

ПОШУКОВІ ГЕОЛОГІЧНІ ПЕРЕДУМОВИ ТА ОЗНАКИ

1. Пошукові передумови

Пошуковими геологічними передумовами (критеріями) можна вважати такі геологічні факти, які прямо або опосередковано вказують на *можливість* виявлення в тих, або інших умовах різних корисних копалин. Від критеріїв необхідно відрізнити пошукові геологічні ознаки, тобто конкретні факти, що вказують на присутність корисної мінералізації в районі, наприклад, наявність уламків золотоносного кварцу, скарнів зі свинцево-цинковою мінералізацією і т.д.

Усі родовища корисних копалин можна розглядати як геологічні тіла, що виникли у зв'язку з різноманітними процесами, що протікали в земній корі, і тісно пов'язані з історією геологічного розвитку тих її ділянок, де вони проявлені. Усі геологічні науки: історична геологія і вчення про фації, петрографія осадових, вивержених і метаморфічних порід, геоморфологія і геотектоніка, геохімія і вчення про корисні копалини – тією чи іншою мірою розкривають закономірності, що визначають накопичення і розподіл корисної речовини в гірських породах. Аналіз, вивчення і використання цих закономірностей у практичних цілях складають одну з головних задач вчення про пошуки і розвідку родовищ корисних копалин. Геологічні пошукові критерії, які виявляються при вивченні таких закономірностей, групуються за основним фактором, якій визначає умови локалізації і концентрації корисної копалини.

При виявленні пошукових передумов аналізуються рудоконтролюючі фактори: стратиграфічні, літолого-фаціальні – сприятливі для зруденіння розрізи товщ, свит, фаціальні типи відкладів; магматичні – рудоносні інтрузиви, штоки, дайки, їхні приконтартові зони, експлозивногідротермальні брекчії, вулканоплутонічні споруди; структурно-тектонічні – рудоносні складчасті, вулканотектонічні структури, розломи, що підводять, розподіляють і локалізують рудну речовину, зони розсланцювання, а також геохімічні і геоморфологічні фактори. Враховуються дані формаційного аналізу геологічних утворень регіону і ерозійний зріз рудоносних структур. Таким чином, пошукові передумови поділяються на: стратиграфічні, фаціально-літологічні, структурно-тектонічні, магматичні, геохімічні, геоморфологічні. Але всі природні процеси взаємозалежні і важко відділити їх один від одного: літогенез і тектогенез, тектогенез і вулканізм, утворення деформаційних структур і генезис рельєфу Землі і т.д. Значення їх у різних умовах далеко не рівноцінно, тому доцільно роль кожного з геологічних пошукових критеріїв розглядати роздільно, хоча в польовій роботі більшість з них застосовується комплексно. При такому підході буде ясно, в якій геологічній обстановці можна використовувати ту чи іншу групу пошукових передумов. В природних умовах повинні виявлятися всі геологічні критерії і, насамперед, при геологічній зйомці.

1.1. Стратиграфічні передумови.

До цієї групи відносяться геологічні факти, пов'язані, в першу чергу, з віком різних свит або датованих стратиграфічними даними інтрузій, що містять у собі корисну копалину. При цьому мається на увазі вік, обґрунтований надійним палеонтологічним матеріалом. У теперішній час вікові, стратиграфічні критерії все ширше обґрунтовуються даними визначень абсолютного віку магматичних, метаморфічних і осадових порід.

Багато корисних копалин зустрічаються переважно у відкладах того або іншого віку і не зустрічаються, або рідко зустрічаються в осадах іншого віку. Для великої групи важливих корисних копалин, таких, як вугілля, залізна і марганцева руди, фосфорити, боксити та ін., ці закономірності витримуються в межах усєї земної кулі і як би фіксують продуктивні періоди. Невелика частина корисних копалин приурочена практично до відкладів тільки одного віку; так, усі промислові родовища слюди і графіту мають докембрійський вік.

Стратиграфічні передумови відбивають зв'язок родовищ із певними відрізками в історії Землі, в окремих випадках характеризують зв'язок родовищ із певними стратиграфічними підрозділами (системами, ярусами, свитами, горизонтами земної кори). Стратиграфічні передумови можна поділити на глобальні, регіональні і локальні.

Глобальні стратиграфічні передумови стосуються всіх типів родовищ. Вони виражаються в глобальних металогенічних (мінералогічних) епохах зруденіння, специфічних для кожного типу корисної копалини. Глобальні епохи зруденіння охоплюють усю історію розвитку земної кори - від архею до теперішнього часу. Протягом геологічних епох відбувалася зміна видів корисних копалин і типів родовищ (рудних формацій).

Еволюцію зруденіння можна показати на прикладі залізородних родовищ. Найбільш крупні родовища заліза з'явилися наприкінці архею і в палеопротерозої. Це залістисті кварцити, які були утворені хемогенно-осадовим шляхом і згодом піддані регіональному метаморфізму амфіболітової фації.

Другий пік зруденіння припадає на границю девону і карбону, у цей час виникли герцинські магматичні родовища титаномagnetитів і скарнові родовища magnetитових руд. Третій пік виник у палеогені, у цей час утворювалися осадові родовища оолітових залізних руд. Подібні металогенічні епохи і еволюція типів зруденіння в часі характерні для більшості видів корисних копалин.

Глобальні стратиграфічні передумови відіграють велику роль у виділенні територій, перспективних на пошуки тих чи інших типів родовищ. Наприклад, стратиграфічний діапазон промислових вугільних родовищ обмежений відрізком часу від карбону до верхньої крейди. У докембрійських відкладах пошуки вугільних родовищ безглузді, тому що в той час була відсутня наземна рослинність.

Регіональні стратиграфічні передумови характерні для екзогенних родовищ, приурочених до осадових басейнів. Басейни утворюються в

платформних западинах континентів і шельфів, у западинах крайових і внутрішніх морів, в орогенних западинах, у рифтах. Ті басейни, в яких спостерігається зруденіння, називаються *осадовими рудоносними* басейнами. За своїми розмірами вони зазвичай відповідають мінералогічним провінціям. Рудоносні осадові басейни розділяють за характером осадків (кременисті, теригенні, карбонатні, вуглецеві та ін.), за типом зруденіння (залізородні, соленосні, вугленосні, фосфоритоносні, мідисті та ін.), за віком (докембрійські, палеозойські, мезозойські, кайнозойські).

У теригенних рудоносних басейнах нерідко є домішки вулканогенного матеріалу. Корисні копалини осадового генезису з'являються на різних етапах геологічної історії. Наприклад, вуглисті сланці відомі з нижнього силуру, вугілля – з девону, а оолітові, гідрогетит-шамозит-сидеритові фації – з верхнього протерозою. Однак, до певних періодів геологічної історії приурочене утворення і великої частини деяких магматогенних родовищ, хоча тут віковий фактор часто має підлегле значення.

Локальні стратиграфічні передумови. Тут велике значення має приуроченість корисних копалин до більш дрібних стратиграфічних підрозділів – світ, ярусів, горизонтів. Зазвичай такі закономірності мають місцеве значення – у межах басейну, району. Наприклад, для залізних руд Криворізького басейну суттєво важливе розчленування криворізької серії порід протерозою на три свити і характеристика ознак, які дозволяють виділити середню рудну світу цієї серії та конкретні шари руди.

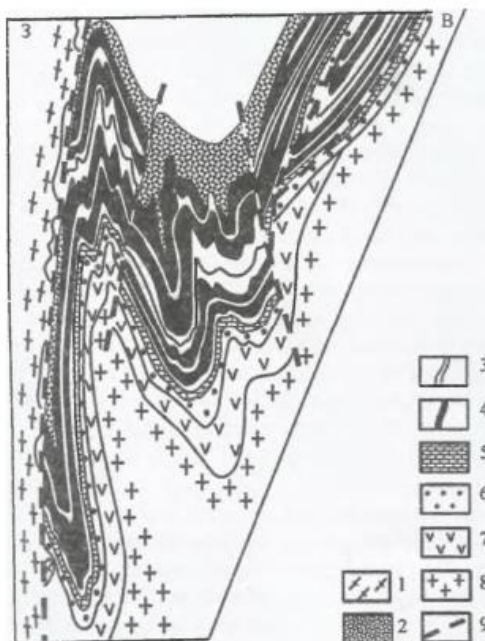


Рис. 1. Геологічний розріз родовища залізистих кварцитів Криворізького залізородного басейну (по Я.Белєвцеву)

1 - мікроклінові граніти; 2 - кварцити верхньої світи; 3 - сланці середньої світи; 4 - залізисті кварцити; 5 - талькарбонатний горизонт; 6 - кварцити нижньої світи; 7 - альбітофіри; 8 - плагіограніти; 9 - розривні порушення

Таким чином, вивчення стратиграфічного розрізу має велике значення при пошукових роботах, оскільки присутність у районі, що досліджується порід тих стратиграфічних горизонтів, які в глобальному або регіональному

масштабі відносяться до продуктивних, може слугувати передумовою пошуків відповідних родовищ.

Стратиграфічна закономірність дозволяє на підставі геологічної карти і розрізів найбільш обґрунтовано вибирати точки закладання розвідувальних виробок, вирішувати питання про закінчення буріння свердловин, обґрунтовано інтерполювати дані між точками спостереження і тим самим розріджувати розвідувальну мережу. Загальновідомо, що розвідка осадових родовищ із чітко вираженим стратиграфічним контролем, як правило, значно простіше, дешевше і достовірніше.

1.2. Літолого-фаціальні передумови

Вони базуються на виявленні і використанні тісних зв'язків корисних копалин з осадовими, вулканогенноосадовими породами певного складу та їх типовими літофаціями. Найбільшу значимість ці критерії набувають при пошуках і прогнозуванні осадового і вулканогенно-осадового зруденіння. Літолого-фаціальні передумови обумовлені тим, що деякі екзогенні родовища утворюються в певній фізикогеографічній і кліматичній обстановці, тобто в певних фаціальних умовах, які встановлюються в основному за літологічним складом гірських порід і за викопною фауною. Крім того, при дослідженні фацій враховується геологоструктурна обстановка. Результатом вивчення фацій є палеогеографічні карти.

У загальному випадку фації поділяються на континентальні і морські. Для *континентальних* умов характерні перерви в осадконакопиченні, наявність кір вивітрювання і карсту, палеонтологічні знахідки наземних тварин, залишки наземних рослин, червоноколірний вигляд уламкових порід. У корах вивітрювання утворюються залишкові родовища заліза, марганцю, нікелю, хрому і бокситів. При вивітрюванні може відбуватися місцеве перенесення рудного матеріалу, що збільшує інтенсивність і масштаби зруденіння. Легко розчинні сполуки мігрують, створюючи інфільтраційні родовища. Тип родовищ залежить від субстрату, що підданий вивітрюванню. У континентальних умовах на рівнинах або в депресіях за рахунок вуглефікації рослинних залишків виникли всі вугільні родовища, а також мезозойські і кайнозойські родовища бурого вугілля і торфу, що не досягли стадії вуглефікації. В озерних умовах на континентах іноді відкладаються галіт або борати, що мають практичне значення.

Морські фації встановлюються за наявністю морської фауни, в основному мікрофауни; за присутністю хемогенних і органогенно-хемогенних осадків, таких як карбонати, сульфати, опоки, викопні солі; за шаруватістю уламкових порід (пісковиків, алевролітів, аргілітів). У вулканічних породах спостерігаються ознаки швидкого охолодження і кристалізації (обсидіан, спіліт, кератофір, пілоу-лави).

Морські фації розрізняються за ступенем солоності води, що залежить від геолого-структурної позиції басейну. В океані та відкритих морях солоність нормальна, у цей час вода містить 3,5% розчинених солей. У затоках при впадінні великих річок вода стає прісною або малосолоною. У напівзамкнених

або замкнених морях в умовах аридного клімату, тобто в лагунових умовах, вода має підвищену солоність, аж до випадіння в осадок солей при випаровуванні води і висиханні басейну.

На шельфі акваторій, при віддаленні від берега, утворюються марганцеві родовища, що представлені родохрозитом. При наближенні до берегової лінії і підвищенні окисного потенціалу карбонатні руди змінюються оксидними (Нікопольське та інші родовища).

У замкнених басейнах при надходженні в них рудоносних розчинів з навколишніх територій утворюються числені стратиформні родовища. У теригенних відкладах поширені мідні родовища, у карбонатних відкладах переважають свинцево-цинкові родовища. Із кременистими хомогенними осадами асоціюють залізисті кварцити і золоторудні родовища. У районах вулканічної діяльності в басейнах з'являються осадові хомогенні родовища поліметалів, заліза, марганцю, бариту.

В аридному кліматі, в умовах інтенсивного випаровування води утворюються евапоритові відклади, що включають галоїдні (сульфатні і хлоридні) сполуки. Вони складають родовища калійно-магнієвих солей і галіту.

На межі континенту і океану в прибережно-морських умовах і в дельтах річок утворюються осадові родовища залізних оолітових руд. Залізо-марганцеві конкреції належать до глибоководних фацій дна океанів. Загальновідома схема фаціального профілю М.Н.Страхова при переході від континенту до океану (рис.2). Зі схеми можна визначити, що кременисті породи (опоки), горючі сланці, марганцеві і фосфорні руди, а також глауконіт утворюються в морських умовах на шельфі. Залізні оолітові руди формуються в прибережно-морських умовах (Керченське, Аятське) і в дельтах річок (Лісаковське). Вугільні родовища (паралічний тип вугілля) у прибережних рівнинах поширені на континентах. Родовища кори вивітрювання розташовані на пенепленах – рівнинних територіях, які стійкі протягом тривалого відрізка часу, достатнього для утворення кір вивітрювання. Літологічні дослідження реалізуються у вигляді схем будови осадової товщі, літологічних карт, профілів і розрізів. На підставі цих матеріалів визначають конкретні загальні і локальні закономірності розміщення осадових родовищ корисних копалин у даному районі або басейні, керуючись якими вирішують пошукові і розвідувальні задачі: де проводити пошукові роботи, як розміщувати розвідувальні виробки, як інтерполювати дані між розвідувальними точками і екстраполювати їх за межі контуру, що утворений цими точками.



Рис. 2. Фаціальний профіль осадоутворення в умовах гумідного клімату (за Н.М. Страховим)

Наявність літологічних схем, карт і профілів обов'язкова для науково обґрунтованого проведення пошуків і розвідки осадових родовищ і узагальнення отриманих матеріалів. Літолого-фаціальні передумови повинні розглядатися в комплексі зі стратиграфічними. Однак, область застосування фаціально-літологічних передумов не обмежується пошуками екзогенних руд, але поширюється також і на руди ендегенного утворення. Для пошуків таких корисних копалин цікаві карбонатні породи, в яких інтенсивно утворюються різноманітні метасоматичні гіпогенні руди. Так, більшість скарнів локалізується у вапняках, а разом зі скарнами відкладаються руди заліза, міді, вольфраму, молібдену, олова, свинцю, цинку і золота. Особливо сприятливі карбонатні породи для локалізації свинцево-цинкових руд. З карбонатними товщами пов'язана частина родовищ флюориту, бариту, магнезиту та ін. Піщаносланцеві товщі в багатьох місцях вміщують олов'яні і олов'яно-вольфрамові руди.

Майже всі родовища мусковіту і флогопіту, а також графіту залягають у давніх метаморфічних сланцях. У кварцитах концентруються родовища оптичного кварцу і п'єзокварцу.

Крім того, літолого-фаціальні передумови широко застосовуються для пошуків корисних копалин, які самі є основними представниками певних фацій (вапняки, глини, крейда, піски і т.д.). Усі такі породи повинні фіксуватися на геологічній карті і розрізах до неї, тому що стадія пошуків цих порід практично відсутня, і геологорозвідувальні роботи починаються з геолого-економічного обстеження родовищ цієї мінеральної сировини. Доцільність розробки подібних родовищ визначається в основному не геологічними, а техніко-економічними факторами.

1.3. Структурно-тектонічні передумови

Вони полягають у вивченні особливостей тектонічної будови земної кори, що визначають умови локалізації родовищ. Історія розвитку основних геотектонічних структурних елементів (геосинкліналей, платформ, областей активізації) принципово різна. Тому і родовища корисних копалин, що розташовані у їхніх межах, суттєво відрізняються як за складом, так і за передумовами, які використовуються для оцінки перспектив цих родовищ.

Для платформ характерний розвиток переважно різноманітних осадових родовищ і родовищ вивітрювання. До таких територій приурочені ті ендегенні родовища, які пов'язані з основними, ультраосновними і лужними виверженими породами.

Геосинклінальні області вміщують, головним чином, різноманітні за мінералізацією ендегенні родовища. Первинно-осадові родовища тут піддані значним вторинним змінам, глибокому метаморфізму, іноді руйнуванню. Найбільші нафтоносні і вугленосні басейни приурочені до крайових і передових прогинів, тобто до областей, перехідних від геосинкліналей до платформ.

Структурно-тектонічні передумови можуть бути пов'язані з тектонічними структурами різного порядку – від регіональних глибинних розломів і зон складчастості до окремих елементів складок, дрібних розривних порушень, зон тріщинуватості. Регіональні тектонічні структури виступають як фактор, що контролює проявлення магматизму, розміщення масивів вивержених порід і пов'язаних з ними родовищ корисних копалин. В цьому відношенні приділяється велика увага рифтовим зонам, як океанічним, так і міжконтинентальним. Підлеглі структури можуть бути, з одного боку, рудопідвідними, а з іншого – сприятливими для локалізації рудної мінералізації. Особливо велике значення вони мають для виявлення ендегенних родовищ і родовищ рідких і газоподібних корисних копалин. Досить часто просторове розміщення родовищ контролюється диз'юнктивною тектонікою, тобто розривними порушеннями різного порядку. Насамперед, слід зазначити великі і складні зони розломів і зминання, які утворюються по крайовим частинам платформ і межах жорстких масивів, які знаходяться в границях складчастих областей. Вони мають регіональний характер; їхня довжина іноді досягає декількох тисяч кілометрів, ширина – десятків і сотень кілометрів. Зазначені зони контролюють просторове положення рудних провінцій і рудних поясів. Наприклад, із глибинними регіональними розломами, розташованими в фундаменті платформ, пов'язані родовища алмазів Південної Африки, Сибіру, Бразилії; золоторудні і уранові в Канаді; сульфідні мідно-нікелеві Норильської групи і Кольського півострова. З таким же типом структур пов'язаний мідно-поліметалевий пояс Скелястих гір Північної Америки, що простягається на 1500 км, і має ширину близько 100 км.

До розривних структур менших масштабів також можуть бути приурочені родовища багатьох типів корисних копалин. Великі скиди, зсуви і насуви по відношенню до складок бувають згідні або січні. Їхня довжина

обчислюється десятками і першими сотнями кілометрів. Такі порушення є рудопідвідними, а самі родовища розташовані в структурах другого і третього порядку. Прикладом подібного структурного контролю є рудні пояси на Уралі, у Середній Азії і ін. Локальні структури більш дрібного порядку можуть контролювати окремі родовища, а також рудні стовпи в межах рудних тіл. Наприклад, відомо, що рудні тіла часто залягають у шарнірах складок, зонах дроблення, тріщинах різноманітного генезису, по площинах відколів, нашарування, розшарування і т.п.

Що стосується плікативної тектоніки, то в складчастих областях особливо сприятливі для локалізації ендегенної мінералізації антиклінальні складки. При цьому великі антиклінальні споруди контролюють рудні провінції або рудні райони, а в межах антиклінальних складок більш високих порядків розташовані окремі родовища. По В.М. Крейтеру, більше 90% рудних поясів складчастих областей пов'язані з антикліноріями і антикліналями. Частина родовищ може бути приурочена до перегинів шарнірів складок і вигинам крил, а також до місць їхня перетинання розривними порушеннями.

1.4. Магматичні передумови

Визначаються всіма прямими і опосередкованими геологічними фактами, які вказують на генетичний зв'язок інтрузивних порід з ендегенними родовищами, тобто передбачають взаємозв'язок зруденіння з магматичними тілами – плутонами, екструзивними, субвулканічними тілами, поясами дайок і малих інтрузій. Відповідно до цих уявлень, рудна речовина виноситься із глибин у верхні горизонти земної кори і на поверхню магматичними розплавами і флюїдами, що їх супроводжують.

До основних факторів магматичного зруденіння можна віднести:

- зв'язок ендегенних родовищ із певними типами вивержених і вулканоплутонічних порід;
- закономірне розміщення родовищ відносно магматичних тіл;
- однакові фаціальні-глибинні умови утворення.

Генетичні зв'язки характерні в першу чергу для магматичних родовищ, що асоціюють із ультраосновними, основними і лужними породами. До таких рудних об'єктів відносяться родовища хромітів, титану, міднонікелевих сульфідних руд із платиноїдами, золота, алмазів, цирконію, торію, апатиту, рідкісних земель. Наприклад, дуніт-перидотитові інтрузиви вміщують родовища хромітів із платиноїдами; габро-дуніт-гарцбургітові містять титаномagnetитові, платинові руди; кімберліти-лампроїти – родовища алмазів, а лужно-ультраосновні інтрузиви – апатитові, танталоніобієві, рідкісноземельні руди і алюмінієва сировина – нефелінові сієніти, уртити. Більшість таких родовищ розташовуються в межах інтрузивних масивів. У цьому випадку якісно за мінеральним складом руди не відрізняються від складу вміщуючих інтрузивних порід. Парагенетичний аналіз мінералів магматичних порід і руд вказує на близько-одночасне їхнє

утворення ще в магматичний етап. Ознаками таких генетичних зв'язків магматичних порід і руд є: розміщення руд в інтрузивних тілах та їхніх енто-і екзоконтактах; спільність фаціально-глибинних умов утворення магматичних порід і руд; приуроченість родовищ до інтрузивів, а магматитів і руд – до єдиних структур; близькість мінерального складу руд і магматичних порід; петрохімічні і геохімічні ознаки спільності інтрузивних порід і руд; зближене за часом утворення мінералів інтрузивних порід і руд; однаковий ступінь метаморфізму магматичних порід і руд.

При пошуках промислового зруденіння найважливіше значення має ступінь диференційованості рудоносних магматичних розплавів. Найбільш продуктивними виявляються розшаровані, концентрично зональні і багатофазні інтрузиви. Прикладами розшарованих масивів рудоносного типу є об'єкти Бушвельда, Садбері, Норильська; багатофазні рудоносні масиви центрального типу Кольського півострова (Хібінський, Ловозерський); карбонатитові родовища заліза, рідкісних, благородних і рідкісноземельних елементів (Ковдор на Кольському півострові).

Просторове розміщення і будова родовищ, генетично пов'язаних з інтрузивами і ефузивами, залежать від форми і характеру поверхні плутонів, їхнього розміру, будови, глибини утворення і рівня ерозійного зрізу. При пошуках родовищ корисних копалин, пов'язаних зі становленням основних і ультраосновних інтрузій, важливе значення набувають форми інтрузивів, склад, будова, ступінь диференціації магматичних порід, їхні структурні особливості і характер дна інтрузивних тіл. Цими факторами визначаються, насамперед, закономірності розміщення сульфідних мідно-нікелевих, титаномагнетитових, хромітових рудних покладів, апатитових і магнетитрідкісноземельних із золотом і платиноїдами в карбонатитах.

При пошуках родовищ, пов'язаних з кислими і середніми за складом інтрузіями, велике значення мають різкі вигини контактів інтрузивів, їхнє ускладнення розривами, зонами тріщинуватості, великими апофізами магматитів. Уздовж таких контактів розміщуються пегматитові, метасоматичні поклади, жильноштокверкові тіла сульфідних, мідно-вольфрам-порфірових, скарнових і гідротермальних-жильних золотих, золото-платиноїдно-рідкіснометалевих руд.

Важливе пошукове значення мають площі розвитку рудоносних малих інтрузій, дайкових поясів, де рудні родовища розміщуються в тих самих структурах, що і магматичні тіла. Часто руди оконтурюють штоки і дайки, утворюють кільцеві штокверки або серії жильних світ на контактах і усередині дайок, у тріщинах відколу і відриву. Іноді самі штоки і дайки є рудними тілами, що містять вкраплені руди. Між малими інтрузіями і родовищами існує парагенетичний зв'язок, так як ці інтрузії, і родовища, що з ними асоціюють є самостійними похідними глибоких магматичних осередків. Зазвичай, чим більш різноманітний склад і вік малих інтрузій, на даній площі, тим вона більш рудоносна.

Закономірне розміщення рудних родовищ відносно магматичних тіл найбільш чітко проявляється в зональності зруденіння навколо інтрузивів.

Наприклад, на Корнуольських родовищах в Англії в напрямку від гранітного плутона встановлена наступна закономірність у розподілі родовищ: у самому гранітному масиві розташовані кварц-турмалінові жили з каситеритом; поблизу інтрузива жили крім каситериту містять вольфраміт; трохи далі від інтрузива жили переходять у вольфрамово-мідні зі станіном; ще далі вони набувають халькопїрит-борнітовий склад, а жильні мінерали тут представлені вже кварцом і флюоритом; у наступній зоні з'являється нікелькобальт-уранове зруденіння також із кварцом і флюоритом; потім присутні сульфїди свинцю і цинку зі сріблом і жильні мінерали, що їх супроводжують – кварц і барит; віддалені від інтрузива ділянки зруденіння характеризуються сурмою, а ще далі воно представлене карбонатами заліза і марганцю.

Необхідно відзначити, що магматичні передумови часто мають локальне значення, можуть бути використані в межах даного рудного району або поля і, отже, їх необхідно виявляти, вивчати або перевіряти для кожного нового району.

1.5. Геохімічні передумови

Полягають у вивченні закономірної поведінки хімічних елементів у земній корі, що обумовлені як властивостями самих елементів, так і фізико-хімічною обстановкою і особливостями геологічних процесів. Науковою основою використання геохімічних передумов є положення про міграцію, концентрацію і розсіювання хімічних елементів, закладені і розроблені в роботах В.І. Вернадського, А.Е. Ферсмана, а також їхніх послідовників. Ці критерії важливі не тільки при пошуках родовищ корисних копалин, але і в прогнозуванні зруденіння великих регіонів. При пошуках у першу чергу уточнюються кларки різних порід для встановлення їхнього місцевого фону. Геохімічні передумови допомагають оцінити перспективи зруденіння інтрузивних, ефузивних, осадових і метаморфічних порід, користуючись їхнім хімічним складом.

Дослідження розподілу хімічних елементів у гірських породах має важливе значення при геологічному прогнозуванні і пошуках. Особливості розподілу елементів визначаються характером поширення в породах тих або інших мінералів, а також залежать від форми входження елементів у різні мінерали. Серед основних геохімічних закономірностей, що мають значення для пошукових цілей, можна виділити наступні: поведінка хімічних елементів у процесах ендегенного рудоутворення і, зокрема, в процесах метаморфізму і метасоматозу; поведінка хімічних елементів при екзогенних процесах (у зоні окислення); закономірні парагенетичні асоціації елементів, мінералів і родовищ.

Часто в рудоносних інтрузіях, продуктивних осадових і метаморфічних товщах спостерігається підвищений вміст певних елементів у порівнянні із кларковим. Використовуючи дані про підвищений вміст рудних компонентів, можна віднести певні породи і райони їхнього поширення до потенційно рудоносних. Для пошукових цілей велике значення має поведінка хімічних елементів, сполук, а також їхня асоціацій при змінах середовища в процесах

метаморфізму, метасоматозу в глибинних зонах і окислення в приповерхневій зоні. Геохімічні закономірності, що виявлені в такий спосіб, є підставою для геологічних прогнозів про зміни зруденіння по площі і на глибину.

Виявлення парагенетичних асоціацій, що проявлені на рівні елементів - мінералів - родовищ, має важливе прикладне значення, тому що дозволяє за наявністю одних родовищ (мінералів, елементів) цілеспрямовано шукати і виявляти інші. Приклади, що відбивають відзначені закономірності, численні. Так, серед природних парагенезисів в ендегенних рудних родовищах характерні: для магматичних – платина і хром; для пегматитових – берилій і тантал-ніобій; для кварц-грейзенових – олово, вольфрам і молібден; для осадових родовищ – залізо, марганець; для родовищ кір вивітрювання – залізо, силікатний нікель і т.д.

Парагенезиси мінералів дозволяють виділяти природні мінеральні асоціації і встановлювати відсутні члени парагенетичних рядів. Ця особливість широко використовується при геологічному прогнозі і пошуках (наприклад пошуки корінних родовищ алмазів по піропах, пікроільменіту, оцінка перспектив золотості на основі вивчення мінеральних продуктивних асоціацій), а також при оцінці окислених рудних виходів – по асоціаціях типоморфних мінералів. Так, асоціації вторинних мінералів, що розвиваються по первинним, можуть бути наступні: по галеніту розвиваються англезит і церусит, по сфалериту – смітсоніт і каламін, по арсенопіриту – скородит, по кобальтину – эритрин і т.д.

Найважливіше значення при пошуках має визначення природних парагенезисів елементів. Ці дані використовуються для комплексної оцінки потенційного зруденіння. Досить добре досліджені провідні парагенезиси елементів основних типів рудних родовищ. Наприклад, для золота це срібло, миш'як, вісмут, тілур; для платини – хром, нікель, кобальт, інші елементи платинової групи; для урану – мідь, кобальт, нікель або вісмут, срібло, нікель, кобальт; для поліметалевих руд – срібло, кадмій. Завжди важливе визначення розподілу елементів як у вертикальному розрізі, так і по латералі.

Вивчення зони гіпергенезу має важливе значення при прогнозній оцінці окислених виходів рудних тіл, пошуках родовищ залишкового і інфільтраційного типів. Широкий спектр корисних копалин пов'язаний з хімічними корама вивітрювання (як каолінового, так і латеритного профілю). З ними асоціюють природно-леговані руди заліза, бокситів, золота, силікатно-нікелевої сировини та ін. Інфільтраційні утворення містять руди заліза, марганцю, міді, фосфору, урану, ванадію, бору та ін.

1.6. Геоморфологічні передумови

Визначаються наявністю просторового зв'язку родовищ корисних копалин із давніми і сучасними формами рельєфу. Стосовно рельєфу всі родовища можна розділити на дві групи: рудні об'єкти, пов'язані з формуванням рельєфу (вони включають клас екзогенних родовищ) і рудні об'єкти, що виникли поза зв'язком з рельєфом (ендогенний клас родовищ). У першій групі насамперед

слід виділити ті родовища, які у своєму генезисі пов'язані із сучасним рельєфом або недавніми рельєфоутворюючими процесами. Це розсипи, численні родовища кори вивітрювання, деякі родовища бокситів, родовища глин, пісків, гравію і т.д. Такі родовища зазвичай формувалися в континентальних умовах, особливо кайнозойської ери, і для них геоморфологічні критерії мають основне значення.

Розсипні родовища континентів поділяються на елювіальні, делювіальні, пролювіальні і алювіальні. Визначне промислове значення мають розсипи річкових долин. Серед них виділяються долинні і терасові, а також руслові і косові. Важливого значення набувають і морські розсипи. Дослідження геоморфології конкретних районів у комбінації з палеогеографічним аналізом виявляються досить надійними при виявленні палеорельєфу, давньої річкової мережі і закономірностей розміщення розсипних родовищ. Для виявлення останніх в умовах північних кліматичних зон істотного значення набуває вивчення льодовикових форм рельєфу, що контролюють просторове розміщення розсипів. Це рівною мірою відноситься і до пошуків родовищ піщано-гравійних відкладів та інших пухких будівельних матеріалів.

Геоморфологічні передумови використовуються також при пошуках давніх розсипів і залишкових родовищ кір вивітрювання. У цьому випадку вони застосовуються з літологічними, магматичними, структурними та іншими даними. Наприклад, залишкові силікатно-нікелеві і бокситові родовища. Вони формуються в умовах істотної пенепленізації рельєфу на місці базитів-гіпербазитів з виникненням залишкових силікатно-нікелевих концентрацій промислового значення. У контактах кислих або лужних магматитів з осадовими породами при гіпергенезі формуються збагачені глиноземом породи з утворенням бокситів.

Використання геоморфологічних критеріїв для прогнозу і пошуків гіпогенних і метаморфогенних родовищ, формування яких не залежить від рельєфоутворюючих процесів, може бути також правомірним і мати практичне значення, тому що в рельєфі часто відбиваються різні геологічні утворення, що пов'язані з ендегенними рудоутворюючими процесами. Наприклад, у ряді випадків позитивні форми рельєфу виникають і зберігаються завдяки тому, що рудовміщуючі породи виявляються більш стійкими проти руйнування, у порівнянні з породами, що їх оточують. В цьому відношенні найбільш характерними є зони окварцювання і скарнування. Іноді зони розвитку стійких до вивітрювання жил утворюють своєрідний ребристий і зубчастий рельєф.

2. Пошукові ознаки

Під пошуковими ознаками розуміють геологічні та інші факти, які прямо або опосередковано вказують на наявність або можливість виявлення в конкретному місці проявів корисних копалин.

Виділяються прямі та опосередковані пошукові ознаки. Прямі пошукові ознаки містять у тому або іншому виді рудну речовину і тому вказують на наявність зруденіння. Це, наприклад, рудні уламки, шліхи з рудними мінералами і зони навколорудних змін з наявністю в них корисних мінералів, не говорячи вже про окислені і вилужені виходи самих корисних копалин. Опосередковані пошукові ознаки свідчать лише про можливість виявлення зруденіння.

До *прямих пошукових ознак* відносяться:

- виходи корисної копалини на поверхню;
- первинні ореоли розсіювання корисних мінералів і рудоутворюючих елементів;
- вторинні механічні, літогеохімічні, гідрогеохімічні, біогеохімічні, атмогеохімічні ореоли і потоки розсіювання корисних мінералів і рудоутворюючих елементів;
- сліди старих гірських робіт або переробки корисної копалини і історичні дані про гірський промисел.

Опосередковані пошукові ознаки містять у собі:

- навколорудні зміни гірських порід;
- мінерали-індикатори;
- геофізичні аномалії;
- геоморфологічні ознаки;
- ботанічні ознаки.

2.1. Прямі пошукові ознаки.

Виходи корисної копалини на поверхню або рудні виходи це природні на денній поверхні або штучні (розкриті гірничими виробками і свердловинами) виходи рудного тіла. Вихід корисної копалини на денній поверхні або поблизу її знаходиться під впливом фізичного і хімічного вивітрювання і часто помітно перетворюється в порівнянні з первинними рудами, що утрудняє його визначення. Стосовно агентів вивітрювання рудні виходи можна розділити на три групи.

Перша група рудних виходів складена мінералами, які практично стійкі в зоні вивітрювання. До цієї групи можна віднести родовища оксидів марганцю, бокситів, хромітів, каситериту, а також руди вольфраміту, ртуті, золота, платиноїдів і ряд інших родовищ, що складені фізично і хімічно стійкими мінералами. Але навіть дуже стійкі мінерали за певних умов можуть злегка перетворюватися. Так, золото може частково мігрувати на невелику глибину, кіновар у рідких випадках окислюється з появою

крапельок ртуті. По виходах родовищ першої групи можна судити про склад руд на глибині.

До *другої групи* відносяться рудні виходи, у яких рудні мінерали окислюються, але залишаються на місці і переходять в іншу мінеральну форму. Так, мінерали заліза (магнетит, гематит, сидерит, пірит та ін.) можуть окислитися до гідрогематиту або лімоніту, карбонати марганцю переходять у піролюзит, галеніт заміщується церуситом, англезитом та іншими мінералами, арсенопірит – скородитом. Якщо руда супроводжується мінералами, які вилуговуються при вивітрюванні, то вміст корисних компонентів може зрости. Саме так утворилися багаті руди Курської Магнітної Аномалії (КМА) із залізистих кварцитів за рахунок вилугування кварцу. Взагалі, збагачені залізом руди або гірські породи часто дають «залізні шляпи», складені переважно з оксидів і гідроксидів заліза. За вмістом мікроелементів можна визначити, за рахунок чого виникла «залізна шляпа» – залізистих кварцитів, ультраосновних порід або сульфідних руд.

До *третьої групи* відносяться руди, складені нестійкими мінералами, які розчиняються і в основному розсіюваються. Сульфіди міді і цинку перетворюються в легко розчинні сульфати і виносяться із зони окислення. Частина міді може дати незначні скупчення малахіту, азуриту, хризокולי та ін. Сульфат цинку виноситься, але при наявності карбонатів може реагувати з ними з появою нижче зони окислення покладів смітсоніту і каламіну. Сульфіди і арсеніди нікелю також розсіюваються, залишки нікелю можуть дати примазки анабергиту, кобальту – примазки еритрину. Подібні примазки є гарною пошуковою ознакою і можуть вказувати на присутність промислових руд на глибині.

Первинні ореоли розсіювання корисних мінералів і рудоутворюючих елементів виникають у породах, що вміщують руди, і є більш-менш ізометричними ділянками, що оточують родовище і збагачені в процесі рудоутворення рядом хімічних елементів. Ореоли первинного розсіювання можуть утворюватися одночасно з виникненням рудних концентрацій в навколорудних метасоматитах і жильних утвореннях (сингенетичні), а також і в більш пізній час (епігенетичні). Для перших розподіл хімічних елементів характеризується плавним підвищенням концентрацій у напрямку до рудних тіл. Це, в основному, магматичні і осадові родовища. Дані ореоли представлені тонкодисперсними мінеральними і геохімічними асоціаціями рудних мінералів і хімічних елементів, що утворюють своєрідні «чохли» навколо рудних тіл.

Епігенетичні ореоли супроводжують накладені родовища, які утворюються в результаті процесів, що відбуваються у середовищі раніше сформованих вміщуючих порід. Типовими представниками цих утворень є, наприклад, пегматитові, жильні гідротермальні родовища та ін. Ореоли, що формуються в процесі епігенетичного рудоутворення поділяються на дифузійні, інфільтраційні і дифузійно-інфільтраційні. Як і рудні поклади, епігенетичні ореоли приурочені до рудовміщуючих структур і часто відрізняються незгідним положенням стосовно вміщуючих порід. Оскільки

міграція компонентів у сторони від рудних тіл, що формуються, залежить від ряду факторів – їхньої рухливості, складу фільтруючих розчинів, властивостей середовища, фізико-хімічної обстановки та ін., – будова цих ореолів, співвідношення елементів в них бувають досить складними.

За положенням щодо денної поверхні виділяють відкриті первинні ореоли, які виходять на денну поверхню, і сховані, що не виходять на поверхню. Останні доцільно підрозділяти на сліпі (нерозкриті ерозією ореоли) і поховані (перекриті чохлам алохтонних відкладів).

Розміри первинних ореолів знаходяться в прямій залежності з масштабами рудних скупчень, від концентрації в них корисних компонентів і від ступеня прояву навколорудних метасоматичних процесів. У цьому зв'язку, склад і форма ореолів, тобто ступінь і характер розсіювання залежать, в свою чергу, від геохімічних особливостей елементів, що входять до складу ореолів; від будови, морфології, умов залягання, складу і генетичних особливостей рудних тіл, а також від фізико-хімічних особливостей і умов залягання вміщуючих порід.

Велике значення для утворення первинних ореолів розсіювання має міграційна здатність елементів, що залежить від їхніх геохімічних особливостей, таких як можливість елементів утворювати іони різної валентності; основні і кислотні властивості елементів, які визначаються відношенням радіусів і валентності іонів; будова природних хімічних сполук елементів, що визначають їхню проникність; енергію кристалічних ґрат природних сполук, від якої залежить їхня розчинність.

Відповідно до різного ступеня прояву тих або інших властивостей елементів встановлено, наприклад, що за інших рівних умов зі збільшенням валентності зростає міграційна здатність сірки, міді, миш'яку, урану, ванадію, хрому і деяких інших елементів, а заліза, марганцю, кобальту – зменшується. Відомо, що найбільш широкі ореоли навколо рудних тіл утворюють ртуть, сурма, миш'як, цинк, молібден, тобто елементи, що мають підвищену міграційну здатність.

Глибина проникнення рудної речовини у вміщуючі породи в значній мірі залежить також від того, якими рудами представлене рудне тіло: наприклад, такі елементи, як мідь, свинець, барій, утворюють досить вузькі ореоли розсіювання (одиниці метрів) при суцільному зруденінні; а при вкрапленому – ореоли розсіювання зазначених елементів досягають багатьох десятків і навіть сотень метрів.

Поряд з іншими факторами, розміри і будова первинних ореолів розсіювання багато в чому залежать від форми і будови самих рудних тіл: навколо поодиноких простих жильних тіл ореоли розсіювання утворюють облямівки, що продовжуються по простяганню і повстанню за межі таких тіл (рис. 4); навколо зближених рудних тіл, а також тіл, що характеризуються складною морфологією, первинні ореоли розсіювання мають, зазвичай, складні обриси (рис. 5).

Важлива особливість первинних ореолів – їхня зональна будова. Відносно рудного тіла виділяють осьову, поздовжню і поперечну

зональність. Осьова зональність виявляється за напрямком передбачуваного руху рудоутворюючих розчинів. Поздовжня геохімічна зональність спрямована по простяганню покладів, а поперечна визначається вхрест простягання рудних тіл і рудно-метасоматичних зон.

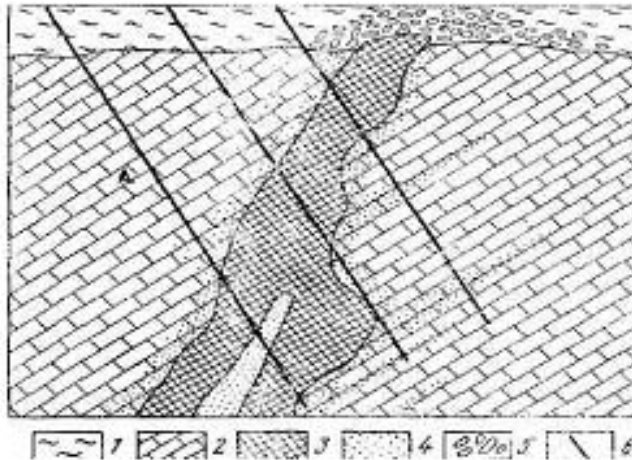


Рис. 4. Схема будови ореолу розсіювання навколо поодинокого рудного тіла.

1 – алювіальні відклади; 2 – вапняки, що вміщують зруденіння; 3 – рудне тіло; 4 – первинний ореол розсіювання; 5 – вторинний ореол розсіювання; 6 – свердловини

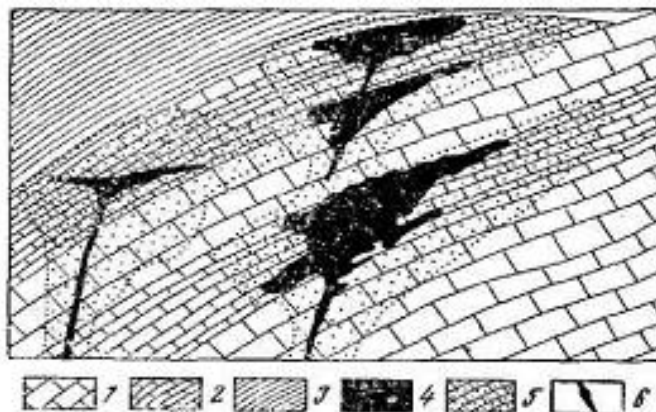


Рис. 5. Схема будови первинного ореолу розсіювання навколо зближених рудних тіл.

1 – масивні щільні вапняки; 2 – шаруваті тріщинуваті вапняки; 3 – глинисті сланці; 4 – рудні тіла; 5 – первинний ореол розсіювання; 6 – рудні прожилки

Причини виникнення зональності можна визначити закономірною зміною в просторі складу і концентрації елементів із віддаленням від рудних тіл. Найчастіше встановлюється зональність розподілу елементів в ореолах постмагматичних родовищ. Це пояснюється фізико-хімічними умовами утворення родовищ, але, головним чином, різними швидкостями переміщення іонів у розчинах, тобто їхньою рухливістю. Незалежно від способу проникнення рудної речовини у вміщуючі породи (інфільтраційний або дифузійний), швидкості переміщення елементів різні і визначаються їхнім іонним потенціалом. У зв'язку з цим, у процесі утворення ореолу

елементи проходять різні відстані і, відповідно, зонально розташовуються навколо рудних тіл.

Практичне значення зональності первинних ореолів визначається тим, що вона дозволяє оцінювати природу ореолу, прогнозувати не тільки наявність схованого зруденіння, але й визначати положення можливого рівня його локалізації. Характерний приклад будови первинного ореолу розсіювання постмагматичного родовища наведено на рисунку 6.

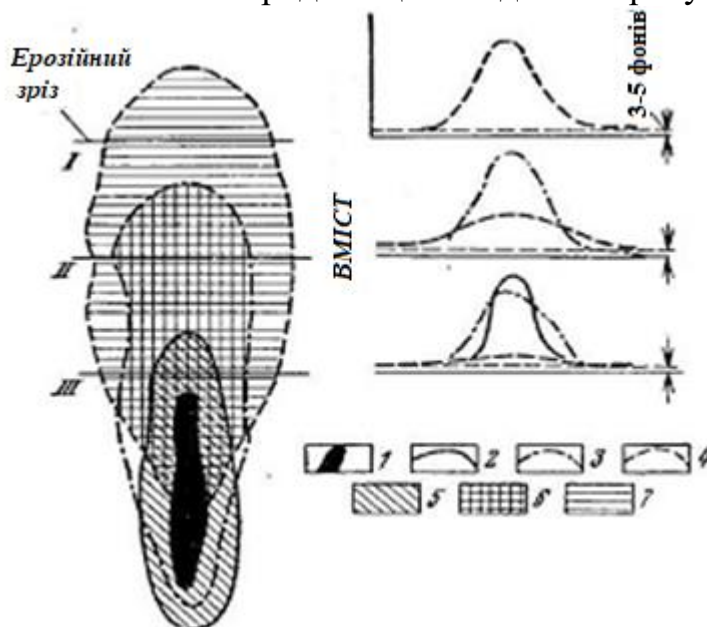


Рис. 6 Схема будови найпростішого ореолу первинного розсіювання постмагматичного родовища (розріз).

1 – рудне тіло; 2 – границя близької зони (III) ореолу розсіювання за вмістом 3-5 фонів; 3 – те ж, середньої зони II; 4 – те ж, далекої зони (I); 5 – площа ореолу розсіювання елементів близької зони; 6 – те ж, середньої зони; 7 – те ж, далекої зони.

Таким чином, найбільше значення первинні ореоли розсіювання тонкодисперсних мінералів і рудних елементів набули при пошуках і прогнозуванні родовищ, що не виходять на денну поверхню. Їхнє використання в геохімічних методах пошуків суттєво підвищує ефективність пошукових робіт.

Вторинні ореоли і потоки розсіювання корисних мінералів і рудоутворюючих елементів виникають при руйнуванні родовищ корисних копалин та їхніх первинних ореолів під впливом фізичного і хімічного вивітрювання з наступним переміщенням і розсіюванням рудної речовини. Ореоли характеризуються ізометричною формою в плані, у потоків витягнута форма, обумовлена переміщенням продуктів руйнування постійними або тимчасовими водотоками, рідше іншими агентами.

Прогнозно-пошукова значимість вторинних ореолів визначається тим, що вони мають розміри, що набагато перевищують об'єми рудних тіл, і дозволяють з меншими зусиллями знаходити рудні об'єкти. Тому вторинні ореоли і потоки розсіювання корисних мінералів і рудоутворюючих елементів віднесені до прямих пошукових ознак. Вони виникають на

родовищах будь-якого мінерального складу і генетичного типу і формуються в ґрунтах, пухких відкладах, у ґрунтових і поверхневих водах, рослинах, у ґрунтовому і приповерхньому повітрі. Це відбиває їхню унікальність як прямих ознак зруденіння і створює широкі можливості для реалізації пошуків промислових скупчень корисних копалин.

Вторинними ореолами і потоками розсіювання можна назвати зони підвищених вмістів хімічних елементів, характерних для даного родовища, що розвиваються в алювіальних, еолових, льодовикових та інших відкладах; річкових, озерних і підземних водах на шляхах твердого і водного стоків. У напрямку стоку вміст хімічних елементів зменшується, поступово наближаючись до значень, що відповідають місцевому геохімічному фону.

Вміст елементів у потоці розсіювання в першу чергу залежить від положення рудних тіл, їхніх первинних і вторинних ореолів у місцевому басейні денудації. Родовища, які виведені на рівень денудаційного зрізу, у сприятливих умовах утворюють літохімічні потоки розсіювання довжиною більш кілометра. Відмінності в міграційній здатності елементів, а також різні кількісні співвідношення між елементами в складі руд і первинних ореолів визначають вибір елементів-індикаторів, за якими проводяться літохімічні пошуки по вторинних ореолах і потоках розсіювання. Із усього різноманіття типів ореолів і потоків розсіювання найбільш розповсюджені і мають велике практичне значення річкові потоки розсіювання.

Характер і ступінь руйнування родовища, а також фазовий стан продуктів руйнування визначає розподіл вторинних ореолів і потоків розсіювання на механічні, сольові, водні (гідрогеохімічні), газові (атмогеохімічні) і біогеохімічні.

Механічні ореоли і потоки розсіювання виникають у всіх типах пухких відкладів від елювіальних до льодовикових при руйнуванні хімічно стійких у зоні гіпергенезу корисних копалин. За крупністю і агрегатному стану продуктів руйнування вони поділяються на крупноуламкові – рудні розвали, валуни, галька розміром до десятків сантиметрів у діаметрі серед елювіально-делювіальних, річкових і льодовикових відкладів; шліхові або піщано-гравійні – розміри рудних зерен важких фракцій пухких утворень від десятих часток до перших міліметрів; тонкодисперговані (глинисті) – розміри рудних зерен від сотих до тисячних часток міліметра.

Механічні елювіальні ореоли розсіювання зазвичай характеризуються перевагою великоуламкового матеріалу, особливо якщо утворюються за рахунок міцних, стійких проти хімічного вивітрювання руд, що залягають у більш пухких вмичуючих породах. При цьому продукти руйнування останніх швидше подрібнюються і виносяться за межі ореолу, а рудні брили і уламки залишаються на місці і свідчать про наявність руд у корінному заляганні. Такі ореоли розсіювання утворюються за рахунок руйнування магнетит-гематитових, титаномagnetитових, пегматитових, скарнових, корундових, і подібних родовищ. Ореоли розсіювання, які утворюються за рахунок руд, стійких хімічно, але менш міцних, (золоторудні, оловорудні та ін.),

характеризуються меншою крупністю рудних уламків. У цих випадках, крім крупноуламкових, значну роль відіграють шліхові ореоли. Форми елювіальних механічних ореолів розсіювання визначаються контурами виходів рудних тіл на поверхню корінних порід, але їхні розміри зазвичай більші в порівнянні з виходами рудних тіл; рудні уламки переміщуються в сторони від рудного тіла на відстань іноді до десятків метрів.

Делювіальні механічні ореоли і потоки розсіювання утворюються за рахунок фізичного вивітрювання рудних тіл і переміщення продуктів руйнування по схилу. При цьому рудні уламки перемішуються з безрудними і тією чи іншою мірою подрібнюються. Залежно від міцності руд, а також від крутості схилу співвідношення розмірів рудних уламків може бути різним. При вивітрюванні міцних руд і переміщенні рудних уламків по крутих схилах утворюються крупноуламкові ореоли і потоки розсіювання, що простягаються по схилу іноді на багато сотень метрів. При руйнуванні менш міцних руд і, особливо при пологому рельєфі, ореоли розсіювання характеризуються наявністю більш дрібних фракцій рудного матеріалу. Якщо руда складена стійкими мінералами, то в цих умовах значна роль належить шліховим ореолам, а менш стійкі мінерали утворюють тонкодисперговані ореоли розсіювання, довжина яких обмежується десятками або першими сотнями метрів. Форми делювіальних ореолів розсіювання визначаються крутістю схилу і складністю його рельєфу, а також розташуванням і конфігурацією виходів рудних тіл на поверхню корінних порід.

Серед механічних *алювіальних* переважають потоки розсіювання, які утворюються за рахунок елювіальних і делювіальних відкладів у результаті їхнього перенесення, переробки і сортування водними потоками. Дальність перенесення, ступінь переробки і сортування матеріалу залежить від швидкості течії і потужності водного потоку, а також від міцності руд, густини мінералів та їхньої хімічної стійкості. Однією з важливих властивостей, що визначають відстань перенесення, є обкатаність. При однакових фізичних і хімічних властивостях великих рудних уламків більша обкатаність безумовно свідчить про більшу дальність перенесення, що має дуже важливе пошукове значення. Ступінь обкатаності уламків залежить також від механічних властивостей галечнику, у якому вони пересуваються, величини самих уламків, їхньої твердості та густини.

У загальному випадку можна вважати, що уламки слабких руд зберігаються необкатаними на відстані сотень метрів, а міцних – на відстані перших кілометрів; груба обкатаність свідчить про перенесення уламків слабких руд на перші кілометри, а міцних – на перші десятки кілометрів. Високий ступінь обкатаності може свідчити про перенесення уламків іноді на багато десятків кілометрів. В умовах потужних гірських водних потоків, великі уламки стійких руд можуть переноситися на десятки кілометрів без значного обкатування.

Важливе пошукове значення мають алювіальні шліхові потоки розсіювання, які утворюються за рахунок виносу з корінного родовища

хімічно стійких і порівняно щільних мінералів. До них відносяться: золото, платина, магнетит, гематит, ільменіт, рутил, вольфраміт, шееліт, каситерит, хроміт, циркон, кіновар, монацит, алмаз, корунд, топаз, гранат, флюорит, апатит і деякі інші. Необхідно відзначити, що при сприятливих умовах може відбуватися не тільки механічне розсіювання мінералів, але й їхня концентрація – утворення розсипів.

Дальність перенесення шліхових мінералів можна визначити по ступеню обкатаності зерен і наявності зростків з іншими мінералами. Склад шліху, форма кристалів певних мінералів, а також зростків, що зберіглися, дозволяють іноді визначити генетичний тип корінного родовища і його мінеральний склад. Алювіальні шліхові потоки розсіювання хімічно і механічно стійких мінералів можуть мати довжину багато десятків кілометрів і, безумовно, є однією з найважливіших пошукових ознак.

Валунно-льодовикові ореоли розсіювання можуть досягати значних розмірів (кілометри, десятки км) і утворюються за рахунок механічного руйнування родовищ і перенесення рудних уламків на ту або іншу відстань льодовиком, що рухається. Ступінь механічної обробки рудних уламків залежить від способу транспортування: продукти руйнування, що переміщуються по дну льодовика, зазнають сильного стирання, а уламки, що знаходяться у тілі льодовика, не піддаються значної механічної обробки. Уламковий матеріал, як правило, не сортується за розмірами часток: поряд з великими брилами, що досягають часто десятків кубічних метрів, присутні шліхові і навіть тонкодисперсні фракції. При цьому, ступінь обкатаності рудних валунів не є показником дальності їхнього перенесення. Такі ореоли зазвичай мають форму віяла, у вершині якого розташовується корінне джерело рудного матеріалу. Льодовик може переносити рудні уламки на багато десятків кілометрів. Напрямок зносу матеріалу визначається за льодовиковими шрами на «баранячих лобах», а також за льодовиковими формами рельєфу.

Сольові ореоли і потоки розсіювання формуються в результаті хімічних процесів розкладання, розчинення, перенесення, перевідкладення речовини в оточуючих породах у вигляді елементів та їхніх солей. Солі, розчинені у водах, в одних випадках переносяться на значні відстані від рудних тіл, а в інших залишаються поблизу рудних зон. Випадання солей з розчину відбувається при змінах рН, Eh розчинів, при їхньому перенасиченні внаслідок перенесення, при обмінних хімічних реакціях із середовищем, сорбційними ефектами.

В утворенні сольових ореолів важливе значення мають кліматичні умови району і, у першу чергу, співвідношення між кількістю атмосферних опадів і величиною випаровування. На територіях, які характеризуються різкою перевагою кількості атмосферних опадів над випаровуванням, в умовах уповільненої денудації створюються умови для виникнення так званих похованих ореолів розсіювання. В областях з помірним кліматом виникають напівзакриті ореоли розсіювання родовищ, розташовані на невеликій глибині від поверхні. У напівпустельних і пустельних районах, де

випаровування різко переважає над кількістю атмосферних опадів, утворюються потужні відкриті сольові ореоли.

В природних умовах, у більшості випадків, спостерігаються спільні механічні і сольові ореоли, які називаються літохімічними. У формуванні таких літохімічних ореолів і потоків розсіювання беруть участь механічна і хімічна дезінтеграції і розсіювання рудної речовини, а також біогенна акумуляція її у верхньому ґрунтовому шарі пухких відкладів.

Найбільш високі концентрації металів у літохімічних ореолах розсіювання пов'язані із дрібною фракцією пухких відкладів (до 1мм), здатної до накопичення тонкодиспергованої рудної речовини і акумуляції її з розчинів при сорбції, коагуляції, біогенному накопиченні. Морфологія і внутрішня будова вторинних літохімічних ореолів визначаються типом ореолів, особливостями складу і будови пухкого покриву, рельєфом місцевості, положенням і формою рудних тіл, а їхній вміст та інтенсивність – типом і якістю руд, що руйнуються. Довжина таких ореолів у гідромережі оцінюється в 1-5 км.

Потоки вторинного розсіювання рудної речовини спостерігаються у вигляді сорбції на органіці і глинистих частинках тонких мінеральних форм (від сотих до тисячних часток міліметрів). В результаті утворюються концентрації рудних елементів, що перевищують геохімічний фон у десятки разів. Примикаючи до вторинних геохімічних ореолів, вони поступово зникають в шлейфі пухких відкладів із фоновим розподілом металів. Довжина потоків вторинного розсіювання рудної речовини становить 1-4 км. По них можна прослідковувати сольові ореоли в руслах пересохлих водотоків, виявляти тонкодисперсну форму розсіювання стійких рудних мінералів і відшукувати механічні і сольові потоки розсіювання.

Гідрогеохімічні (водні) ореоли і потоки розсіювання знаходяться у поверхневих і підземних водах з підвищеними відносно фонових концентраціями рудоутворюючих елементів та їхніх супутників: К, Na, Mg, Cu, Zn, Fe, Mo, U та ін., а також сульфат-іона, хлор-іона і т.п. Такі ореоли утворюються за рахунок розчинення і виносу хімічних елементів та їхніх сполук із рудних тіл і супровідних первинних і вторинних ореолів розсіювання. Гідрогеохімічні ореоли виявляються в багатьох родовищах кольорових, рідкісних, благородних і рідкіснометалевих елементів, особливо із сульфідним складом руд. Такі руди легко руйнуються в зоні окислення з утворенням легко розчинних сульфатів.

Серед гідрогеохімічних ореолів виділяються постійні, характерні переважно для глибоких водоносних горизонтів і тимчасові – у поверхневих і ґрунтових водах, концентрації елементів в яких змінюються залежно від кількості атмосферних опадів.

Накопичення рудоутворюючих елементів у водах визначається наступними умовами: наявністю первинних або вторинних мінералів, що складають рудні тіла в розчиненому стані; інтенсивністю водної міграції елементів; сприятливою геолого-структурною обстановкою, що дозволяє забезпечити доступ підземних вод до рудних тіл та їхнім ореолам

розсіювання; інертністю вміщуючих порід, що перешкоджає осадженню з розчинів елементів і, отже, сприяє утворенню водних ореолів розсіювання.

Найчастіше гідрогеохімічні ореоли представлені сульфатами, хлоридами, гідрокарбонатами та іншими легкорозчинними у воді солями. У поведінці гідрогеохімічних ореолів відзначаються сезонні коливання, на які впливають, в першу чергу, кліматичні умови.

Гідрогеохімічні ореоли виявляються в багатьох родовищах кольорових, рідкісних, благородних і рідкіснометалевих елементів, особливо із сульфідним складом руд. Такі руди легко руйнуються в зоні окиснення з утворенням легко розчинних сульфатів. Довжина гідрогеохімічних ореолів для міді, цинку, молібдену, урану, найбільш рухливих у зоні гіпергенезу, може досягати багатьох кілометрів.

Атмогеохімічні (газові) ореоли розсіювання концентруються в ґрунтовому повітрі, приповерхньому шарі атмосфери і являють собою локальне збагачення паро-і газоподібними сполуками, що пов'язані з корисними копалинами.

Крім різних вуглеводнів, для пошукових цілей мають інтерес ореоли газів, що виникають в результаті розпаду радіоактивних елементів, тобто ореоли радону, торону і гелію, які можуть бути використані при глибинних пошуках, а також ртутні еманції, кисень, вуглекислий газ та інші.

Такі ореоли утворюються в результаті міграції елементів у газовій фазі під час формування родовищ і в процесі їхнього руйнування. Атмогеохімічні ореоли утворюються при хімічних перетвореннях сульфідних руд, родовищ ртуті; ореоли радону, торія і гелію виникають над родовищами радіоактивних елементів; горючі гази, гелій, вуглекислий газ, пари ртуті та йоду характерні для родовищ вуглеводнів. Газові ореоли чітко проявляються над родовищами вугілля.

Значна кількість газів – CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , SO_2 та ін. пов'язана із глибинними структурами земної кори і мантії. Такі структури (зони глибинних розломів, рифти) нерідко виявляються рудоносними.

При пошуках і прогнозуванні рудних родовищ найбільш ефективно використовуються газортутні ореоли. Встановлено, що вміст вільних парів ртуті в ґрунтовій атмосфері над промисловими рудними об'єктами від 2 до 50 разів вище фонового. Глибина можливого виявлення схованих руд досягає 1 км. Багато гідротермальних родовищ супроводжуються підвищеним вмістом парів ртуті в ґрунтовому повітрі. Атмогеохімічні ореоли дозволяють виявляти не тільки великі рудоносні структури, але і конкретні родовища багатьох корисних копалин.

Біогеохімічні ореоли розсіювання обумовлені акумуляцією рослинами мікроелементів із ґрунту і підземних вод, з підвищенням їхніх вмістів іноді в десятки і сотні разів та являють собою ділянки поширення рослин і їхніх залишків, що несуть підвищені вмісти хімічних елементів, характерних для родовищ та їхніх первинних і вторинних ореолів розсіювання. Підвищені концентрації встановлюються в золі рослин і обумовлені вибірним поглинанням різних елементів рослинами. При цьому,

в конкретних умовах елементи нерівномірно розподіляються у різних частинах рослини – можуть накопичуватись або в листах, або в гілках, корі, коріннях, деревині і т.д. Різні види рослин характеризуються різними вибірними властивостями концентрації елементів. Відзначаються сезонні коливання у вмісті мікроелементів.

Елементи мінерального живлення рослин за їхньою індикаторною ефективністю можна поділити на чотири групи. До першої групи відносяться елементи, широко розповсюджені в земній корі, що мають високі кларки – Si, Al, Na, Fe і т.п. Вміст цих елементів досить високий як у родовищах, так і за їхніми межами, тому індикаторне значення таких елементів невелике.

Друга група представлена життєво важливими для рослин елементами, так званими зольними, які накопичуються в них у досить великій кількості – K, P, Ca, Mg, N. Їхня індикаторна ефективність також невелика, тому що вони самі утворюють досить високий фон і перевищення концентрацій над фоном порівняно невелике.

Елементи третьої групи – макроелементи: Zn, Cu, Cd, B, Mn, I, Br та ін. Вміст цих елементів у золі рослин вище в порівнянні з їхнім вмістом у літосфері. Ці елементи характеризуються порівняно високою рухливістю в приповерхневих умовах. Відмінність їхнього фонового вмісту у порівнянні з аномальним значно більша, ніж у елементів другої групи. Тому проведення біогеохімічних пошуків по цих елементах може бути результативним.

Мікрокомпоненти, які відносяться до четвертої групи, характеризуються порівняно малою рухливістю в приповерхній зоні і саме вони є найкращими біогеохімічними індикаторами. Це Au, Ta, Rb, Nb, W, та ін. Підвищені їхні вмісти в рослинах у порівнянні із кларковими визначно вказують на концентрацію цих елементів у гірських породах.

Сліди давніх гірських робіт або переробки корисної копалини та історичні дані про гірничий промисел. Такі пошукові ознаки іноді використовуються для прогнозування і пошуків рудних об'єктів. Давні розробки зазвичай зустрічаються у відомих гірничорудних районах. Це старі, значною мірою засипані пухкими відкладами і покриті рослинністю кар'єри, шурфи, штольні, ухили, шахти. Поблизу їх розташовуються відвали, зазвичай покриті рослинністю, виявляються вони за позитивними формами рельєфу. Давні виробки та їхні відвали розглядаються в якості прямих пошукових ознак тільки в тому випадку, якщо в них виявлені рудні виходи або залишки рудного матеріалу.

Важливим показником про наявність корисних копалин можуть бути різні фондові, архівні та інші літературні джерела: звіти про подорожі, геологічні дослідження, геологічні зйомки, пошуки, розвідку, розробку і переробку корисних копалин. У попередні століття добувалися в основному багаті руди з видимим зруденінням і в легкодоступних умовах. У наш час, завдяки технічному прогресу в області переробки руд, стає можливим ефективно переробляти бідні руди. Не виключене виявлення багатих руд глибше старих гірничих робіт.

2.2. Опосередковані пошукові ознаки.

Опосередковані пошукові ознаки це навколорудні зміни гірських порід, мінерали-індикатори, геофізичні аномалії, геоморфологічні та ботанічні ознаки. Пошукові ознаки виникають одночасно з утворенням родовищ або з'являються пізніше при їхньому руйнуванні.

Навколорудні зміни вміщуючих порід – найважливіша пошукова ознака. Багато родовищ, у першу чергу ендегенні, супроводжуються характерними змінами вміщуючих порід. Найбільш важливими для пошуків є такі типи змін як скарнування, грейзенізація, серпентинізація, окварцювання, березитизація та ін.

Скарни і скарновані породи характерні для родовищ заліза, міді, свинцю і цинку, вольфраму (шеєліта) і молібдену, бору. Гранати в скарнах певною мірою вказують на можливе зруденіння. Скарни утворюються в основному за рахунок карбонатних або карбонатвміщуючих порід і поділяються на магнезіальні і вапняні. У магнезіальних скарнах присутні форстерит, периклаз і продукти їхньої гідротермальної зміни – серпентин і брусит. Вапняні скарни складені в основному гранатом (гросуляр-андрадитового ряду) і піроксеном (діопсид-геденбергитового ряду), часто присутні епідот, актиноліт, альбіт, скаполіт, іноді воластоніт.

Процеси *грейзенізації* супроводжують певне рудне мінералоутворення: каситериту, вольфраміту, шеєліту, молібденіту, берилу, танталіту-колумбіту та іноді самородного вісмуту. Грейзени утворюється в апікальних частинах лейкократових гранітних масивів і в зоні їхня ендоконтакту. В них розвинені кварц, мусковіт, флюорит, турмалін, топаз та інші мінерали.

Серпентинізація виникає при гідротермальному перетворенні ультраосновних порід: олівінітів, перидотитів, піроксенітів. З гідротермальними процесами пов'язані родовища хризотил-азбесту і тальку.

Окварцювання порід при гідротермальних процесах широко розповсюджено і супроводжує числені типи родовищ. Гідротермальне змінення інтрузивних і ефузивних порід кислого і середнього складів приводить до утворення так званих вторинних кварцитів, в яких поряд з різко переважним кварцом присутній серицит, каолініт, андалузит, алуніт, пірофіліт, а також рутил, турмалін і рудні мінерали (пірит, халькопірит, молібденіт, гематит та ін.). З формацією вторинних кварцитів пов'язані деякі промислові типи мідних і молібденових родовищ, які відомі за назвою міднопорфірових. Особливий тип порід являють собою окварцьовані вапняки – джаспероїди, що складаються із дрібнозернистого кварцу і халцедону та реліктів кальциту і доломіту. Цей тип змін навколорудних порід спостерігається на деяких родовищах свинцю і цинку, а також сурми і ртуті.

Березити являють собою гідротермально змінені породи, що утворені головним чином за рахунок гранітоїдних порід (граніт-порфірів, кварцових порфірів та ін.), і складаються з кварцу і серициту з домішкою піриту і рутилу. Березитизація супроводжує утворення золоторудних жильних родовищ і деяких молібденових, вольфрамових, мідних та ін.

Широким розвитком користуються також інші види гідротермальних змін гірських порід, які є опосередкованими пошуковими ознаками. До них можна віднести баритизацію, цеолітизацію, лиственітизацію, пропілітизацію, карбонатизацію, флюоритизацію. Наприклад, лиственітизація, що розвивається по ультраосновним породам, вказує на можливість виявлення родовищ тальку; лиственітизація основних порід є пошуковою ознакою на кварцово-золотоносне і мідно-кобальтове зруденіння, а також на жильні родовища міді, що містять нікель і кобальт. Пропілітизовані породи вказують на можливість знаходження колчеданних родовищ у межах зеленокам'яних поясів складчастих зон. Пропілітизація постійно виявлена навколо скарнових родовищ. Карбонатизація, баритизація і флюоритизація гірських порід свідчать про розвиток гідротермальних процесів і часто є пошуковими ознаками середньо- і низькотемпературних поліметалевих родовищ золота та ін. Навколорудні зміни розвинені і на екзогенних родовищах. Наприклад, бокситові поклади часто залягають усередині бокситовміщуючих глин.

Мінерали-індикатори є пошуковою ознакою для деяких родовищ. Найбільш відомий приклад: піроп є однією з головних пошукових ознак кімберлітів, з якими пов'язані алмазні родовища. Саме по піропу знайдені алмазні родовища Якутії, Архангельської області і деяких інших країн.

Мінерали і елементи-супутники зруденіння використовуються в якості непрямих ознак потенційної рудоносності структур. Як індикатори можуть виступати: мінерали-супутники; індикаторні мінеральні асоціації; окремі типоморфні риси мінералів; співвідношення мінералів і елементів-супутників у рудах.

Найважливіше індикаторне значення мають гіпергенні мінерали зон окислення сульфідних родовищ: гідрооксиди, гідрокарбонати, сульфати Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Ti, Se. Широко використовуються мінеральні асоціації безрудних фронтальних і флангових зон рудних полів, рудних вузлів, а також жильні мінерали-супутники рудних мінеральних комплексів. Наприклад, кварц, барит, флюорит, карбонати при пошуках рідкіснометалевих і золоторудних родовищ; піропи, пікроільменіти – алмазних; хромшпінеліди – платинових; лепідоліти і різнобарвні турмаліни – рідкіснометалевих літій-тантал-ніобієвих і каситерит-вольфрамітових; пірит, арсенопірит – золоторудних і золото-платиноїдних об'єктів.

З типоморфних ознак мінералів-індикаторів того або іншого зруденіння особливе значення має специфічне забарвлення (кольорові турмаліни, лепідоліт різноманітних пегматитів, грейзенів; зелене забарвлення польових шпатів колумбітоносних гранітів, яскраво-зелене забарвлення гранатів хромітоносних ультрабазитів і т.п.). Для рудоносних магматичних і метасоматичних комплексів характерні підвищені концентрації рудних елементів у мінералах-супутниках тих або інших руд. Використовуються морфологія кристалів, термолюмінесценція, електропровідність, ізотопні співвідношення C, O₂, H₂, Pb, Sm, Nd, S та інші показники.

Мінерали-індикатори виявляються при шліховому методі пошуків і представлені важкими мінералами, стійкими до фізичного і хімічного вивітрювання. Зазвичай в шліхах присутній не один мінерал-індикатор, а закономірна мінеральна асоціація, що характеризує джерело її виникнення. Джерелом можуть бути не тільки родовища, але і гірські породи, з якими пов'язані родовища. Мінеральні асоціації утворюють відкриті і поховані шліхові ореоли, які є пошуковою ознакою для багатьох корисних копалин, насамперед для золота, платиноїдів, алмазів і деяких інших.

Геофізичні аномалії відіграють значну роль при пошуках родовищ. За своїми фізичними властивостями корисні копалини часто суттєво відрізняються від вміщуючих порід, що створює можливість виникнення аномальних зон, тобто спотворених впливом продуктивних геологічних тіл фонових фізичних полів у тому або іншому регіоні. Аномалії відбивають неоднорідність фізичних полів і дають можливість виділяти сприятливі для локалізації зруденіння геологічні структури. Геофізичні аномалії поділяються на магнітні, гравітаційні, електричні, сейсмічні і радіоактивні.

Магнітні аномалії обумовлені змінами відносної напруженості магнітного поля, що викликані наявністю порід, неоднакових за магнітними властивостями. Головним мінералом, що створює магнітні аномалії, є магнетит в рудах і вміщуючих породах. Значно меншу роль відіграє моноклінний піротин. Магнітні аномалії бувають позитивні і негативні. Позитивні аномалії виникають за рахунок скупчення магнітних мінералів, насамперед магнетиту, і супроводжують родовища залізних руд а також багаті магнетитом вміщуючі породи. Їхня інтенсивність залежить від типу руд і масштабу родовища. Класичними прикладами родовищ, що інтенсивно збурюють магнітне поле, є Криворізький басейн і Курська магнітна аномалія.

Слабкі магнітні аномалії фіксуються над родовищами хроміту, ільменіту, суцільних піротинових руд, наприклад сульфідні мідно-нікелеві родовища Садбері, Норильська група. Негативні аномалії з'являються в тих випадках, коли практично немагнітні руди залягають серед слабомагнітних порід, наприклад виковні солі, особливо соляні куполи, що залягають серед піщано-глинистих відкладів. Негативні аномалії виникають також над кальдерами вулканів, що заповнені уламковим матеріалом, тоді як по периферії кальдери розташовані вулканічні породи, багаті магнетитом. Іноді негативні аномалії спостерігаються над карстовими родовищами.

Гравітаційні аномалії являють собою ділянки із зафіксованими в гравітаційному полі відхиленнями значення прискорення сили тяжіння від нормальних, що обумовлене неоднорідністю будови земної кори. Щільні руди або гірські породи, наприклад ультраосновні або основні магматичні породи, що залягають серед менш щільних вміщуючих порід (пісковиків, вапняків та ін.), створюють позитивні аномалії. Такі аномалії супроводжують родовища заліза, хромітів, суцільних сульфідних руд. Негативні аномалії

характерні для соляних куполів, різних западин (кальдер, карстових порожнин та ін.), що заповнені уламковим матеріалом.

На величину гравітаційного поля помітно впливає підземний рельєф під покривними відкладами, а також гірській рельєф місцевості. Тому часто виникають псевдогравітаційні аномалії. Для одержання більш точної картини гравітаційного поля вводять різні поправки на рельєф і на інші природні особливості.

Електричні аномалії обумовлені відхиленням електромагнітного поля від його нормального значення, засновані на вивченні різних електричних процесів, що відбуваються в земній корі, як природніх, так і штучних, що викликані впливом електричного струму або електромагнітних коливань.

Природні електричні поля обумовлені внутрішньоземними і космічними причинами. Внутрішньоземні електричні поля можуть бути викликані рухом магми, підземних вод, повільним переміщенням земної кори, землетрусами і іншими причинами. До космічних причин відносять вплив плазми Сонця на іоносферу, в тому числі таке явище як магнітні бурі. Відзначені процеси створюють як постійні електричні струми усередині Землі (тілуричні струми), так і електромагнітні коливання (магніотілуричні поля) в результаті взаємодії магнітного поля Землі з іоносферними та іншими процесами.

Штучні електричні і електромагнітні поля створюють пропусканням електричного струму в земній корі за допомогою електродів, через які подається електричний струм, або впливом електромагнітних коливань на магнітне поле в земній корі. Різноманітні методи електророзвідки, що дозволяють вимірювати різні параметри природнього і штучних електричних полів, використовуються для виявлення об'єктів з відмінними від загального фону електричними властивостями.

У результаті впливу на електричні поля Землі з'являється багато різних електричних аномалій. До найпоширеніших відносять аномалії викликані поляризації, опорів, індуктивних методів.

Аномалії викликані поляризації виникають за рахунок електрохімічних процесів при проходженні електричного струму через границю рідкої і твердої фаз. Можливим джерелом поляризації можуть служити окисно-відновні реакції при проходженні струму через ту ж границю.

Аномалії опорів викликані відмінностями в опорі електричному струму гірських порід і руд. У більшості випадків руди, особливо складені сульфідами, графітом та іншими струмопровідними мінералами, що мають набагато менший опір у порівнянні з гірськими породами, створюють аномалії опорів. У деяких випадках корисні копалини, наприклад, солі, що не містять водяних розчинів, мають більший опір у порівнянні з навколишніми гірськими породами. На основі виміру опорів побудовано багато методів електророзвідки для пошуків родовищ.

Аномалії індуктивних методів викликаються штучними електромагнітними коливаннями на денній поверхні або в повітрі. При наявності струмопровідного рудного тіла на глибині відбувається його

підмагнічування, що створює додаткове аномальне магнітне поле. Інший варіант індуктивних методів полягає у вимірі швидкості загасання магнітного поля через кілька секунд після вимикання штучно створених електромагнітних коливань.

Сейсмічні аномалії обумовлені різними пружними властивостями порід і виражаються в різній швидкості поширення пружних хвиль від місця збудження до пункту прийому. Вивчення сейсмічних властивостей особливо ефективно дозволяє виявляти структуру порід і пов'язані з нею поклади корисних копалин, у першу чергу, родовища нафти і газу.

Радіоактивні аномалії викликані підвищеними концентраціями радіоактивних елементів та їхніх ізотопів у рудах. Звичайно вивчається інтенсивність гамма-випромінювання. Такі аномалії виявлені над радіоактивними родовищами урану і торію. Але створюються вони не цими хімічними елементами, а проміжними продуктами їхнього розпаду, наприклад ізотопами радію або радону. Для родовищ урану і торію радіоактивні аномалії можна віднести до прямих пошукових ознак. Але вони супроводжують також численні гідротермальні та інфільтраційні родовища, тобто мають опосередкований характер.

Радіоактивні аномалії є надійною пошуковою ознакою для виявлення родовищ радіоактивної сировини. Завдяки високій міграційній здатності, радіоактивні елементи проникають у вміщуючі породи, ґрунти; газоподібні продукти радіоактивного розпаду (радон, торон) обумовлюють утворення еманацийних аномалій, які фіксуються в ґрунтового повітрі та приповерхньому шарі атмосфери.

До геоморфологічних пошукових ознак відносяться форми рельєфу (як позитивні так і негативні), що виникають переважно в зонах контакту рудоносних структур, навколорудних метасоматитів вміщуючих порід. Поклади корисних копалин можуть суттєво відрізнятися від останніх за ступенем стійкості до агентів вивітрювання. Тому тіла корисних копалин, що виходять на поверхню, можуть фіксуватися негативними формами рельєфу – депресіями, западинами, карстовими воронками, якщо вони легко вивітрюються, руйнуються, вилуговуються і т.д. Такий рельєф характерний для схованих рудоносних структур, розташованих у зонах розломів, підвищеної тріщинуватості порід, контактів різнорідних товщ або рудних родовищ, що залягають серед стійких до вивітрювання гірських порід. Вони пов'язані із процесами перерозподілу мінеральної речовини при вивітрюванні первинних руд і мінералізованих порід при формуванні зон окислення сульфідних родовищ. Подібні явища виникають із утворенням рудоносного карсту у вапняках, де формуються марганцеві руди і боксити (Урал), а також продуктивні силікатно-нікелеві кори вивітрювання по ультрабазітам (Нова Каледонія).

З іншого боку, стійкі тіла нерідко виступають у рельєфі у вигляді гряд, ланцюжків корінних виходів, утворюють уступи та інші позитивні елементи рельєфу. Наприклад, виходи рудоносних пегматитових і кварцових жил, мінералізованих метасоматичних кварцитів, окварцованих порід та ін. Такі

геоморфологічні форми чітко проявляються в степових і пустельних районах (Середня Азія).

Більш складні комбіновані форми рельєфу виникають у рудоносних стратифікованих масивах базит-гіпербазитів, в інтрузивах центрального типу, у кальдерах і трубках вибуху. Найбільш контрастно геоморфологічні пошукові ознаки виражені в зрілому рельєфі, де ефект, викликаний різною стійкістю порід і руд до вивітрювання, підсилюється факторами часу.

Геоморфологічні пошукові ознаки є основою пошуків усіх типів розсипів: золота, платини, алмазів, каситериту та інших мінералів, стійких у поверхневих умовах. Формування розсипів тісно пов'язане з перетвореннями форм рельєфу.

Ботанічні пошукові ознаки виражаються в тому, що над мінеральними скупченнями або над їхніми ореолами розсіювання виростають певні види рослин. Вони називаються рослинами-індикаторами зруденіння. Відомо, що для живлення рослин крім основних і зольних елементів – вуглецю, водню, кисню, калію, натрію, магнію, кальцію, фосфору, сірки – необхідні також мікроелементи. Одні з них стимулюють ріст рослин, інші можуть виявитися шкідливими і пригноблювати їх. Серед рослин виділяють універсальні, локальні і тератологічні індикатори.

Універсальні індикатори являють собою рослини, що завжди і скрізь указують на наявність певних елементів у ґрунтах. Типовими прикладами універсальних рослин-індикаторів є галмейна фіалка і галмейна ярутка, завжди пов'язані із проявами цинкових руд. Таких індикаторів виявлене поки ще небагато.

Рослини – локальні індикатори за певних умов можуть указувати на особливості порід і ґрунтів у певних районах. Наприклад, рослина Качим Патрєна (*Gypsophila Patrini*) є місцевою ознакою мідної мінералізації на територіях Алтаю і Саянів; у чеських Рудних горах седмічник (*Trientalis euorpea*) виростає тільки на ділянках, що характеризуються підвищеними концентраціями олова. Такі рослини-індикатори, на відміну від універсальних, більш численні, однак їхня пошукова придатність ще недостатньо розкрита.

Для тератологічних індикаторів характерними є зміни зовнішнього вигляду рослин (пишний або різко пригноблений розвиток, нехарактерна форма і забарвлення листів, квітів); відхилення в режимі розвитку рослин (раннє або пізнє цвітіння, обпадання листів і т.п.); ознаки пригноблення рослин або відсутність рослинності (наприклад, остання помітно розріджена або відсутня зовсім над покладами багатих сульфідних, миш'якових, рідкіснометалевих руд). Перелік рослин-індикаторів того або іншого зруденіння можна знайти в спеціальних довідниках «Індикаційна ботаніка».