінеральні, бітумінозні і змішані.

Перетин тріщин має такі різновидності: тріщини не перетинаються, а закінчуються, як правило, самі; тріщини перетинаються без видимого зміщення площини тріщини; одна тріщина перетинає іншу із помітним зміщенням; одна тріщина різко закінчується в іншій, не перетинаючи її.

За походженням розрізняють ендегенні (первинні) і екзогенні (вторинні) тріщини.

Первинні тріщини розвинуті рівною мірою як у складчастих породах, так і в шарах, які залягають спокійно. Вони існують у різних породах, крім тих, в яких тріщини взагалі не можуть зберігатися через сипучість і повзучість матеріалу. В осадових породах первинні тріщини у більшості випадків перпендикулярні до шарів і є внутрішньосаровими, тобто окремі тріщини не виходять за межі одного шару, утворюючи добре витримані ряди. Густота нетектонічних тріщин залежить від складу шарів та їх товщини; в міцніших породах і товстіших шарах відстань між тріщинами більша. Нетектонічні тріщини характеризуються частим вклинюванням і заповненням матеріалом вмшуючої або перекиваючої породи.

Крім цього, були виділені планетарні тріщини, орієнтування яких пов'язане не з локальними тектонічними деформаціями, а з планетарними явищами. Такі тріщини вертикальні, вони утворюють системи геометрично правильних блоків. Цей тип тріщин, на думку Г.Л. Поспелова, утворює гратчастий тип структури земної кори. Гратчастими тріщинними структурами пронизані всі осадові товщі, більш молоді відклади наслідують їх від більш древніх.

Вторинні і тектонічні тріщини становлять більшість. Їх тектонічне походження доведено об'єднанням тріщин у системи і тісним зв'язком із характером деформацій, які виникають всередині структур, що розвиваються. Тектонічні тріщини поділяють на тріщини відриву і сколу. Тектонічні тріщини характеризуються великою довжиною, групуються у витримані за розрізом і площею системи і розташовуються перпендикулярно, під кутом або паралельно напластуванню.

Численними даними по ряду районів доведено, що кількість відкритих і бітумних тріщин значно переважає кількість закритих тріщин.

Дослідження тріщинуватості гірських порід дозволили встановити ряд закономірностей їх розповсюдження і розвитку.

Тектонічні тріщини, як уже зазначалося, групуються у певні системи. Кожна із систем характеризується певними показниками тріщинуватості, які в межах даної системи майже однакові. В гірських породах найбільш характерна наявність двох взаємно перпендикулярних (або близьких до них) систем тріщин.

Вивчення закономірностей розвитку тріщинуватості на структурах різного типу показали, що на складчастих структурах інтенсивність деформацій гірських порід зростала від периферії до купола, тоді як на платформних підйомах інтенсивність деформації зростала від прикупольної частини структури до периферії.

Встановлено також зв'язок між тріщинуватістю гірських порід і різними формами диз'юнктивних дислокацій усіх рангів. Відповідно до сучасних уявлень процес утворення цих дислокацій має подібність до виникнення тектонічних тріщин і відрізняється лише масштабом явища. Диз'юнктивні дислокації не мають суттєвого впливу на розвинуту регіональну тектонічну тріщинуватість. Як правило, збільшення густоти тріщин (за рахунок утворення тріщин оперення) виникає в безпосередній близькості до лінії порушення в зоні шириною до 10—40 м.

Літолого-петрографічні особливості гірських порід мають важливе значення при встановленні закономірностей розвитку тріщинуватості. Вони суттєво впливають на формування деяких параметрів тріщинуватості (густина тріщин, їх розкриття та ін.).

Важливі тонкозернисті з відсутністю або незначним вмістом теригенних домішок характеризуються наявністю вторинних пустот (каверни, карстові і стилітові порожнини), які розвиваються в системи тріщин. Вторинні пустоти досягають в діаметрі 2—5 мм. Розміри карстових пустот можуть бути досить значними.

У доломітах, особливо нерівнозернистих, часто розвинуті вторинні пустоти, розміри яких нерідко більші, ніж у вапняках.

У мергелях, в основному, переважають дві генерації мікротріщин — мінеральні і відкриті. Теригенні породи характеризуються, по суті, такими генераціями мікротріщин, що і карбонатні.

Для кам'яних солей характерна, як правило, незначна тріщинуватість. Густота тріщин у пластах великої товщини невелика, а в пластах малої товщини густота тріщин зростає. У цих умовах розрізняються ранні мінеральні (заповнені глинисто-карбонатною або глинисто-ангідристовою речовиною), бітумні і відкриті тріщини.

1.2.3. ПЛАСТОВІ ФЛЮІДИ

Нафта — це суміш різних вуглеводневих і неуглеводневих (гетероатомних) сполук. У нафті присутні вуглеводні метанового, нафтенового і ароматичного рядів, які вміщують кисневі, сірчасті та інші сполуки. Співвідношення основних вуглеводневих сполук може бути різним.

Метанові або парафінові вуглеводні (C_nH_{2n+2}) представлені газами (CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10}) в нормальних умовах, рідинами (C_5H_{12} , ... $C_{15}H_{32}$) і твердими тілами ($C_{16}H_{34}$, ...). Парафінові вуглеводні можуть мати або нормальну — у вигляді нерозгалуженого ланцюжка, або ізомеричну — у вигляді розгалуженого ланцюжка будову.

Нафтенові вуглеводні (поліметиленові, циклопарафіни, циклани) мають циклічну будову. Прості моноциклічні сполуки мають загальну формулу C_nH_{2n} . У нафті зустрічаються переважно вуглеводні з п'яти- і шестичленною структурою. У фракціях нафти з високою температурою кипіння трапляються також поліциклічні вуглеводні (C_nH_{2n-2} і C_nH_{2n-4}), які складаються з 2—4 циклів. Більшість нафтових вуглеводнів — рідини, лише високомолекулярні вуглеводні є твердими тілами.

Ароматичні вуглеводні також поділяють на моноарени (бензол і його гомологи C_nH_{2n-6}) та поліарени (C_nH_{2n-12} , C_nH_{2n-18} , C_nH_{2n-24}). Наявність одного або більше бензольних кілець у ароматичних вуглеводнів дозволяє приєднувати (заміщенням атому водню) інші радикали.

Неуглеводневі сполуки нафти — це, в основному, органічні сполуки кисню, сірки і азоту.

Кисень у нафті утворює кілька груп сполук: нафтові (нафтенові і жирні) кислоти, феноли і кетони. Найбільш поширені нафтенові кислоти, які є похідними нафтових вуглеводнів, де атом водню замінений на карбоксильну групу $COOH$.

Сірка в нафті може зустрічатися в малих кількостях у вільному стані, у вигляді сірководню, розчиненого в нафті, і в органічних сполуках. Вміст сполук сірки в 10—12 разів перевищує загальний вміст самої сірки. Серед сполук сірки відомі меркаптани, сульфіді, дисульфіді та циклічні сполуки (тіофани і тіофени).

Меркаптани (тіоспирти, тіоли) — це сполуки, в яких до вуглеводневого радикала приєднано групи SH . Сульфіді (тіоефіри, тіоалкани) мають будову типу $R-S-R$, де R — радикал метанового або ароматичного ряду вуглеводнів. Дисульфіді мають будову $R-S-S-R$. Тіофани і тіофени є циклічними сульфідими, де в кільці один атом вуглецю замінений на атом сірки.

Сполуки сірки у нафті вважаються шкідливими домішками, що знижують якість продуктів переробки, викликають корозію обладнання і спричиняють отруєння повітряного басейну.

Серед азотних сполук виділяють нейтральні (аміни, піридини, хіноліни) та основні (індоли і карбазоли, окремі піроли).

Смоли та асфальтени є найбільш складними сполуками нафти, де вуглеводневі радикали пов'язані між собою, а також із сіркою, киснем і азотом. Вміст смолисто-асфальтенових речовин у нафті коливається від 1—2 до 60—70%. Молекулярна маса смол становить 500—1000 г/моль, а асфальтенів 1000—6000 г/моль. Смоли мають напіврідку консистенцію, а асфальтени є порошкоподібними речовинами і нерозчинні в легких вуглеводнях. Смол у нафті значно більше, ніж асфальтенів. Смоли під дією різних факторів (при нагріванні, під дією світла та ін.) можуть перейти в асфальтени.

Газові конденсати мають склад, аналогічний складу нафти, однак у них відсутні асфальтени і мало смол.

За переважаючим вмістом тих або інших вуглеводнів нафти поділяють на групи: метанові, метано-нафтенові, нафтенові, метано-нафтенно-ароматичні і нафтенно-ароматичні. Розрізняють також інші класифікації нафт: за вмістом твердих парафінів — малопарафінові (до 1,5%), парафінові (1,5—6%) і високопарафінові (понад 6%); за вмістом сірки — малосірчасті (до 0,5%), сірчасті (0,5—2%) і високосірчасті (понад 2%); за вмістом смолистих речовин — слабосмолисті (до 8%), смолисті (8—28%), сильносмолисті (понад 28%) і т. ін.

Природний газ — це суміш різних, головним чином вуглеводневих газів: метан (CH_4), етан (C_2H_6), пропан (C_3H_8), бутан (C_4H_{10}) та ін. Основною складовою частиною природного газу є метан, вміст якого здебільшого перевищує 80—90% і досягає 97—99%. Тільки в газах, розчинених у нафті, частка метану може зменшуватись і бути нижче 60%. Домішками до вуглеводневих газів можуть бути азот, водень, сірководень, вуглекислий газ та інертні гази (гелій, аргон та ін.).

Гази, які вміщують в 1 м³ понад 100 г важких вуглеводневих газів (етан, пропан та ін.), називають «багатими», а менше 100 г — «сухими».

Хімічний склад природних газів залежить від типу родовища.

Вода в гірських породах може перебувати у зв'язаному та вільному станах. У залежності від природи зв'язуючих сил воду поділяють на капілярно зв'язану, в якій переважають капілярні сили; адсорбційно зв'язану, яка утримується молекулярними силами на поверхні скелета породи; плівочно зв'язану, що покриває гідрофільні ділянки поверхні скелета породи. Зв'язана вода суттєво впливає на характер руху рідин і газу в пластах.

Вільну пластову воду за розміщенням відносно нафтогазоносних горизонтів називають *верхньою*, якщо вона насичує пласт, розташований вище продуктивного; *нижньою*, якщо насичує пласт, розташований нижче продуктивного; *підшовною*, якщо вода заповнює пласт-колектор під покладом нафти або газу; *проміжною*, якщо насичує пропласток у продуктивному пласті.

Характеристика пластових вод визначається загальною мінералізацією води, вмістом основних іонів та іншими показниками.

Загальна мінералізація води визначається сумарним вмістом в ній хімічних елементів, їх сполук і газів. У залежності від ступеня мінералізації, оцінюваного сухим залишком після випаровування води при температурі 105—110 °С, пластові води поділяють на прісні з вмістом солей менше 1 г/л; слабосолоні з вмістом солей 1—5 г/л; солоні 5—10 г/л; сольові 10—50 г/л і розсоли з вмістом солей понад 50 г/л.

Основними іонами в природних водах є аніони Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} і катіони Na^+ , K^+ , Ca^{2+} і Mg^{2+} . Інші належать до числа мікрокомпонентів, найважливішими з яких є J^- , Br^- і NH_4^+ . У залежності від переважаючого вмісту тих або інших іонів пластові води, за В.А. Суліним, поділяють на сульфатно-натрієві, гідрокарбонатно-натрієві, хлормagneїєві і хлоркальцієві. Кожний з цих типів вод підрозділяється на групи: гідрокарбонатні, сульфатні, хлоридні.

Для пластових вод нафтогазових родовищ характерний підвищений вміст іонів йоду, бромі, амонію і нафтенічних кислот. За хімічним складом це хлоркальцієві розсоли із загальною мінералізацією 50 г/л і більше. Води нафтових родовищ бувають кислими і лужними гідрокарбонатно-натрієвого, а інколи хлоридно-сульфатно-натрієвого складу.

Пластові води вміщують розчинений газ. Найбільш часто зустрічаються природний газ, азот і вуглекислий газ.