МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ, МОЛОДІ ТА СПОРТУ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Ю.В. Ляхов,
М.М. Павлунь,
С.І. Ціхонь

ГЕОЛОГІЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН
(Ч.1. РУДОГЕНЕЗ)

Підручник

Затверджено
Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України

Львів
2011

УДК 552.3.08(075.8)
ББК Д342я73
Л 98

Рецензенти:
д-р геол.-мін. наук, проф. *О.Б. Бобров*
(Український державний геологорозвідувальний інститут, м.Київ);
д-р геол.-мін. наук, заслужений проф. *О. І. Матковський*
(Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів);
д-р геол. наук, проф. *В.А. Михайлов*
(Київський національний університет імені Тараса Шевченка, м. Київ)
д-р геол.-мін. наук, проф. *В.М. Ковалевич*
(Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів)

Затверджено Міністерством освіти і науки, молоді та спорту України
як підручник для студентів вищих навчальних закладів.
Лист № 1/11-6416 від 08.05.2012 р.

Ляхов Ю.В.
Л 98 Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез: підручник / Ю. В. Ляхов, М. М. Павлунь, С.І. Ціхонь. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – 286 с.

ISBN 978-966-613-963-7.

Викладено сучасні уявлення про зміст природних процесів формування ендогенних родовищ корисних копалин (металевих, неметалевих та ін.) і принципи їхньої генетичної класифікації. Сформульовані провідні геолого-економічні поняття і кондиції, що є в основі поділу родовищ на промислові і непромислові об'єкти. Висвітлено особливості їх геотектонічної позиції, зв'язків з різноглибинними процесами магматизму, літолого-структурні чинники локалізації зруденіння, морфометричні особливості рудних покладів, речовинного складу та фізико-хімічного режиму розвитку, що є підгрунтям розробки ієрархічних рядів прогнозно-розшукових критеріїв на корисні копалини різного типу.

Для студентів вищих навчальних закладів природничих спеціальностей.

УДК 552.3.08(075.8)
ББК Д342я73

© Ляхов Ю. В., Павлунь М. М.,
Ціхонь С. І., 2012
© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2012

ISBN 978-966-613-962-0 (заг.)
ISBN 978-966-613-963-7

ВСТУП

Запропонований підручник відображає зміст лекційного матеріалу першої частини нормативного курсу «Геологія корисних копалин», який традиційно має таку будову: «Процеси рудогенезу», «Промислово-генетичні типи родовищ металевих корисних копалин» і «Промислово-генетичні типи родовищ неметалевих корисних копалин». Геологію вугілля, нафти і газу викладають окремо.

Фактологічний, аналітичний і літературний науковий матеріал з першої частини цього фундаментального теоретичного курсу фахівцям добре відомий, однак тут він опрацьований та поданий оригінально з науково-дидактичного погляду, що спростить сприйняття і дасть змогу студентам геологічних факультетів університетів його зрозуміти й опанувати. Саме тому порівняно невеликий текст підручника просто насичений понятійними і роз'яснювальними таблицями, рисунками і діаграмами. Зазначимо, що окрім запозичених, дуже велика їхня частина оригінальна, авторська, як і та, що стосується надбань львівської наукової школи термобарогеохімії: саме за допомогою отримання авторами сучасних результатів таких прецизійних досліджень розкрито й обґрунтовано процеси постмагматичного рудогенезу, їхній PT-режим, фазово-агрегатний стан і хімічний склад та сольову концентрацію рудоносних розчинів і тощо.

З огляду на складність цього курсу автори майже не торкнулися генезису родовищ екзогенної серії (звітрювання, розсипищ, седиментаційної), а також дуже побіжно розглянули ендогенно-метаморфогенну серію (предметніше тільки в частині гідротермально-метаморфогенних процесів рудогенезу, спираючись винятково на власні дослідження з геолого-генетичної типізації золоторудних родовищ України, зокрема Українського щита). Цей аспект курсу потребує окремого розгляду.

Потрібно також сказати, що праця такого методологічно-дидактичного змісту і форми написана українською мовою вперше – до цього часу настільним підручником була дуже вдала, проте й надзвичайно об`ємна,

багато разів перевидана – останній раз 1986 р. – праця акад. В.І. Смірнова «Геология полезных ископаемых».

Нарешті, – цей підручник – навряд чи був би завершений, якби не добра воля та допомога в неодноразовому комп`ютерному наборі тексту та імплементації таблиць і рисунків, його форматуванні. За це автори щиросердечно вдячні лаб. М.М. Коломієць – співробітниці кафедри геології корисних копалин геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка.

Автори також висловлюють сподівання на критичні зауваження і пропозиції щодо вдосконалення змісту підручника.

ЗМІСТ І ЗАВДАННЯ КУРСУ

Складна система геологічних знань виникла і розвинулася в самостійну науку з огляду на потребу вирішення суспільством суто практичних завдань; цьому значно сприяла й природна допитливість людини. Матеріальним виходом геології, на який так чи інакше зорієнтовані всі її галузі, є виявлення й освоєння економічно вагомих покладів корисних копалин, тому одна з найважливіших галузей цієї наукової системи – Вчення про корисні копалини, яке охоплює низку логічно пов’язаних дисциплін і висвітлює різні аспекти теоретичної та прикладної геології. До них, зокрема, належать такі навчальні дисципліни: Геологія корисних копалин (з її теоретичною та описовою частинами, що присвячені геолого-генетичному аналізові промислового зруденіння металів, неметалів, вуглеводнів); Структури рудних полів, Прогнозна оцінка рудоносних територій, Розшуки та розвідка родовищ корисних копалин, Ендогенні рудні формації, Руднoформаційний аналіз, Металогенія (загальна, регіональна, спеціальна, історична), Економіка мінеральної сировини (Економічна геологія) та деякі інші. Усі вони певним чином ґрунтуються на системі сучасних наукових уявлень про природу, геолого-структурну специфіку та закономірності поширення родовищ корисних копалин (РКК) визначеного генетичного типу. Отже, учення про РКК є своєрідним інформаційним вузлом, у якому тісно переплетені теоретико-прикладні надбання майже всіх геологічних галузей. Тому для успішного засвоєння матеріалу цієї дисципліни необхідна ґрунтовна попередня підготовка з мінералогії, геохімії, петрографії, геотектоніки, структурної та регіональної геології; важливе предметне ознайомлення з основами кристалохімії, хімічної термодинаміки, фізичної хімії, технології збагачення, переробки та економіки мінеральної сировини.

Головними завданнями курсу, особливо його генетичної частини, є ознайомлення: 1) із сучасними уявленнями про зміст природних процесів рудоутворення, специфіку геолого-структурних і фізико-хімічних умов

їхнього утворення; 2) із загальними закономірностями поширення РКК у певних геотектонічних (структурно-фаціальних) зонах земної кори (рис. 1).

З метою висвітлення цих проблемних завдань стосовно кожного генетичного типу зруденіння аналізуватимемо низку таких питань:

- особливості загальної геотектонічної позиції родовищ певних корисних копалин та її можливі причини (рис. 2);
- спільні та специфічні риси геологічної ситуації, що властиві родовищам певної генетичної групи (класу);
- морфометричні характеристики рудних тіл, найтиповіші для різних генетичних класів родовищ, умови їхнього залягання, розміри, варіації форми;
- специфічні особливості речовинного складу та внутрішньої будови (текстура, структура) руд;
- геолого-структурні та фізико-хімічні умови утворення РКК;
- типи зв’язків (просторовий, генетичний, парагенетичний) рудних тіл з породами геологічного середовища: осадовими, вивереженими, метаморфічними, метасоматичними;
- принципи та риси генетичної, геолого-генетичної та формаційної типізації родовищ, які мають спільні риси геологічної будови, речовинного складу, розташування та зв’язку з іншими РКК;
- загальні принципи прогнозної оцінки вірогідних масштабів зруденіння певного геолого-генетичного типу та його економічного значення на підставі даних про баланс світового ресурсу відповідної сировини.

Вирішення саме цих питань є в основі справді наукового прогнозування зруденіння і максимально правильного вибору оптимального напряму розшуково-розвідувальних робіт. Розшуки та розвідка РКК без цих знань у принципі можливі, проте малоефективні, і навпаки, у разі розуміння закономірностей розвитку зруденіння в просторі та часі, знання особливостей

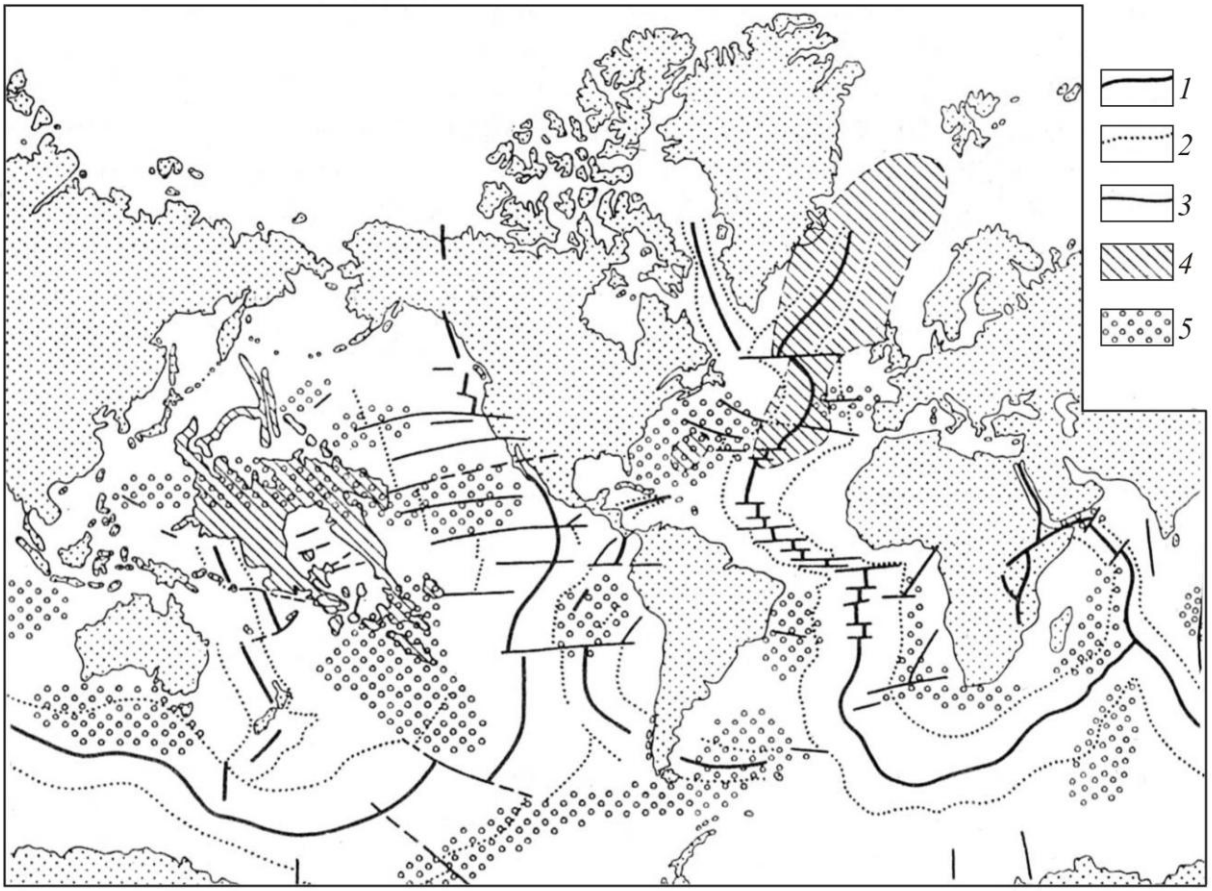


Рис. 1. Головні геологічні структури дна Світового океану, за В. Смірновим*:*
1 – осі серединно-океанічних хребтів; *2* – окраїни серединно-океанічних хребтів; *3* – головні трансформні розломи; основні площі поширення: *4* – океанічних базальтів, *5* – залізо-манганових конкрецій.

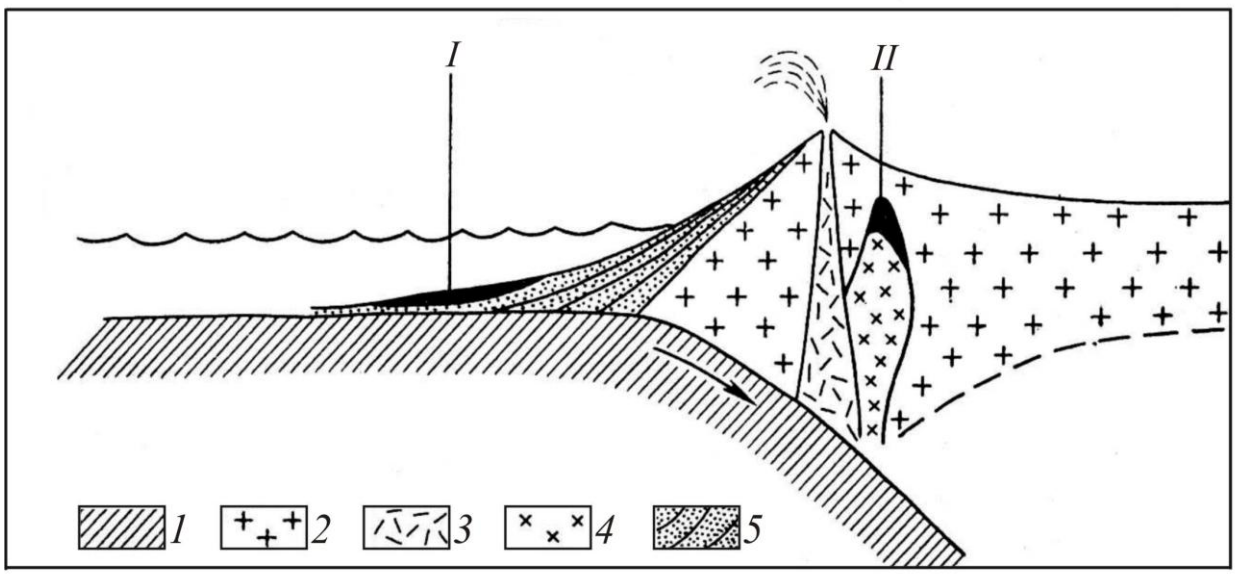


Рис. 2. Схема формування ендогенних рудних родовищ під час занурення океанічної плити під континентальну, за Дж. Перейра.
Родовища: *I* – вулканогенно-осадові, *II* – плутоногенні. Плити: *1* – океанічна; *2* – континентальна. Породи: *3* – вулканічні, *4* – гіпабісальні, *5* – лавово-пірокластичні.

поширення родовищ певного генетичного типу (або формації) в тій чи іншій геолого-структурній ситуації успіх розшуків ставатиме реальнішим. Саме цю ідею та саме такий підхід відображає відомий девіз на геологічному гербі “mente et maleo” (лат.), що означає – “розумінням та молотком”. Інакше кажучи, грамотний геолог зобов’язаний:

- глибоко знати і вміти чітко фіксувати різноманітні геологічні (у широкому розумінні) ознаки, що свідчать про ймовірне поширення і локалізацію прихованих у надрах, так званих сліпих РКК певного типу та походження;
- вміти ґрунтовно сформувати аргументовані геолого-генетичні передбачення щодо можливості поведінки зруденіння з глибиною та по латералі;
- заздалегідь оцінювати перспективність розробки певного РКК, ґрунтуючись на достатньо представницькому комплексі прямих та дотичних критеріїв і вміти вдосконалювати та розширювати цей комплекс у процесі власних поглиблених досліджень.

Розділ 1
КОРИСНІ КОПАЛИНИ – ПРОМИСЛОВЕ ЗНАЧЕННЯ ТА ПРИРОДНІ ОБ'ЄКТИ ЛОКАЛІЗАЦІЇ

1.1. Поняття "корисні копалини", типізація і методи вивчення

Корисними копалинами називають природні газово-рідинні та мінеральні утворення земної кори, які можуть бути використані людиною безпосередньо або після відповідної переробки. Звернемо увагу на деяке узагальнення цього визначення як певної філософської категорії. Воно зовсім не передбачає інформації про якісно-кількісні показники корисної копалини (вони враховані поняттям "родовище"), а термін можливого його застосування взагалі не обмежений. У такому сенсі корисними для людини (особливо в далекому майбутньому) можуть стати будь-які мінеральні, рідинні або газові поклади, яким наразі приділяють недостатньо уваги; тобто корисною може стати будь-яка природна мінеральна чи газово-рідинна субстанція, що опиниться згодом у полі досяжності людського генія. І це цілком зрозуміло, бо саме корисні копалини створюють основу так званого матеріального життя суспільства (чим багатші надра країни, тим інтенсивніше і розумніше їх використовують у господарстві, тим вищий не лише матеріальний, а й культурний рівень життя людини, і навпаки). Наголосимо також, що тут не йдеться про "техногенні" чи "антропогенні" нагромадження відходів видобутої, збагаченої та переробленої сировини, хоча в процесі вдосконалення хіміко-технологічних, біохімічних та інших схем вторинної обробки вони також набувають певної вартості, частково їх використовують як додаткове джерело цінних компонентів. І ця складова зростатиме.

Природні утворення, що оточують людину, вона використовує з давніх-давен. Вже в палеоліті, тобто багато десятків тисяч років до нової ери, первісна людина вміла впевнено застосовувати в побуті та для виготовлення зброї кремінь, халцедон, обсидіан, кварц, бурштин, серпентин та інші мінеральні утворення. Пізніше (мезоліт) вона навчилася досить винахідливо

використовувати будівельне каміння, покрівельні сланці, різні типи глини для гончарних виробів. Близько 25 тис. років до н. е. стало відоме золото, а за 12 тис. – міднорудне виробництво; у IV-I тисячоліттях до н. е. (так званий бронзовий вік) почалося досить складне виготовлення сплавів міді зі свинцем, сурмою, сріблом та оловом і засвоєння принципів залізорудного виробництва (VII ст. до н. е. – початок так званого залізного віку). Добре відомо, що виникнення стародавніх культур Східного Присередземномор'я, південно-центральних регіонів Азії та слов'янського світу було тісно пов'язане з процесами виявлення й освоєння різних видів корисних копалин. Подальша історія розвитку людства – його культурного рівня та виробничих сил – помітно стимульовані процесами зародження та становлення промисловості, виникненням її високотехнологічних галузей, що пов'язане з відкриттям принципово нових джерел мінеральної сировини та впровадженням у практику виробництва нових хімічних елементів. Такий процес широкого та комплексного використання корисних копалин був на всіх етапах розвитку цивілізацій і, без сумніву, зростатиме в майбутньому. Важливість впровадження у виробництво нетрадиційних продуктів переробки нових видів корисних копалин можна, зокрема, довести особливими досягненнями людства у XX ст. Наприклад, застосування титану, ніобію, танталу, літію та інших рідкісних елементів суттєво сприяло збільшенню маневрених та швидкісних якостей сучасної авіації, появі практично нових можливостей підводного флоту. Промислове освоєння уранових руд для багатьох країн стало показником технологічного прогресу в галузі енергетики, а рідкісних металів – у галузі космонавтики. Важливий ступінь розвитку технічного прогресу пов'язаний із застосуванням у електрозв'язку, автоматиці, космонавтиці, ЕОМ напівпровідників, зокрема, селену, германію та інших металів.

Класифікаційна система корисних копалин зорієнтована на вирішення кардинальних проблем як теоретичного, головно геолого-генетичного, прогнозно-оцінювального спрямування, так і власне

прикладного – розшуково-розвідувального та гірничо-видобувного. Базовими для них є, з одного боку, фізичні, переважно агрегатно-структурні ознаки мінеральної сировини, з іншого, її вузькогалузева спеціалізація (Смирнов, 1969; Котляр, 1970).

За фізичними властивостями і, передусім, ***агрегатним станом*** корисні копалини поділяють на газоподібні, рідинні та тверді. ***Газоподібні*** представлені у земній корі скупченнями горючих, переважно вуглеводневих, газів та негорючих, "інертних" – гелію, аргону, криптону, неону та ін. ***Рідинні –*** це поклади нафти, підземні та джерельні води (питні, термальні, мінеральні, технічні), а також поверхневі запаси висококонцентрованої рапи морських лагун, озер, що постачають цілий комплекс галоїдно-сульфатних солей – нітратів, боратів та ін. ***Тверді*** – найчисленніші, їх використовують як: а) ***скупчення певних корисних мінералів*** для вилучення (після їхнього збагачення та переробки) окремих хімічних елементів, зокрема, переважної більшості металів; б) ***окремі бездефектні кристали мінералів,*** що мають надзвичайні оптичні властивості (гірський кришталь, оптичний флюорит, ісландський шпат), або високу твердість (алмаз, корунд) та ін.; в) ***полікристалічні агрегати***, що потребують лише збагачення на певний мінеральний вид (графіт, тальк, викопні солі тощо); г) ***гірська порода*** певного складу та призначення (пісок, глина, вапняк, мармур, граніт, лабрадорит), поклади вугілля – буре, кам'яне, антрацит, лігніт, горючі сланці, умовно тверді продукти поверхневої дегазації та мінералізації нафти – озокерит, асфальтит та ін.

За використанням корисних копалин у різних галузях виробництва їх поділяють (В. Смірнов, А. Бетехтін, А. Локерман) на чотири групи.

I**. Металеві** (або рудні) представлені корисними копалинами, з яких вилучають метали: чорні (Fe, Ti, Cr, Mn, V), легкі (Al, Li, Be, Mg), кольорові (Cu, Zn, Pb, Sb, Ni), рідкісні та "малі" (W, Mo, Sn, Co, Hg, Bi, Zn, Cs, Nb, Ta), благородні (Au, Ag, Pt, Pd, Os, Ir), радіоактивні (U, Ra, Th), розсіяні (Sc, Ga,

Ge, Rb, Cd, In, Hf, Be, Te, Po, Fc), рідкісноземельні (La, Ce, Pr Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tn, Yb, Lu).

II**. Неметалеві** (або нерудні) охоплюють численні корисні копалини, що використовують як:

а) ***хімічну сировину*** (галоїдні солі, самородна сірка, сірчаний колчедан, арсенопірит, реальгар, аурипігмент, флюорит, барит-вітерит, алуніт, деякі інші);

б) ***агрономічну сировину*** (апатит, фосфорит, калійні солі, селітри, борати, датоліт, дамбурит, глауконіт, кальцит, арагоніт, целестин);

в) ***металургійну сировину,*** у тому числі:

- *термоізоляційну* (графіт, хроміт, хризотил-азбест, вермикуліт, тальк і талькове каміння, магнезит, боксити, кварцити);
- *термотривку* (високоглиноземисті мінерали: андалузит, силіманіт, дистен, діаспор, різноманітні глини);
- *флюси* (кальцит, доломіт, флюорит, польові шпати, нефелін та ін.);

г) ***технічну (індустріальну) сировину,*** а саме:

- *абразивну* (алмаз, корунд, топаз, гранат, кварц);
- *електроізоляційну* (діелектрики – мусковіт, флогопіт, каолініт, талькове каміння, стеатит, агальматоліт, гіпс, ангідрит);
- *дорогоцінне каміння* (бездефектні кристали алмазу, смарагду, аквамарину, геліодору, олександриту, рубіну, сапфіру, шпінелі, топазу, турмаліну, аметисту та ін.);
- *виробне каміння* (аморфні та прихованокристалічні халцедоноподібні агрегати – агати, опали, яшми, мармуровий онікс, родоніт-орлець, малахіт, лазурит, нефрит-жадеїт, агальматоліт, селеніт, ангідрит, бурштин, каурі та ін.);

д) ***п'єзооптичну та оптичну сировину*** (бездефектні кристали кварцу, турмаліну, ісландського шпату, флюориту);

е) ***будівельну та склокерамічну сировину***:

- *будівельне каміння* (бутове, покрівельне, бруківка та ін.);

- *облицювальне каміння* (мармури, граніти, лабрадорити, гейзерити, пісковики, туфи та ін.);
- *кислототривке каміння* (андезити, фельзити та ін.);
- *в'яжучі матеріали* (мергель, вапняк, гіпс, ангідрит, глина, трепел, діатоміт);
- *наповнювачі бетону* (гравій, пісок, жорства);
- *полегшувачі бетону* (трас, пемза, діатоміт, трепел, менілітові сланці);
- *мінеральні фарби* (крейда, вохра, сурик та ін.);
- *кам'яне литво* (діабази, базальти та ін.);
- *скляне литво, кераміка* (кварцові піски, пегматити, глини, каоліни, суглинки, леси).

III. **Вуглеводневі** (каустобіоліти, або горючі) корисні копалини використовують у різних галузях паливно-хімічного виробництва як тверду та газово-рідинну сировину. Зокрема, тверді представлені ***гумітами*** (торф, лігніт, буре і кам'яне вугілля, антрацит), ***сапропелітами*** (горючі сланці, богхед, асфальтит, озокерит)***, напівсапропелітами*** (гагат, напівбогхед); до газово-рідинних належать поклади ***нафти*** – нафтенової ("важкої"), парафінової ("легкої"), горючих вуглеводневих ***газів*** та ***газоконденсатів.***

IV. **Гідро-газомінеральні** скупчення використовують як:

- ***прісні води*** питного і технологічного призначення;
- ***мінеральні води,*** у тім числі лікувальні (бальнеологічні) вуглекислотні, сірководневі, йодобромні, радіоактивні (зокрема, радонові);
- ***нафтові води*** часто з промисловим вмістом Br, J, Be, Ra та ін.; важливою є ***рапа*** прибережно-лагунних та озерних водойм, з яких видобувають кам'яну, калійну сіль, нітрати (селітру), борати, а також Mg, Li, Au; ***мінералізовані мули,*** аплікації з яких відомі як важливий, інколи радикальний засіб для лікування суглобів; ***джерела негорючих інертних газів*** He, Ne, Ar, Kr; ***природні термальні джерела*** як досить надійні канали постачання внутрішньої теплової енергії земної

кори, яка забезпечує роботу геотермальних електростанцій, а також як бальнеологічний засіб.

Методи вивчення корисних копалин за характером вирішуваних проблем поділяють на чотири групи.

1. ***Загальні*** геологічні та мінералого-геохімічні дослідження, спрямовані на виявлення регіональних закономірностей поширення комплексу руд або конкретної корисної копалини з попередньою оцінкою перспективності потенційно рудоносної території – комплексне або галузеве прогнозування. Домінує геологічне картування у масштабі 1 : 200 000–1 : 50 000 з елементами мінералого-геохімічного та металогенічного районування; складають реєстр конкретних ділянок, рудопроявів, точкових спостережень з визначенням порядку їхнього дослідження.

2. Власне "***кориснокопальні"*** методи великомасштабних досліджень, що зорієнтовані на з'ясування морфометричних особливостей зруденіння, характеру його зв'язків з геологічним середовищем (структурно-літологічний, магматичний контроль та ін.). До цих методів належать: детальне геолого-структурне картування в масштабі від 1 : 25 000 до 1 : 500, підземне геологічне та мінералогічне картування в масштабі 1 : 200–1 : 50 зі складаням спеціальної документації у вигляді погоризонтальних геологічних планів, розрізів, проекцій окремих рудних тіл на вертикальну або горизонтальну площину. На цих матеріалах ґрунтуються методи подальшої ув'язки та геометризації рудних тіл, геолого-структурного та металогенічного аналізів зі складанням великомасштабних металогенічних карт і карт прогнозів.

3. ***Спеціалізовані*** методи петрографічного, мінералого-геохімічного та мінералого-генетичного досліджень руд, навколорудних метасоматитів і незмінених бічних порід, зокрема, методи мінераграфії, парагенетичного та структурно-текстурного аналізів, цілий арсенал методів сучасної термобарогеохімії – вивчення багатофазових включень у мінералах, а також

різні модифікації методів спектрального, рентгеноструктурного, термічного, фотометричного, полярографічного та мікрохімічного аналізів.

4. ***Порівняльний метод***, який завдяки комплексному вивченню специфічних рис зруденіння зорієнтований на з'ясування стійких угруповань РКК, що є дуже подібними за речовинним складом (мінеральний тип), умовами утворення (генетичний тип), геолого-структурними та фізико-хімічними умовами локалізації (геолого-структурний тип). Важливе значення має так званий рудноформаційний тип, який, за визначенням Д. Рундквіста (1978), є складовою частиною рудоносної геологічної формації і має статистично стійкий набір однотипних мінеральних парагенезисів з певною закономірністю їхніх просторово-часових взаємовідношень. По суті, це природна множина рудних проявів різного масштабу, яким притаманні не тільки однакові геолого-структурні умови локалізації, а й закономірності поширення в певних структурно-фаціальних зонах земної кори. Саме тому рудноформаційний аналіз лежить в основі прогнозно-оцінювального та розшукового процесів, і є вкрай трудомістким та відповідальним етапом на шляху зміцнення мінерально-сировинної бази сучасного виробництва.

1.2. Родовища корисних копалин та їхні просторові угруповання

Родовище корисної копалини – поняття не стільки геологічне, скільки геолого-економічне, тобто воно відображає, з одного боку, життєві потреби суспільства, а з іншого, – сучасні технологічні та моральні можливості людини щодо раціонального, бажано комплексного, освоєння природної сировини. ***Родовищем корисної копалини (РКК)*** називають ***геологічну ділянку природного скупчення мінеральної, рідинної або газоподібної речовини, яка придатна для промислового використання людиною саме сьогодні або в недалекому майбутньому.*** Таке визначення, на відміну від поняття "корисної копалини" взагалі, відрізняється

принциповою констатацією необхідності врахування її якісно-кількісних параметрів, та можливого терміну використання.

Родовище корисної копалини, експлуатація якого економічно рентабельна, називають ***промисловим.*** Для цього воно повинно відповідати певним промислово-економічним вимогам, а саме:

- ***кількість*** мінеральної сировини в межах родовища повинна повністю покрити (окупити) видатки, пов'язані з його розробкою, та дати певний прибуток; кількість розвіданої корисної копалини називають ***запасами*** родовища і виражають у тоннах, особливо цінної сировини – у кілограмах, а газово-рідинної – у метрах кубічних;
- ***якість*** мінеральної сировини повинна задовольняти вимоги сучасної переробної промисловості, через ***вміст*** (у відсотках або грамах на тонну) цінних, і шкідливих компонентів. Наявність, крім ***основних,*** ще й ***супутніх*** корисних компонентів забезпечує можливість комплексного використання сировини і збільшує її вартість: чим вищий вміст корисних компонентів (основних, супутніх) та нижчий шкідливих, тим вища ***сортність*** руд;
- ***технологічні схеми*** збагачення руд та вилучення корисних компонентів з обов'язковим відокремленням шкідливих на час експлуатації повинні вже бути розробленими та економічно виправданими;
- ***гірничо-технічні та гідрогеологічні умови*** розробки родовища повинні бути прийнятними з огляду на сучасний рівень вимог гірничої справи та екогеології;
- ***географо-економічне положення*** родовища повинно бути достатньо вигідним і сприяти не тільки його експлуатації, а й створенню цілих територіально-промислових комплексів, тісних промислово-технологічних зв'язків між місцевими центрами видобутку та подальшої переробки одного або декількох видів сировини. У цьому разі необхідно враховувати особливості географічного положення

району родовища, його відстань від уже розвіданих та індустріальних центрів, шляхи сполучення, енергозабезпеченість, виробничий потенціал місцевого населення, доцільність його підкріплення “авіаційно-човниковим” методом та ін.

У випадку, коли родовище не відповідає хоча б одній із перелічених вимог, його не можна розглядати як промисловий об’єкт. А якщо його сировина з тих чи інших причин не може бути освоєною сьогодні, то таке родовище “консервують” для експлуатації в майбутньому, інколи досить далекому.

Промислове значення родовища тієї чи іншої корисної копалини визначають за допомогою системи ***промислових кондицій,*** тобто комплексу конкретних якісно-кількісних показників, у разі дотримання яких експлуатація розвіданого об’єкта можлива та економічно доцільна. Такими, наприклад, є мінімальний розмір промислових запасів певної сировини, мінімальна потужність її покладів, мінімальний промисловий вміст корисних компонентів, максимально допустимий вміст шкідливих домішок, а також багато інших показників, значення та ієрархія яких для різної сировини є різними.

Мінливість промислових кондицій у часі та просторі головно визначають: 1) науково-технічний потенціал країни; 2) характер і стабільність її економічного становища; 3) потужність і розвіданість її мінерально-сировинної бази; 4) кон’юнктуру на світовому ринку тієї чи іншої сировини, що головно зумовлені не лише економічними чинниками, а й політичними міркуваннями окремих лідерів. Саме тому промислові кондиції не є чимось визначеним раз і назавжди, вони постійно і досить закономірно змінюються: інколи різко і суттєво, та частіше в бік зменшення значень параметрів. Збільшення очікує хіба що вміст шкідливих домішок. А відтак промислове родовище чи непромислове є поняттями відносними, що визначені загальними тенденціями розвитку цивілізації. Так чи інакше, але постійно і поступово відбувається процес переходу родовищ непромислового

рангу в розряд промислових: ті, що з певних причин були для людини не дуже привабливими (чи недосяжними), згодом набувають суттєвого значення. Найважливішими з цих причин є такі.

1. ***Постійне зростання потреб суспільства в мінеральній сировині***. Вражає той факт, що лише за першу половину XX ст. з надр землі видобуто набагато більше корисних копалин, ніж за всю передісторію людства: колосальна інтенсифікація видобутку! Водночас, за В. Вернадським, лише 1 % з тієї сировини, що видобута з надр землі на поверхню, людина зуміла використати; решта ж у вигляді техногенних нагромаджень (відвалів кар'єрів, шахтних териконів, дражних ефелів, хвостосховищ збагачувальних фабрик тощо) зберігається для повторної переробки за допомогою досконаліших, ніж сучасні, технологій. Зрозуміло, що корисні копалини поверхневої зони земної кори не є невичерпними, а переважна більшість приповерхневих родовищ уже розвідана й експлуатована, деякі повністю відпрацьовані; у багатьох промислово освоєних районах проводять розшуки родовищ, що залягають на винятково великій глибині (понад 100 м): ці так звані сліпі, поклади фіксують лише дистанційними методами.

2. ***Постійне збільшення галузей практичного використання корисних копалин***. Зокрема, свого часу розшуки нових і комплексне використання відомих джерел Te, Se, Ge було різко стимульоване поширенням виробництва різноманітної напівпровідникової продукції; інтенсивність розшуків на Ti й переоцінка його непромислових родовищ зумовлена необхідністю створення на його основі принципово нових, полегшеного типу термостійких, антикорозійних сплавів оборонного призначення; з огляду на енергетичне освоєння U суттєво поширилося використання Be, Sm, Cd як уповільнювачів реакції радіоактивного розпаду, Zn у складі особливо термостійких сплавів, Hg для оперативного регулювання теплового режиму реакторів і, нарешті, Li як стратегічно важливого компонента в складі водневої бомби. Ілюструвати подібні процеси можливо на прикладі багатьох галузей виробництва.

3. ***Економічне освоєння нових віддалених районів***. Цей процес суттєво впливає на прискорення розвідки або дорозвідки й експлуатації багатьох родовищ, зачислених до рангу непромислових саме з екологічних причин. Досить часто виявлена і зворотна залежність: відкриття великого родовища цінної сировини і можливості її видобутку зі створенням у майбутньому окремого промислово-територіального комплексу, безумовно, спряє економічному розвитку всього району. Добре відома роль сульфідно-мідно-нікелевих родовищ Норильської групи в розвитку інфраструктури півночі Красноярського краю в Росії або залізорудних родовищ середнього Приангар'я для будівництва Братської ГЕС і півночі Іркутської області та ін. Особливо масштабні процеси освоєння родовищ алмазів у Якутії, будівництва Байкало-Амурської магістралі (БАМ), яку прокладали з урахуванням великих родовищ азбесту (Молодіжне), вугілля (Нерюнга), заліза (Чульман), міді (Удокан), золота (Ірокінда) та ін.

4. ***Удосконалення технології збагачення руд та вилучення корисних компонентів***. Саме ці процеси визначають загальну тенденцію до стійкого зростання зацікавленості виробництв в експлуатації родовищ переважно ***бідних,*** бажано ***комплексних*** руд, однак представлених ***великими запасами.*** Винятково з успіхами технологічних розробок пов'язана можливість використання людиною принципово нових видів мінеральної сировини; зокрема, не так давно це трапилося з нефеліновими сієнітами, силіманітовими та дистеновими кристалічними сланцями для отриманя глинозему (Al_2O_3).

5. ***Впровадження нових методів розробки родовищ.*** Поряд з підземними розробками родовищ масштабніше застосовують поверхневі засоби експлуатації у вигляді кар'єрів. Тоді з'являється можливість ефективнішої реалізації технологічних потужностей великогабаритних виробничих комплексів, окремих *машин,* цілих рухомих мінізаводів (драг), а за умови особливо великих запасів родовищ важлива оперативна можливість сортування руд, що знижує їхню собівартість. Порівняно новими

прогресивними напрямами геотехнології розробок є: 1) метод підземного ***вилуговування*** легкорозчинних солей за допомогою свердловин; 2) метод підземного ***виплавлення*** (ПВ) легкоплавкої сировини (самородна сірка, парафінова нафта, озокерит) за допомогою спеціального теплоносія, що його запомповують у свердловини; 3) метод підземного і наземного (кучного) ***біохімічного*** (бактеріального) ***вилуговування*** деяких металів (Cu, Pb, Zn, Au та ін.).

Просторові угруповання родовищ корисних копалин мають особливу привабливість локалізуватися не поодиноко, а в складі асоціацій генетично подібних або структурно спряжених рудних утворень різного масштабу. Причина цього явища прихована в особливостях геологічного розвитку та будови конкретної території, що виявилися найсприятливішими для прояву рудоутворювального процесу певного типу або типів. Різновеликі території поширення таких угруповань називають ***рудоносними площами.*** За геолого-структурними особливостями та масштабом вони формують певний ієрархічний ряд.

Рудне поле – це територія поширення групи родовищ та рудопроявів, поєднаних спільністю геологічних процесів їхнього утворення, структурними умовами локалізації та характером прострово-вікових змін фізико-хімічних умов формування руд; можливі варіації площі – від 1–2 до 10 км^2, морфоструктурні особливості визначені елементами конкретної геологічної ситуації. У межах одного поля родовища можуть бути представлені моно- або поліметалевими рудами з помітними варіаціями мінерального типу (як відображення спільної зональності) й обов’язково пов’язаними генетично.

Рудний район (або ***вузол,*** якщо витягнутий **–** ***зона***) охоплює декілька близьких за віком утворення і складом рудних полів, що приурочені до певного типу зчленування регіональних структур і пов’язані з єдиним магматичним або літолого-стратиграфічним комплексом порід; можливі варіації площі – від 100 до $n \cdot 100$ км^2.

Рудна область (або ***пояс,*** якщо близько ізометрично – ***басейн***) – це ділянка земної кори, де поширений певний набір рудних районів, рудних полів, окремих родовищ різного складу та походження, що приурочені до спільного геотектонічного елемента першого порядку – вулканогенного поясу, області тектономагматичної активізації, зони глибинного розлому, зминання та ін. Вона є складовою частиною металогенічної провінції з параметрами від 50 × 300 до 100 × 1000 км. Аналогічним є поняття ***область поширення корисної копалини,*** наприклад, залізорудний басейн, вугільний, соляний.

Металогенічна (або мінерагенічна) ***провінція*** – порівняно велика ділянка земної кори в складі платформи або геосинклінального поясу, охоплює окремі рудні області, поля та родовища різних корисних копалин, проте з рисами споріднених зв'язків як відображення регіональної зональності послідовного розвитку низки рудоутворювальних процесів упродовж повного геотектонічного циклу.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть головні групи корисних копалин і схарактеризуйте їхнє значення для розвитку господарства.

2. Яка забезпеченість України головними видами корисних копалин?

3. Мінерально-сировинні ресурси України та багатства надр її західних областей.

4. У чому полягає відносність понять "корисна копалина" та "родовище", "мінеральний агрегат" і "руда"? Назвіть причини і наведіть приклади переведення природних об'єктів з однієї категорії в іншу.

5. Які спеціальні методи дослідження і чому застосовують під час вивчення РКК?

6. Практичне значення вивчення генезису РКК для оцінки їхньої перспективності, вибору оптимального напряму розшуків і методів розвідки; наведіть приклади.

7. Назвіть головні природні групи РКК і відповідні їм структурно-металогенічні елементи земної кори.

8. Чим, окрім розмірів, відрізняється мінерагенічна провінція від області (басейну) поширення корисних копалин?

9. Що прийнято називати рудним полем? Наведіть приклади, які дають змогу зробити висновок про співвідношення рудного поля і родовища.

10. Назвіть відомі Вам періодичні видання (журнали, збірники, вісники), у яких публікують матеріали про РКК.

Розділ 2
ТІЛА КОРИСНИХ КОПАЛИН, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ТА ПРИНЦИПИ ТИПІЗАЦІЇ РУД

2.1. Умови залягання та морфометрія рудних тіл

Тілом корисної копалини (ТКК) називають природне скупчення мінеральної або газово-рідинної сировини, яке приурочене до певного геолого-структурного елемента (розлому, інтрузивного контакту, шарніра складки) та обмежене з усіх боків безрудним контуром, тобто частиною геологічного простору, позбавленого промислово корисних концентрацій корисної копалини.

Скупчення будь-якої ***твердої*** корисної копалини (металевої чи неметалевої) називають ***рудним тілом***. У межах конкретного родовища може бути декілька таких тіл, частіше – декілька десятків, інколи сотень, навіть тисяч; розподіл їх, зазвичай, нерівномірний, з утворенням дещо відокремлених угруповань порівняно ізометричної (“рудні ділянки”) або лінійно витягнутої конфігурації (“рудні зони” другого порядку, якщо порівнювати із зональним поширенням родовищ). Тіло корисної копалини, що є генетично зумовленою складовою частиною шаруватих відкладів осадового походження, називають ***покладом***. Поклад може бути рудним, сольовим, вугільним чи нафтогазовим, і особливо притаманний родовищам ***площинного*** типу – одно- або багатоповерховим.

Межі тіл корисних копалин залежно від чіткості їхнього прояву, а відтак – від ступеня вірогідності картування, можуть бути ***геологічними*** та ***концентраційними.*** Перші визначені конфігурацією певних рудоконтролювальних елементів – стінок окремих порожнин, тріщин різного походження, підошви чи покрівлі рудовмісних нашарувань або пластів із різко відмінною тріщинуватістю порід – і здебільшого досить чітко й легко діагностувати та документувати (картувати). Другий тип меж пов’язаний із дуже поступовим, не завжди помітним для ока переходом від тих чи інших скупчень корисних мінералів до зон, де їх зовсім нема. Отже, конфігурація

рудного тіла в цьому випадку має доволі умовний характер, її визначають за деякими системами відбору проб навхрест рудному тілу; визначальним у цьому разі є положення ізолінії, що відповідає мінімально промисловому вмісту корисного компонента (рис. 3).

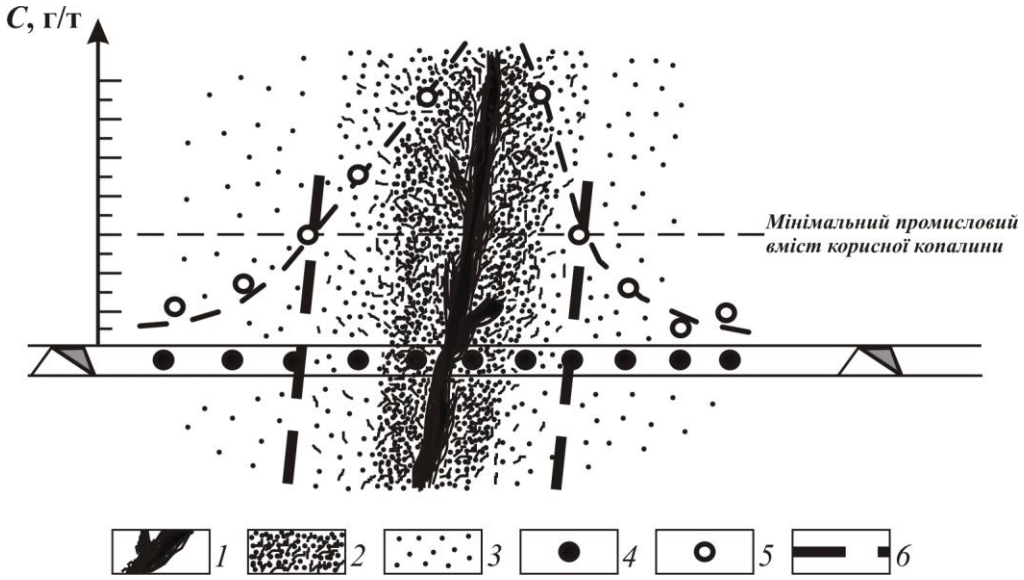


Рис. 3. Принципова схема визначення "концентраційного" типу межі рудного тіла:
1 – суцільні руди жильного типу з невиразними межами; *2* – прожилково-густовкраплені руди; *3* – помірно вкраплена мінералізація вмісних порід; *4* – місця відбору проб уздовж виробки; *5* – результати пробовідбирання; *6* – припустима межа рудного тіла.

За характером співвідношення з поверхнею сучасного ерозійного зрізу тіла корисної копалини поділяють на такі: а) ***відкриті,*** що майже повністю виходять на денну поверхню; б) ***привідкриті,*** що лише частково оголені; в) ***закриті*** (або "***сліпі***"), що зовсім недосяжні для прямого спостереження. Закриті можуть бути або взагалі ***нерозкритими***, тобто такими, що ніколи не були розкриті ерозійним зрізом земної кори, або ***перекритими***, які раніше частково вже розкривалися, але потім були поховані молодшими відкладами (рис. 4).

За часом утворення ТКК стосовно вмісних порід досить чітко розрізняють: а) ***сингенетичні*** тіла, що пов'язані з навколишніми породами спільними процесами та часом утворення, і тому завжди є ***згідними*** з їхнім заляганням; б) ***епігенетичні*** тіла, що утворилися пізніше від вмісних порід і тому, зазвичай, є ***незгідними*** з ними (інколи трапляються тіла, що лише "замасковані" під сингенетичні – як наслідок простого заміщення

породоутворювальних мінералів на рудні); в) ***син-епігенетичні*** (“***контактові***”) тіла, що виникають на межі енергетично-речовинної взаємодії двох досить різнорідних природних субстанцій (наприклад, магматичного розплаву з кристалічними або осадовими породами, коли виникають скарни, грейзени, або в області змішування високомінералізованих термальних розчинів з придонними водами світового океану).

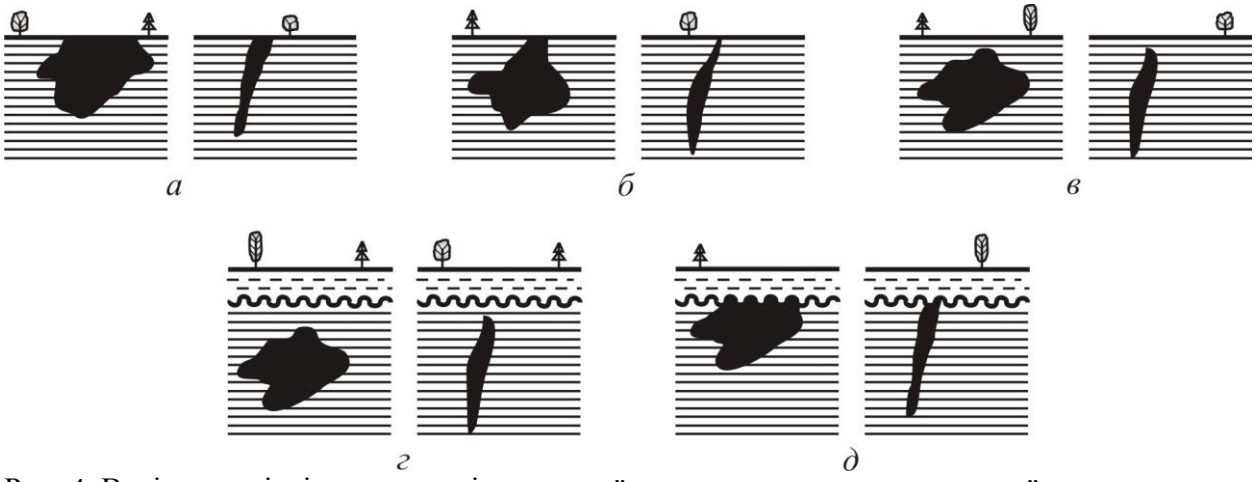


Рис. 4. Варіанти співвідношення тіл корисної копалини з поверхнею земної кори:
а – розкриті; *б* – прирозкриті; *в* – “сліпі”, у тому числі нерозкриті (*г*) та перекриті (*д*).

2.1.1. Морфотипія та метрія тіл корисної копалини

Однією з головних рис рудного тіла є його форма. Саме вивчення морфології ТКК, коли аналізують особливості їхньої конфігурації, лінійні параметри та умови залягання серед вмісних порід, є в основі вирішення важливих завдань теоретичної та прикладної геології. Зокрема, такий аналіз базовий не лише для визначення загальних запасів корисної копалини та оптимальних гірничо-технічних умов їхньої експлуатації, а й для повнішого розуміння механізмів поширення зруденіння та прогнозної оцінки його перспектив з глибиною. Усі ці питання, здебільшого, є предметом дослідження спеціальних дисциплін – “Структури рудних полів та родовищ”, “Прогнозної оцінки рудоносних площ”, “Підрахунку запасів корисних копалин”. У цьому розділі обмежимося розглядом лише загальних рис морфотипії ТКК, що відображають особливості конкретної структурної ситуації, фізико-механічні властивості рудовмісної товщі та деякі аспекти її

перетворення під енергетично-речовинним впливом рудогенерувальних палеосистем.

Форма тіл корисної копалини визначена, передусім, характером кількісних співвідношень трьох їхніх просторових вимірів, що добре розкривають за допомогою ортогогальної системи координат. У практичній геології осям абсциси, ординати та аплікати відповідають лінії простягання, падіння та потужності рудного тіла. Саме на цьому ґрунтується виділення чотирьох морфометричних груп тіл: 1) ***ізометричних***; 2) ***площинних*** (умовно двовимірних); 3) ***трубоподібних*** (умовно одновимірних); 4) ***негеометризованих***, неправильну форму яких важко описати геометричними засобами.

2.1.1.1. Ізометричні тіла корисних копалин. Тіла цього морфотипу формують мінеральні скупчення, всі три виміри яких є близько ***рівновеликими***. Властиві, головно, *ендогенним*, здебільшого *епігенетичним* утворенням, серед яких розрізняють ***штоки***, ***штокверки***, ***гнізда***, ***кишене-*** та ***брунькоподібні*** тіла.

Шток – це порівняно великі (перші сотні метрів) близько ізометричні тіла суцільної (або майже суцільної) мінеральної речовини переважно у вигляді масивних руд. Їхнє формування пов’язане з процесами заміщення подрібнених порід у ділянках перетину або підчленування різноорієнтованих розломних структур, особливо тоді, коли поклади перетинають хімічно активні породи (вапняки, доломіти, мергелі), що екрановані сланцями (рис. 5, *а*). Серед екзогенних утворень можливі також соляні штоки як наслідок процесів діапіризму (див. рис. 5, *б*). Отже, визначальними можуть бути тільки структурні або ж структурно-літологічні чинники локалізації післямагматичного гідротермального зруденіння різного складу; характерними є штоки свинцево-цинкових руд серед вапняків (“Осіновський” шток Кадаїнського родовища у Східному Забайкаллі), колчеданово-поліметалевих руд у вулканогенно-осадових товщах Рудного Алтаю, мідно- та сірчано-колчеданових на Уралі тощо.

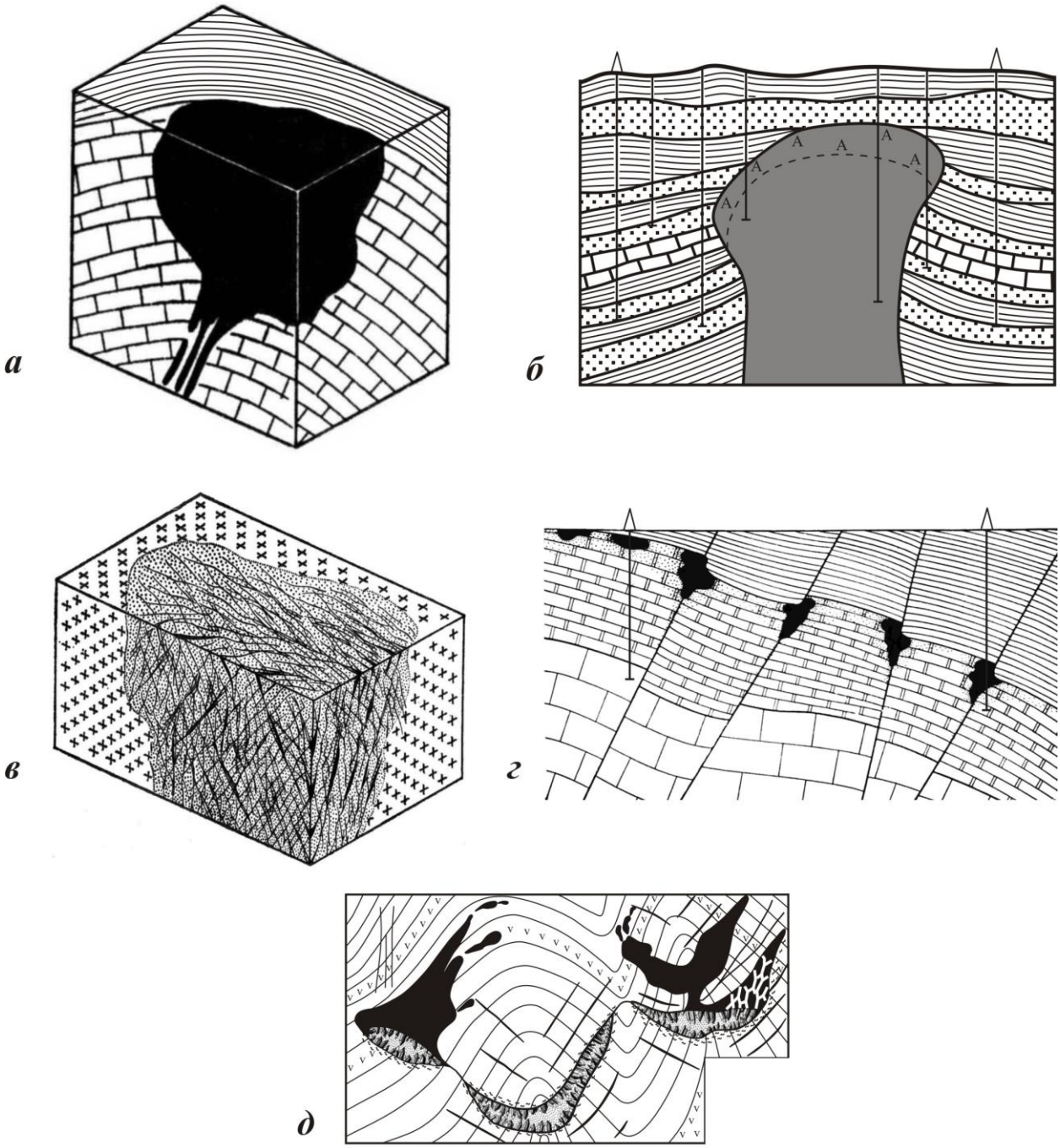


Рис. 5. Близько ізометричні тіла корисних копалин (Смирнов, 1976, 1989):
а – шток масивного, густо вкрапленого зруденіння та підвідна зона тріщинуватості у вапняках; *б* – соляний купол діапірового походження (у покрівлі з ангідритом) у пісковиково-сланцевій товщі; *в* – штокверк прожилково-вкрапленого зруденіння в гранітоїдах; *г* – гніздоподібні тіла в вапняках під екраном глинистих сланців; *д* – кишенеподібні та брунькоподібні порожнини з досконалими кристалами п'єзооптичного кварцу, що супроводжуються системою тріщинуватості та гідротермальними змінами вулканогенно-осадової товщі.

Штокверк (або "штокверковий масив", за В. Котляром) – це також майже ізометричний *об'єм гірської породи* зі складною, інколи досить густою сіткою порівняно коротких різноорієнтованих прожилків і вкрапленістю в них рудної речовини (тобто руди далеко не масивні, а винятково

прожилково-вкраплені); по суті, йдеться про частково зруденілі масиви порід, окремі ділянки яких за розміром сягають більше кількох сотень метрів, іноді – до 1 км і навіть більше. Розрізняють *неорієнтовані* штокверки, що є найпоширенішими, і *орієнтовані* (див. рис. 5, *в*), що розміщені в купольних частинах масивів виверженых порід як наслідок їхньої контракції під час охолодження. В окремих випадках зі збільшенням глибини можна спостерігати поступові переходи від штокверкового типу зруденіння до жильного. Загалом штокверки характерні для післямагматичних родовищ міді, молібдену, олова, золота, срібла, хризотил-азбесту, що дає змогу застосовувати відкриті методи розробки таких родовищ кар'єрним, технологічно ефективним і економічно дешевим способом. Тоді видобувають не сам рудний матеріал, а *масу зруденілої гірської породи*.

Гнізда – порівняно дрібні ($n \cdot 1$-$n \cdot 10$ м), зазвичай, ізольовані одне від одного, умовно ізометричні тіла досить складної конфігурації; своєрідні *міні-штоки* (див. рис. 5, *г*), що трапляються серіями, групами (так звані рої, плеяди). Характерні для епігенетичних руд післямагматичних родовищ сурми, ртуті, олова, золота, срібла, свинцю-цинку; як виняток, відомі серед сингенетичних руд магматичних родовищ хромшпінелідів.

Кишене- та брунькоподібні тіла – системи майже ізометричних утворень типу міні-гнізд, але дуже дрібні ($n \cdot 1 – n \cdot 10$ см); характерні для родовищ корисних копалин особливо високої цінності: самородного золота, платини, срібла, п'єзокварцу (див. рис. 5, *д*), ісландського шпату, дорогоцінних каменів різного походження (берил, топаз, рубін, сапфір та ін.).

2.1.1.2. Плоскі тіла корисних копалин. Загалом це мінеральні або газово-рідинні скупчення, два виміри яких є довгими (простягання та падіння тіла), а третій – значно коротшим (потужність); умовно їх називають двовимірними і поділяють на два підтипи: *пластові,* що завжди *згідні* з нашаруванням порід, та *жильні*, або *січні,* які завжди *незгідні* з ними.

І. Підгрупа пластових тіл. Здебільшого вона об’єднує поклади корисних копалин, що є чітко *сингенетичними* до порід певного стратиграфічного розрізу, їх розглядають як його повноправні складові (рис. 6, *а*). Ще їх називають *стратифікованими*, на відміну від менше поширених *стратиформних*, що подібні до перших за формою, проте є *епігенетичними* тілами заміщення лише окремих ділянок хімічно активних або порівняно пористих порід розрізу і тому так чи інакше пов’язаних з рудопідвідними розломними структурами (див. рис. 6, *б*). Серед стратифікованих скупчень корисних копалин є пласти, пластоподібні поклади, лінзи, сочевиці; сочевиці можуть бути і стратиформними утвореннями, головними представниками яких є так звані сідлоподібні тіла.

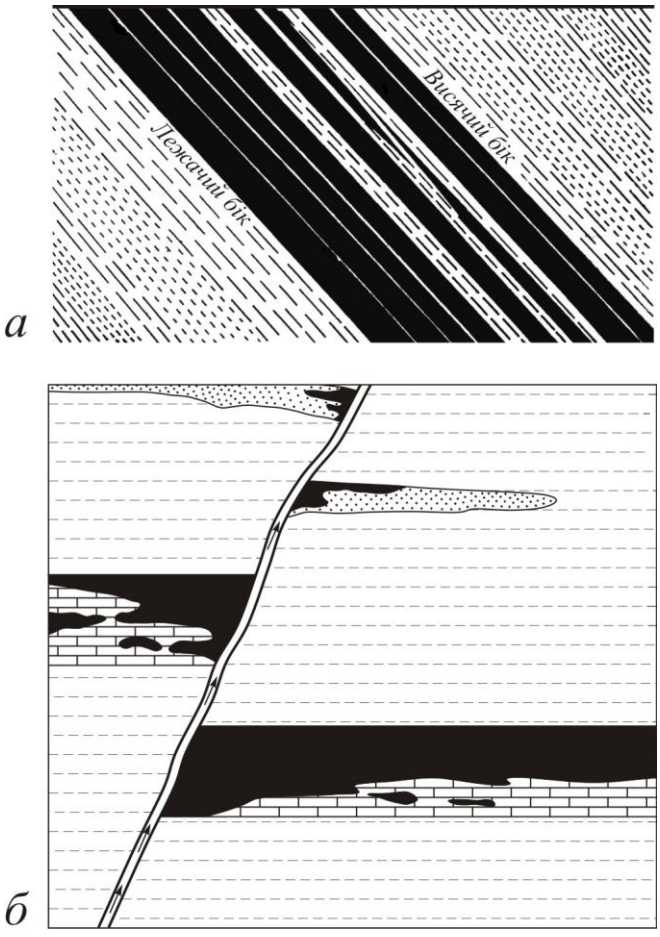


Рис. 6. Пластові тіла корисних копалин:
а – пласт; *б* – пласто- та лінзоподібні тіла.

Пласт – це поклад корисних копалин, що залягає в певних стратиграфічних або літологічних горизонтах рудоносної товщі і має середню потужність, добре витриману за падінням та простяганням на $n \cdot 100$ м (інколи понад 1–2 км). За внутрішньою будовою розрізняють порівняно *прості* тіла з майже однорідною будовою в розрізі та *складні* з вирізненими в одному пласті окремими шарами збагачення корисною копалиною, іноді спостерігають навіть так зване пачкування таких шарів.

Характерні пластові поклади для сингенетичних руд осадових родовищ, що представлені оксидами та гідрооксидами заліза, мангану, алюмінію (боксити), легкорозчинними солями, карбонатними породами,

глинами, вугіллям тощо; відомі також метаморфогенні родовища залізистих кварцитів, золотоносних та уранових руд. Протяжність пластів нерідко вражає, а потужність різна. Наприклад, вугільні пласти Донецького басейну сягають довжини $n \cdot 10$ км за потужності від 0,45 до 2,5 м (у середньому 0,7–0,8 м), а на Південному Уралі відомі його потужності до 150 м; потужність соленосних покладів Солікамська (Урал) сягає навіть 500 м, місцями – 800 м; золотоносні конгломерати родовища Вітватерсранд (Південна Африка) простежені за падінням до глибин 2–3 км, а на окремих ділянках – до $4 \cdot 2$ км.

Пластоподібні поклади також двовимірні, приурочені до певних стратиграфічних та літологічних горизонтів, проте відрізняються (від типового пласта) значно меншою витриманістю потужності тіла як за його падінням, так і за простяганням; наявна дискретність покладів, часто з розлінзуванням, а відтак і зменшенням лінійних масштабів. Подібні тіла притаманні майже всім стратифікованим родовищам осадового походження (бурозалізняковим, бокситовим, вугільним, легкорозчинних солей тощо). Відомо також немало епігенетичних стратиформних покладів магматичного походження – Норильське сульфідно-мідно-нікелеве родовище, Саранівське хромшпінелідове (Росія), апатит-магнетитове Кірунавара (Швеція (рис. 7)), а також гідротермальних – свинцево-цинкові родовища Південного Казахстану (Міргалімсай, Ачісай), Рудного Алтаю (Миколаївське), мідистих пісковиків Центрального Казахстану (Джезказган (рис. 8)).

Лінзи та ***лінзоподібні*** скупчення корисних копалин є стратиформними тілами заміщення чужорідних, а нерідко і споріднених порід; тіла після роздуву потужності швидко виклинюються, тому вони малопотужні та порівняно короткі ($n \cdot 100$ м). Властиві родовищам мідно-колчеданових руд Уралу, свинцево-цинкових Забайкалля, гірського кришталю на Північному Уралі (рис. 9), де найдрібніші лінзи розміром $0{,}5–n \cdot 1$ м називають “сочевицями”. Загалом пластово-лінзоподібні форми характерні також для переважної більшості нафтогазоносних покладів різних провінцій.

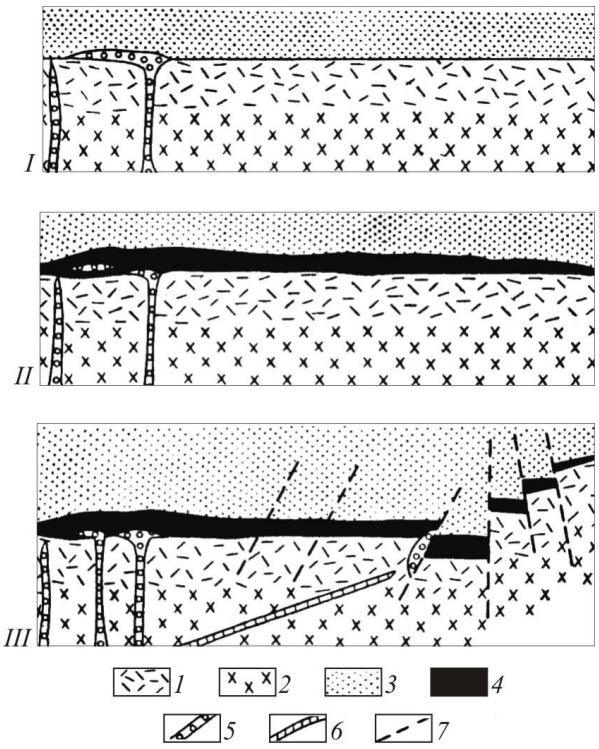


Рис. 7. Послідовність формування апатит-магнетитового родовища Кіруновара, Швеція, за Н. Магнусоном:
1 – сієніт-порфіри; *2* – сієніти; *3* – кварцові порфіри; *4* – руди; *5* – граніт-порфіри; *6* – гранофіри; *7* – скиди; *I, II, III* – стадії розвитку.

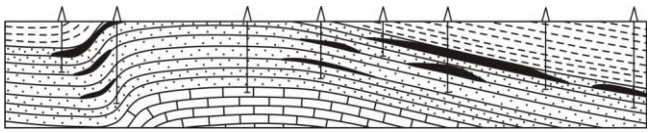


Рис. 8. Лінзо- і пластоподібні тіла в пісковиках з карбонатним цементом під екраном щільніших піщано-глинистих відкладів.

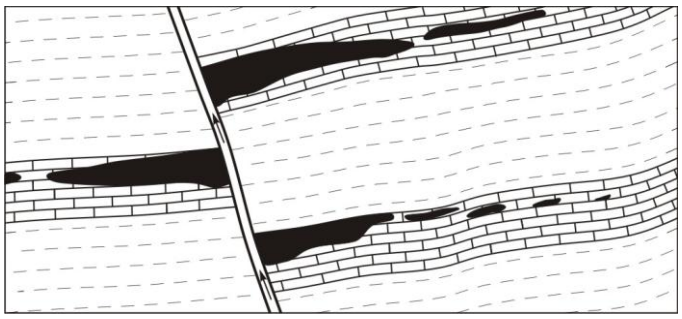


Рис. 9. Лінзи і лінзоподібні тіла.

Сідлоподібні тіла корисних копалин ще неправильно називають “жилами”. Річ у тому, що ці рудні тіла – однозначно *несічні*. Вони, зазвичай, вигнуті згідно з вмісними породами, що утворюють склепіння купольних стрктур, нерідко формують цілі багатоповерхові серії в шарнірах антикліналей різного порядку (рис. 10). Чіткий структурний контроль та приуроченість таких утворень, з одного боку, до розривних рудопідвідних каналів, а з іншого, – до міжпластових порожнин антиклінальних перегинів, та ще й під екранувальними сланцями, однозначно свідчать про епігенетичний характер зруденіння цього типу. Взаємно симетричні серії таких тіл уздовж основних частин складок можуть мати кілька десятків тіл

довжиною понад 1000 м і максимальну потужність десятки метрів. Прикладом є золоторудні родовища Бендіго (рис. 11), Баларат (Південно-Східна Австралія), ртутно-сурм'яні родовища Хайдаркан, Кадамджай, Кансай (Південний Киргизстан), родовища молібденітоносних шеєлітових скарнів Тирниауза (Північний Кавказ).

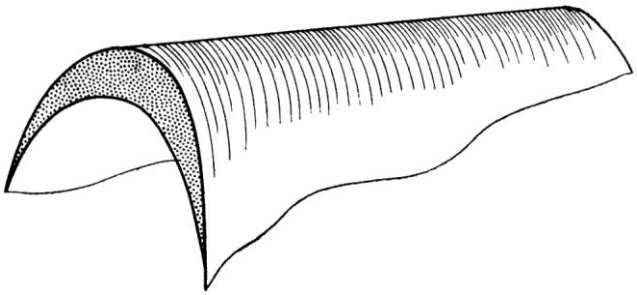


Рис. 10. Сідлоподібне тіло (перспективне зображення).

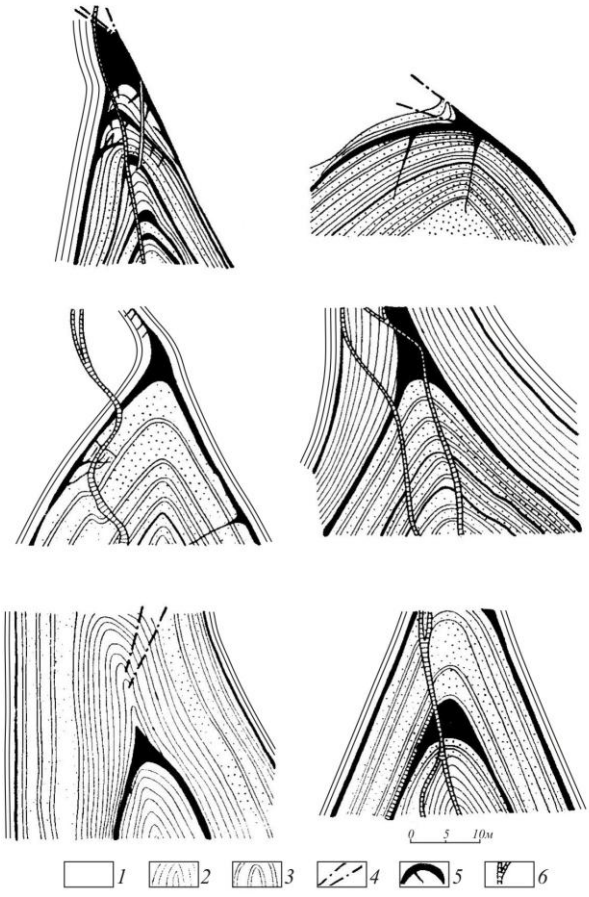


Рис. 11. Геологічні розрізи типових сідлоподібних жил родовища Бендіго, за Д. Томасом:
1 – пісковики й алевроліти; *2* – сланці; *3* – малопотужні прошарки сланців; *4* – розломи; *5* – кварцові жили; *6* – дайки мончикітів (палеоген-неогенові).

II. Підгрупа жильних тіл об'єднує двовимірні винятково епігенетичні скупчення корисних копалин, що є *січними* (незгідними) з рудовмісними товщами. Серед них розрізняють *прості* жили, складні, лінзоподібні, з відгалуженнями, драбиноподібні та деякі інші їхні комбінації, що є відображенням різного поєднання структурних і літологічних чинників.

Прості жили (або плитоподібні, за В. Котлярем) – наслідок мінерального виповнення здебільшого поодиноких тріщин *відриву*, що виникають в умовах дії протилежно напрямлених тектонічних зусиль з розтягненням сполучених блоків (рис. 12, *а*). Морфологічна простота жили узгоджується зі стабільністю вимірів її потужності, відсутністю відгалужень низьких порядків, а також наявністю дуже чітких зальбандів, тобто бічних контакто-

вих поверхонь, що відокремлюють жилу від бічних порід, часто гідротермально змінених. Довжина таких тіл коливається від *n* · 0,1–10 м. Жили цього типу поширені мало й характерні лише для більшості рідкіснометалевих родовищ у вигляді кварц-молібденіт-гюбнеритових руд, кварц-каситеритових, часто з бісмутином, берилом, лепідолітом та іншими мінералами, що забезпечують можливість комплексного видобування Mo, Sn, W, Bi, Be, Li.

Складні жили (або розгалужені) – наслідок виповнення мінеральними агрегатами цілої системи наближених тріщин *сколювання*, а також зон дроблення та розсланцювання бічних порід. Надзвичайно характерні відгалуження у вигляді складної, але досить закономірної системи апофіз різного порядку (див. рис. 12, *б*); вони поширені, здебільшого, у висячому боці головної, так званої стовбурової жили, у лежачому боці вони порівняно дрібні й не завжди промислово цінні. Розрізняють розсланцьовані жили, сітчасті та їхні віргаційні конструкції (див. рис. 12, *в*, *г*).

Розміри таких жильних систем сягають інколи 1–2 км за простяганням, декількох сотень метрів за падінням з варіаціями середньої потужності в межах *n* · 1 см – *n* · 1 м (рис. 13); тому розрізняють плито- та листоподібні жили, з роздувами потужностей або без них. Саме цей тип січних тіл дуже поширений на родовищах так званої жильної серії, з яких видобувають переважну більшість різноманітних металевих і неметалевих корисних копалин.

Лінзоподібні тіла – це тіла, що контрольовані тріщинами сколювання і відрізняються досить закономірною мінливістю потужності як уздовж простягання, так і за падінням. Розрізняють такі відміни цих жил (див. рис. 12, *д–і*): а) власне *лінзоподібні*, з чітко закономірним чергуванням роздувів та стоншень потужності жили, усереднено близько *n* · 10 м; б) *вервицеподібні*, які мають також закономірну, проте значно частішу зміну роздувів та стоншень потужності в інтервалі 1–2 м; в) *рубцьові*, у яких мінливість потужності зовсім не закономірна; г) *камерні тіла,* поодинокі роздуви

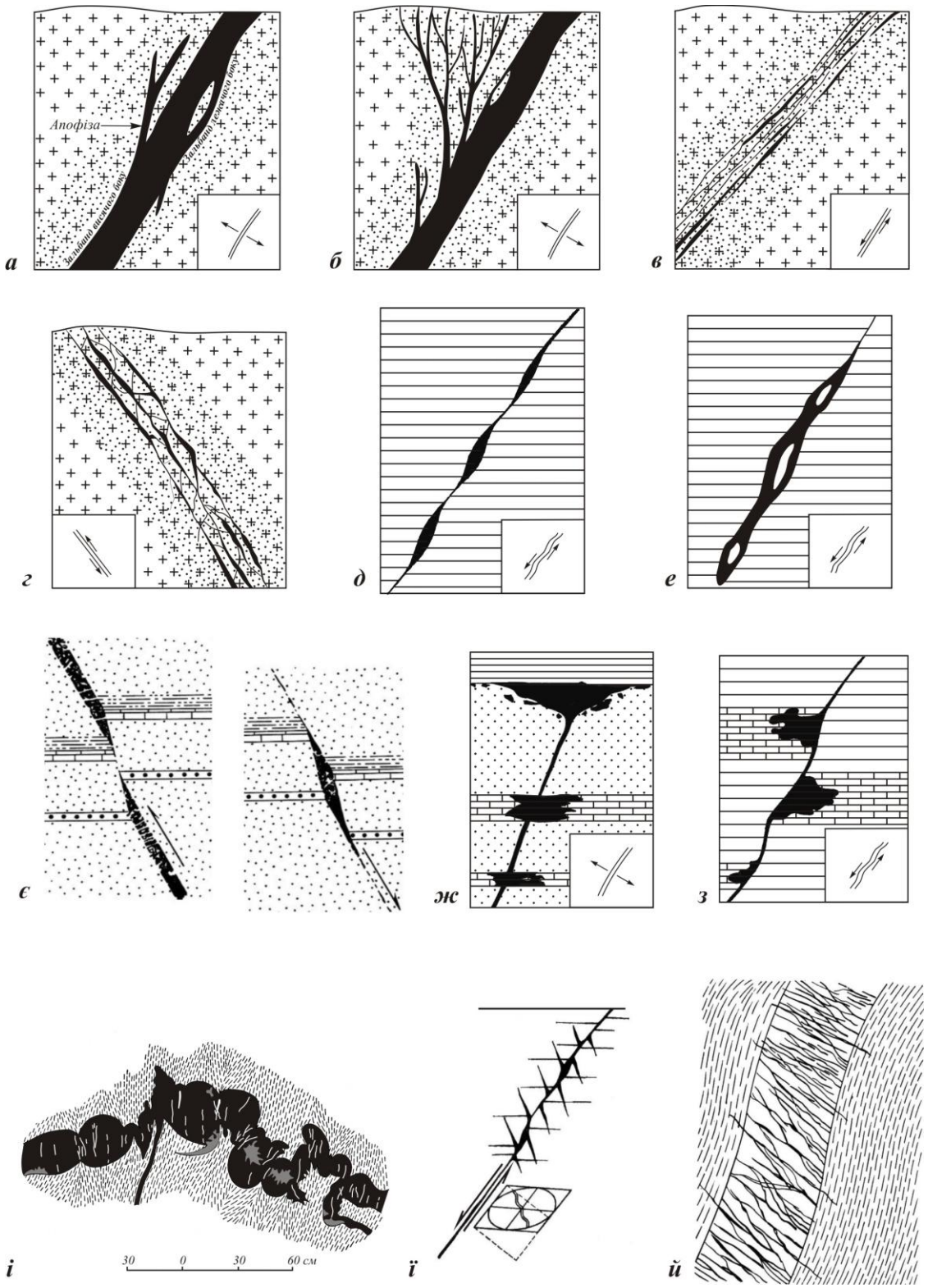


Рис. 12. Січні тіла корисних копалин (Смирнов, 1976, 1989):
Залежно від характеру взаємопереміщення рудоконтролювальних структурних блоків утворюються такі типи жил: *а* – прості, інколи з поодинокими апофізами; *б–г* – складні: *б* – складні з численними апофізами різного порядку, *в* – розсланцьовані, *г* – сітчасті; *д–і* – лінзоподібні: *д* – вервицеподібні з однаковим інтервалом роздув–стоншення, *е* – рубцьові з суттєво різним інтервалом роздув–стоншення, *є* – мінералізовані порожнини привідкритих тріщин, що виникли внаслідок різнонаправлених (стрілки) тектонічних рухів, *ж–з* – камерні, *і* – фестончаста малосульфідна кварцова жила в метаморфізованих сланцях (за Н. Петровською); *ї* – оперені (див. еліпсоїд розкладу деформацій); *й* – драбиноподібні жили в плагіограніт-порфірах серед глинистих сланців.

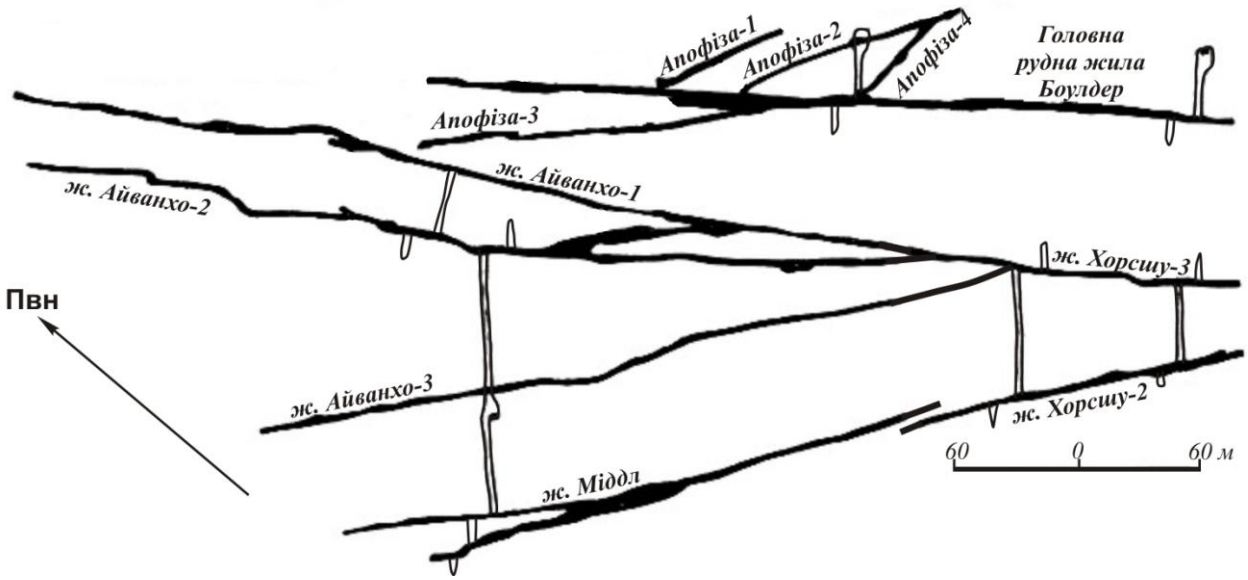


Рис. 13. Система розгалужених жил і передрудних дайок серед порфіритів та кристалічних сланців у районі золоторудного родовища Калгурлі, Західна Австралія, за С. Шером.

потужності в яких виникають у разі перетину ними або прошарків вапняків, що метасоматично заміщувані рудним матеріалом, або зон інтенсивного кліважу бічних порід, або в вузлах зчленування з іншими системами тріщин; д) *фестончасті*, що пов’язані з комбінацією елементів складчастості різного порядку.

Оперені жили – досить наближені до типу складних, однак контрольовані тріщинами *скидово-зсувного* характеру і супроводжуються серією закономірно розташованих відгалужень другого порядку. Відгалуження, зазвичай, є порівняно короткими, малопотужними і зорієнтовані відповідно до еліпса розкладання сил головних тектонічних напружень (див. рис. 12, *і*).

Драбиноподібні жили – це своєрідно орієнтована *прожилкова система* виповнення поперечних тріщин у малопотужних пластах осадових порід або в *жилах* і *дайках* магматогенних *крихких* порід серед порівняно *пластичних* товщ, певною мірою дислокованих (див. рис. 12, *й*); уперше подібні жильні системи відповідно названі та описані академіком А. Карпінським під час вивчення золоторудних родовищ Уралу (Березівське, Кочкарське).

2.1.1.3. Трубоподібні тіла корисних копалин. До цієї групи належать досить різноманітні за походженням скупчення мінеральної речовини, що витягнуті лише в одному напрямі, частіше за падінням; їх ще називають *трубами*, *трубками вибуху* (газів), *трубоподібними тілами* з діатремою, тобто з лійкоподібним закінченням у вигляді *експлозивної* або *еруптивної* брекчій. Особливості їхнього просторового положення характеризує так званий *кут занурення*, тобто кут між віссю труби та її проекцією на горизонтальну площину (рис. 14); у принципі цей кут може змінюватися в досить широкому діапазоні (0–90°), однак найпоширеніші нахили труб становлять 90–50°. Чинники утворення таких тіл винятково структурні; частіше вони приурочені до швів перетину або підчленування розломних систем глибинного закладання (наприклад, алмазоносні кімберлітові тіла Якутії, магнезіоферитові родовища Північного Прибайкалля), відомі вулканогенно-еруптивні системи жерловин різного порядку, з якими пов'язані рудоносні еруптивно-експлозивні брекчії з мідно-молібденовим зруденінням (родовища Браден у Чілі), золоторудне родовище Кочбулак у Східному Узбекистані, Білогорське (Нижнє Приамур'я), відомі також свинцево-цинкові, оловорудні родовища та ін.

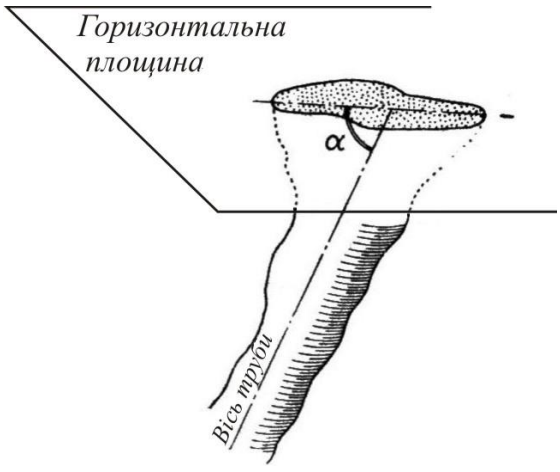


Рис. 14. Елементи залягання трубоподібного тіла; **α** – кут занурення.

2.1.1.4. Негеометризовані тіла корисних копалин. Морфотипія цієї групи тіл помітно відрізняється від описаної вище, а для їхнього вирізнення характерні умовні та суб'єктивні двобачення; тому стосовно них уживають термінологію: від некоректної "неправильні" до примхливої – "полум'яноподібні". Загалом же вони є природним різновидом комбінаторного поєднання згаданих вище простих форм, що відображає індивідуальні, проте дуже важливі конкретні особливості геологічних

ситуацій, що дає підстави для подальшого вдосконалення прогнозувань поширення зруденіння на глибину та фланги рудних тіл.

Спільною рисою складних тіл корисних копалин є те, що вони щодо вмісних порід майже всі *епігенетичні* й формуються в товщах, сприятливих для гідротермального заміщення: у карбонатних породах (вапняках, мергелях, доломітах), порівняно пористих або тріщинуватих відкладах, особливо в зонах їхнього інтенсивного зминання або кліважу, уздовж міжформаційних брекчій зривів тощо. Унаслідок цього виникають дуже своєрідні сполучення та взаємопереходи рудних тіл; найпоширенішими є такі: а) штокверк – жильні зони (вольфраміт-молібденітове родовище Джида в Бурятії; мідно-молібденове Кальмакир в Узбекистані); б) шток – жила; в) лінзоподібне тіло – жили (мідно-колчеданові родовища Уралу, колчеданово-поліметалеві Рудного Алтаю); г) сідлоподібні тіла – жили (золоторудне родовище Бендіго в Австралії, вольфрам-молібденове Тирниауз на Кавказі); д) пластоподібне тіло – жила (золоторудне родовище Лебединське, Алдан (рис. 15)).

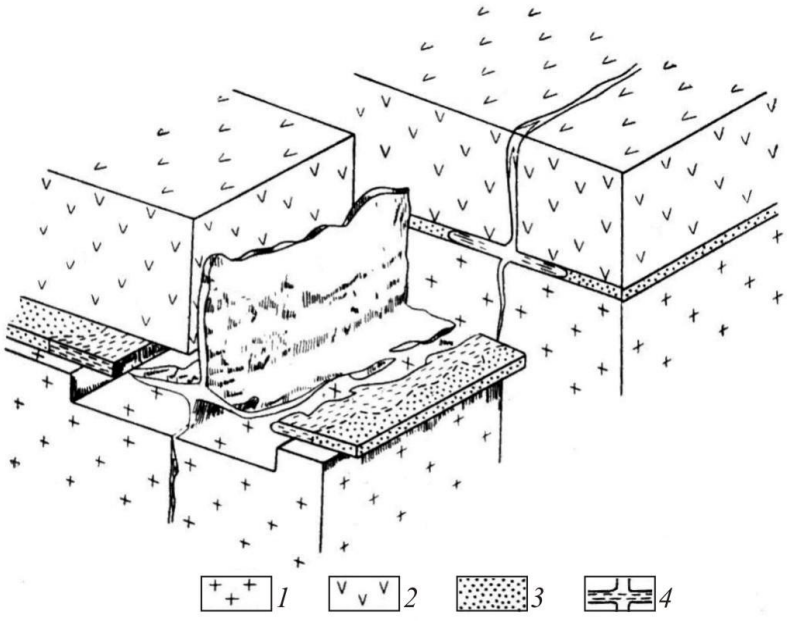


Рис. 15. Комбінація згідного пластового покладу і січної жили в рудному тілі Лебединського родовища золота на Алдані, за А. Фастолович і Н. Петровською:
1 – архейські граніти; *2* – післяюрські сієніт-порфіри; *3* – кембрійські доломіти; *4* – рудне тіло.

Дуже різноманітні типи нафтогазоносних покладів, що завжди є епігенетичними і морфометрично пов’язані з характером їхніх літолого-структурних пасток (рис. 16). Поширені пластово-склепінчасті, літолого-екрановані поклади та їхні комбінації у вигляді досить складних пластово-

лінзоподібних скупчень з досить широкими варіаціями метричних параметрів.

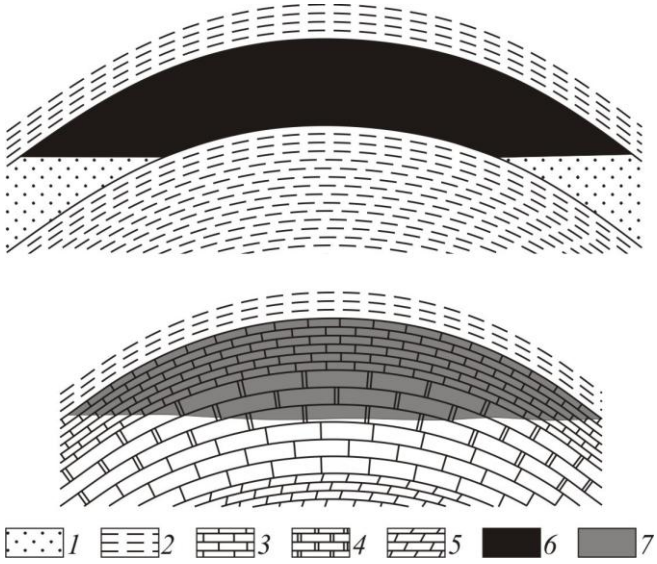


Рис. 16. Поклади нафти і газу, за І. Бродом:
1 – водоносні піски; *2* – глинисті сланці; *3* – вапняки; *4* – доломіти; *5* – мергелі; *6* – нафтоносні піски; *7* – нафта чи газ.

2.1.2. Розподіл корисних компонентів у рудному тілі

У рудному тілі будь-якої форми рівномірне поширення (розподіл) корисних компонентів – явище досить рідкісне; водночас воно властиве конкретній геологічній ситуації.

Переважна більшість рудних тіл, особливо жильного типу, має досить нерівномірний розподіл зруденіння, описуваний так званим коефіцієнтом варіації вмісту корисного компонента. Найвищі значення цього показника притаманні, зазвичай, рудам рідкіснометалевих, розсіяних та благородних металів, нижчі – групі кольорових та легувальних металів.

Звичайно в одному рудному, особливо складно розгалуженому та нерівномірно потужному тілі можуть досить чітко виділятися як *промислові* ділянки поширення порівняно багатих (або бідних) руд, так і *непромислові*, тобто некондиційні з вмістом корисного компонента нижче мінімально допустимого. Поширення промислово цінних руд у тілі нерідко здається зовсім незакономірним (особливо на перший погляд) і його називають *бонанцевим*, однак частіше воно виявляється цілком невипадковим, особливо тоді, коли багаті руди досить впевнено простежуються на глибину у вигляді так званого *стовпа* або серії близько орієнтованих стовпів (рис. 17). Звідси й виникло поняття *рудний стовп*, яке нині вживають для будь-яких за

конфігурацією ділянок рудних тіл з помітно високим вмістом корисних компонентів.

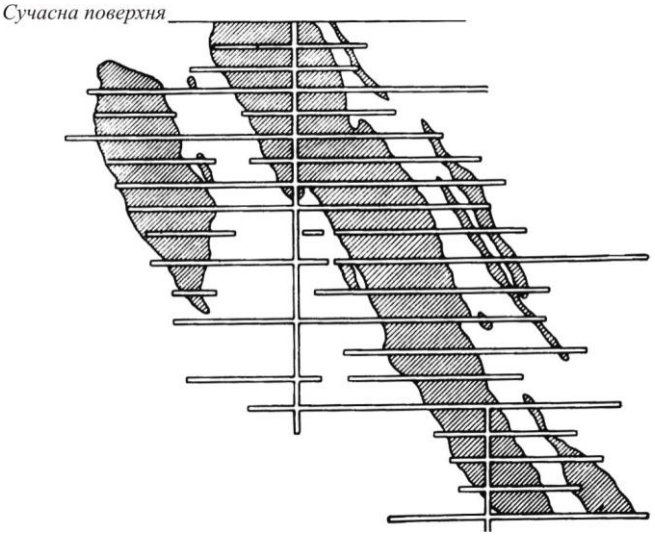


Рис. 17. Рудні стовпи в межах жили.

Отже, рудний стовп – це поняття винятково кількісно-якісне, а не морфометричне, та може вирізнятися в площині єдиного тіла у вигляді ізометричного або витягнутого контуру, орієнтованого майже вертикально або нахилено горизонтально, часто зовсім неправильної або "полум'яподібної" форми, що визначена специфікою конкретної геолого-структурної ситуації. Межі рудних стовпів можуть бути чіткими *морфоструктурними*, відповідно до стінок рудовмісних тріщин (рис. 18, *а–д*), або концентраційними, які є наслідком локальних, проте суттєвих палеофлуктуацій фізико-хімічного режиму формування зруденіння, тому їх виявляють лише за допомогою даних системного пробовідбирання руд.

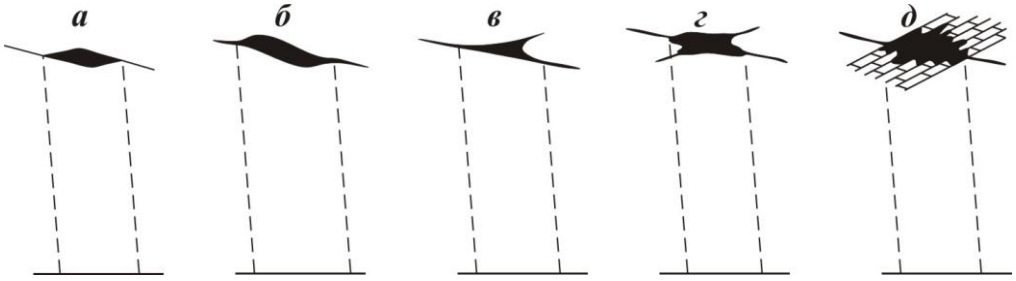


Рис. 18. Різновиди морфологічно різних рудних стовпів, за В. Смірновим:
а – у ділянці викривлення і привідкриття головної тріщини; *б* – у ділянці викривлення і подрібнення головної тріщини; *в* – у ділянці сполучення головної тріщини з побічною; *г* – у ділянці перетину головної тріщини з побічною; *д* – у ділянці перетину головної тріщинної породи, сприятливої для зруденіння.

Контролювальними чинниками переважної більшості рудних стовпів є складові елементи таких літолого-структурних ситуацій:

а) наяність у потенційно рудоносних тріщинах системи або поодиноких стоншень потужності з відокремленнями лінзо- або стовпоподібних

порожнин, що під час циркуляції гідротерм спричиняли різкі перепади баротермічної рівноваги внаслідок приросту об'єму, а відтак і спонтанну кристалізацію багатих руд (золоторудні родовища Степняк і Бестюбе в Центральному Казахстані; Дарасунське у Східному Забайкаллі; вольфрамоворудне Чорух-Дайрон у Середній Азії);

б) вузли зчленування численних апофізів зі стовбуровою жилою (свинцево-цинкове родовище Кансай, Середня Азія);

в) місця закономірних перегинів жильного тіла (за простяганням або падінням), що супроводжуються локалізованими системами тріщинуватості бічних порід (золоторудне родовище Соврудник у Єнісейському кряжі Росії, золото-молібденоворудне Давенда у Східному Забайкаллі);

г) ділянки часткового екранування жильних систем відкладами щільних глинистих сланців, що разом із порівняно пористими пісковиками утворюють брахіподібні структури або є насунутими (ртутно-сурм'яні родовища Кадамджай, Хайдаркан у Південному Киргизстані, ртутне Микитівське в Україні);

д) вузли перетину жилою поодиноких прошарків або лінз хімічно активних порід типу вапняків, мергелів, доломітів тощо – характерні для золоторудних, свинцево-цинкових, рідкіснометалевих родовищ багатьох регіонів.

Отже, усе це лише найпоширеніші геолого-структурні умови, що по-різному сприяють суттєвій зміні головно баричного режиму, а відтак тепловому і кислотно-лужному та оксидно-відновному порушенню рівноваги палеогідротермальних систем з різною активізацією їхніх рудогенерувальних можливостей.

2.2. Руди та принципи їхньої типізації

2.2.1. Поняття "руда", "руди" є *природно-речовинно-економічним:* так називають різноманітні мінеральні агрегати, у яких вміст *цінного* компонента (або компонентів) є цілком достатнім для їхнього промислового

вилучення, а максимальна кількість *шкідливих домішок* відповідає так званим кондиційним вимогам[x)]. *Цінними* компонентами є окремі *хімічні* елементи (метали чи неметали, їхні *певні сполучення* (у вигляді моно- або полімінеральних агрегатів)), або *бездефектні монокристали* зі специфічними п'єзоелектричними, оптичними чи декоративними властивостями.

Отже, *руда* – це не будь-яке мінеральне скупчення, а лише те, що має *певний набір* специфічних для кожного виду сировини ознак: насамперед хімічного та мінерального складу (з обов'язковим урахуванням кондиційних вимог), а також фізико-хімічних властивостей мінеральних агрегатів (текстура і структура руди). Саме ці її властивості визначають застосування найбільш економічно раціональних технологічних схем збагачення руд.

Кондиційні вимоги до руд прямо залежать від їхнього мінерального складу. Наприклад, мінімально промисловий вміст мангану для оксидних руд (піролюзит-манґанітових, гаусманіт-браунітових) дорівнює близько 17 %, а для силікатних (родоніт-бустамітових) – 30 %, тоді як високоманганові силікати типу спесартин-тефроїт, п'ємонтит узагалі не вважають рудоутворювальними; для магнетит-гематитових руд такий показник стосовно заліза має перевищувати 50 %, а для сидеритових, що легко розкладаються, – близько 30 %. Фізичні властивості руд, зокрема текстурно-структурні, можуть суттєво впливати на кондиції, наприклад, графітоносних утворень: для досить щільних дрібнозернистих і багатих руд мінімально промисловим вмістом графіту вважають близько 70 %, тоді як для крупно-лускуватих руд, що порівняно легко збагачуються, такий показник знижується до 2–3 %.

Як бачимо, поняття "руда" (як і поняття "родовище корисних копалин") є відносним, і не тільки *термінологічно* (ще в 40–50 роках XX ст. до рудних зачисляли переважно металоносні мінеральні агрегати, нині вже йдеться і про руди азбесту, апатиту, самородної сірки, бору тощо), а й

[x] Кондиції – це граничні вимоги промисловості до якості та кількості сировини і гірничо-технічних умов, за дотримання яких досягають рентабельності її експлуатації.

економічно – наприклад, те, що кілька десятків років тому взагалі не вважали корисною копалиною, сьогодні внаслідок науково-технічного прогресу людства (вдосконалення технологій тощо) перетворилося на дуже цінну корисну копалину і промислову руду: як один з прикладів цього – збагачені нефеліном сієніти або дистен-силіманітові кристалічні сланці вже не просто гірські породи, а цінна сировина на алюміній.

Таких прикладів можна навести немало, проте вже нині помітними стають негативні екологічно-економічні складові цього процесу, що є предметом аналізу в курсах "Економіки мінеральної сировини" та "Екології".

2.2.2. Речовинний склад руд

Склад руд одна з визначальних характеристик корисної копалини, цінності її родовища та об'єкт ретельного вивчення геологів з метою вдосконалення та розширення прогнозно-розшукових критеріїв та ознак певного виду сировини.

2.2.2.1. Мінеральні типи руд. За мінеральним складом руди бувають: а) мономінеральними, що на 90–100 % представлені одним–двома близькими за природою мінеральними сполуками (магнетитові, магнетит-гематитові, сидеритові або талькові, азбестові, галітові тощо); б) здебільшого полімінеральними, у яких наявні десятки, інколи навіть сотні мінеральних видів, властивих, головно, металоносним рудам (наприклад, у золотоносних рудах Дарасунського родовища в Забайкаллі відомо понад 170 мінералів). Мінерали, що є носіями корисного компонента (або компонентів), називають рудними (ліпше – рудоутворювальними), а супутні їм мінерали – нерудними, або жильними. Серед жильних у переважній більшості металоносних руд особливо поширені кварц (дві–три генерації), кальцит (одна–дві генерації), анкерит, родохрозит, флюорит, барит, хлорит, сидерит, адуляр, амфіболи, цеоліти, турмалін тощо.

За *кількісним співвідношенням* рудоутворювальних і супутніх мінералів розрізняють: а) *суцільні* руди (до 80–90 % корисних мінералів), б) *несуцільні*

прожилкові, прожилково-вкраплені (50–80 % корисних) і найбільше поширені вкраплені типи руд, зокрема, *густо* вкраплені (30–50 %), *помірно* вкраплені (до 20–30 %), *бідно* вкраплені (до 5 %) та *убого* вкраплені (частки відсотків) корисних мінералів.

2.2.2.2. Прості та комплексні руди. За кількістю корисних компонентів руди бувають *простими*, що містять лише один корисний компонент (гідрооксидні руди заліза, алюмінію, мангану, фосфоритові, графітові, алмазоносні тощо), і *комплексними*, розмаїття яких визначене природною стійкістю певних геохімічних асоціацій: *титано-магнетитовими* (Fe–Ti–V), *мідно-молібденовими* (супутньо вилучається 60 % Re), *рідкіснометалевими* (W–Mo–Sn, інколи Li–Be–Bi), *свинцево-цинковими* (супутньо понад 80 % Ag), *поліметалевими* (Pb–Zn–Cu–Ca–Ge–Ga–Hf–Ag, інколи Sb–As), *сульфідно-мідно-нікелевими* (Ni–Cu–Co разом з Au, Pt), *колумбіт-танталітовими* (Nb–Ta, інколи Ti–Ce–Zr); неметалеві руди: п’єзокварцові (з топазом і берилом) гранітні пегматити, слюдоносні пегматити (мусковіт-польовий шпат-кварц), кам’яне вугілля з Ge та багато інших.

У рудах потрібно чітко розрізняти *головні*, тобто профільні хімічні елементи, заради яких і розробляють родовища, та *супутні*, що мають подвійне значення: вони можуть бути корисними і, як зазначено вище, їх вилучають разом з профільними, суттєво збільшуючи економічну цінність руд. Наприклад, поліметалеві руди на світовому ринку цінують у п’ять разів вище, аніж просто свинцево-цинкові, а щодо деяких рідкісних та розсіяних елементів, то їхні домішки (Cd, Ge, Id, Ga, Hf, Re) в інших мінералах є ледве чи не єдиним природним джерелом їхнього видобутку. Водночас інші супутні елементи можуть бути вкрай *шкідливими,* оскільки знижують сортність руд і суттєво ускладнюють технологію їхньої переробки, збільшують енерговидатки, знижують якість плавлення, а відтак негативно впливають на економічні показники виробництва. Наприклад, надзвичайно шкідливими домішками для будь-яких залізних руд є S (до 3 %), P (до 4 %), As, Pb, Zn (до

5%). А для хромітоносних небажаною є наявність Fe^{++}, а так званий хромистий модуль $\frac{Cr_2O_3}{FeO}$ має бути не меншим від 2,5 (чим вищий, тим ліпше).

2.2.2.3. Хімічні типи руд. За хімічним складом розрізняють такі типи руд.

1. *Оксидні* – рудоутворювальні, представлені оксидами та гідроксидами металів (Fe, Mn, Al, Cr, Sn, Ti, V).

2. *Силікатні* – притаманні неметалевим корисним копалинам типу мусковіту, флогопіту, нефеліну, дистену, силіманіту, хризотил-азбесту, тальку та ін.

3. *Сірчані* – представлені переважно простими сульфідами (S^{-2}) і сульфосолями, а також арсенідами, телуридами, стибнітами, бісмутинами в складі багатьох родовищ халькофільних (Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Sb, Hg), самородних (Au, Ag) та деяких рідкісних (Mo, W, Sn) металів.

4. *Карбонатні* – характерні вуглекислотні сполучення Fe, Mn, Mg, на які припадає помітна частина світового ресурсу відповідної сировини; у зонах окиснення сульфідних Cu–Pb–Zn руд промислове значення можуть мати малахіт, азурит, церусит, смітсоніт.

5. *Сульфатні* – природні солі сірчаної кислоти (SO_4^{-2}): бариту, целестину, гіпсу, ангідриту, в зонах окиснення сульфідних руд – англезиту.

6. *Фосфатні* – як природні солі фосфорної кислоти (PO_4^{-2}) надзвичайно важливі промислові концентрації апатитових руд серед виверженних порід лужного складу, а також осадові нагромадження біогенних та хемогенних фосфоритів, у тому числі перевідкладених.

7. *Галоїдні* – це переважно ендогенні флюоритові руди та осадові поклади кам’яної солі, різноманітних магнезіально-калієвих сполук соляної кислоти; умовно до них належать також природні нітрати і борати.

8. *Вуглеводневі* – тверді антрацит, буре та кам’яне вугілля (дюрен, кларен, фюзен), льолінгіт, торф; напівтверді – озокерит, асфальт, кіри;

газово-рідинні – нафта, газоконденсати, метан (CH_4), ацетилен, пропан, їхні природні суміші.

9. *Самородних елементів* – це різні за умовами концентрації металоносні скупчення самородних елементів – Au, Ag, Pt, Pd, Os, Ir, інколи Cu, Hg, Sb, Bi; серед неметалів – алмаз, графіт, а також інертні гази глибинного походження – Ar, Kr, Xe, Rn.

Чітка типізація руд та ретельне вивчення їхнього мінерального складу важливі не тільки для вирішення генетичних питань, а й з погляду розробки найраціональніших схем їхнього збагачення. Річ у тому, що багато металів, у тому числі особливо цінних, часто наявні в рудах у вигляді різних мінеральних форм, що різко відрізняються не тільки за хімічними, а й за фізико-механічними та флотаційними властивостями. Наприклад, срібло поширене не тільки в самородному вигляді, а також у складі сульфідних (аргентит), телуридних (гесит) та сульфосольових сполук (прустит, піраргірит, полібазит), а також є дуже кількісно важливою домішкою в золоті (електрум – до 50 %, кюстеліт – до 70 %); або сульфідні руди міді, що найчастіше утворені халькопіритом, борнітом, ковеліном, халькозином, сульфосолями, інколи – їхніми оксидами (куприт), гідрокарбонатами (малахіт, азурит), силікатами (хризокола), сульфатами (брошантит). Саме тому паралельно з мінералого-парагенетичним аналізом руд проводять, зазвичай, і ретельний хімічний аналіз – валовий, пробірний (на окремі елементи), мономінеральний, а потім і серію технологічних випробувань.

2.2.2.4. Типізація руд за походженням. За походженням руди можуть бути: а) *гіпогенними* (від грец. *hypo* – низ, занурений), що складені винятково первинними мінералами, які в ендогенних умовах кристалізувалися із розплавів або гідротерм парогазових систем; б) *гіпергенними* (від грец. *hyper* – угорі, зверху), що містять, головно, *вторинні* мінерали, тобто продукти екзогенного руйнування (звітрювання, окиснення, вилуговування)

порід, гіпогенних руд у зоні аерації поблизу денної поверхні земної кори. Всі ці процеси рудоутворення та перетворення детально розглянуто далі.

Питання для самоконтролю

1. Субпідрядність і принципові відмінності понять рудне тіло та рудний стовп.

2. Назвіть головні морфологічні типи рудних тіл. Які тіла називають січними?

3. Головні типи рудних стовпів, фізико-хімічні та геологічні чинники їхнього утворення.

4. Назвіть та схарактеризуйте головні ізометричні, площинні та трубоподібні форми рудних тіл. Чим відрізняється пласт від пластоподібного покладу, жила від жилоподібного?

5. Чинники, які визначають морфологію рудних тіл; опишіть їхню роль на прикладі серії тіл, які належать до типу складних (комбінованих).

6. Що таке рудний штокверк? Які структурні типи штокверків виділяють?

7. Які елементи залягання описують просторове положення пласто-, лінзо- і трубоподібних рудних тіл?

8. Що таке кут занурення та схилення рудних тіл?

9. Назвіть найважливіші типи рудовмісних структур, пов’язаних з особливостями будови та розвитку розломів і зон тріщинуватості; які форми рудних тіл для них характерні?

10. Розкрийте суть поняття руда, руди.

11. Як поділяють руди за мінеральним складом?

12. Які типи руд розрізняють за хімічним складом?

13. Як поділяють руди за кількістю корисних компонентів?

14. Схарактеризуйте руди за походженням.

Розділ 3
ПРОЦЕСИ РУДОУТВОРЕННЯ І ГЕНЕТИЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

3.1. Основні процеси рудогенезу

Будь-які геологічні процеси загалом є, насамперед, явищами ***енергетичними***, що пов'язані з поглинанням або втратою певної кількості енергії, здебільшого теплової, механічної, хімічної, біологічної, гравітаційної тощо. Залежно від природного джерела та місця реалізації відповідного енергетичного ресурсу все розмаїття геологічних, у тому числі й рудоутворювальних процесів поділяють на ***ендогенні*** (з грец. "усередині народжені"), або ***гіпогенні*** ("знизу народжені"), та ***екзогенні*** (з грец. – "зовні народжені"), або ***гіпергенні*** ("зверху народжені"). Перші відбуваються у ***глибинних*** зонах земної кори та зумовлені винятково внутрішніми силами планети – тектонічними, магматичними, метаморфічними, радіоактивним розпадом; інші – на ***поверхні*** земної кори за участю сонячної енергії та з активної ролі атмосферних і біологічних чинників у ході руйнівно-створювальної діяльності вітру, річок, морів, льодовиків. У сучасній рудогенії досить часто розрізняють два типи ендогенних утворень: 1) ***магматогенні*** – причинно-наслідково пов'язані з процесами різноглибинного становлення (розвитку) магматогенних вогнищ і залежні від них як енергетично, так і речовинно; 2) ***метаморфогенні*** – зумовлені процесами високотемпературно-баричного перетворення порід різного походження, частіше з переважанням осадових складових, які, таким чином, лише енергетично належать до глибинних утворень, а речовинно – ні. Просторова асоціація метаморфогенного зруденіння з проявами магматизму в принципі можлива, проте тільки як результат ультраметаморфізму з частковим переплавленням порід, якщо йдеться не про причинно-наслідкові, а паралельні ("братні") зв'язки.

Серед **ендогенно-магматогенних** утворень основними є ***власне магматогенні*** (***магматичні***) процеси рудогенезу і низка пов'язаних з ними

так званих постмагматичних – ***пегматитовий*** (від грец. *pegmatos* – міцний зв'язок), ***пневматолітовий*** (від грец. *pneumatos* – вітер, *lysis* – розчин), ***гідротермальний, ексгаляційний, метасоматичний***; їхній зміст полягає в такому.

Власне магматичний – це процес рудоутворення, що відбувається безпосередньо під час охолодження та розкристалізації металоносного силікатного розплаву на шляхах його проникнення і застигання магматичного вогнища.

Пегматитовий – це процес розкристалізації так званої залишкової магми з високим ступенем насичення леткими компонентами (H_2O, CO_2, Cl, F, B), що не ввійшли до складу звичайних породоутворювальних мінералів (рис. 19).

Пневматолітовий процес полягає в кристалізації цінних мінералів за умов ***надкритичного*** стану (вище 374,11 °C та 21,8 МПа) газоподібних розчинів, що відокремилися під час глибинної дистиляції силікатних магм (рис. 20, *а*).

Гідротермальний – процес кристалізації корисних мінералів відбувався за участю нагрітих, виняткова ***рідинних*** розчинів, що відокремлювалися безпосередньо з магматичного розплаву або утворювалися пізніше – під час охолодження і конденсації газів пневматолітової фази (див. рис. 20, *б*).

Ексгаляційний – процес виділення корисних мінералів безпосередньо з ***вулканічних газів*** у приповерхневих умовах наземного або підводного вулканізму (див. рис. 20, *в*); тобто зворотний до сублімації – "сухого" випаровування твердої речовини.

Метасоматичний – процес заміщення мінералів гірських порід (умовно AB) рудними мінералами (CD) за участю термальних – рідких або газоподібних – розчинів з обов'язковим збереженням твердого стану та вихідного об'єму порід.

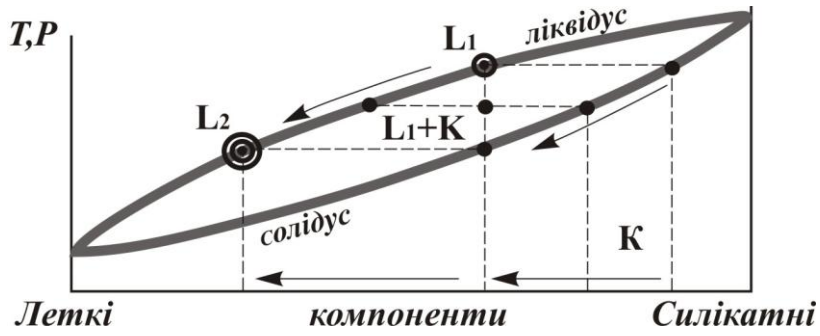


Рис. 19. Принципова схема фазового стану силікатного розплаву:
L_1 – вихідний магматичний розплав; L_2 – "залишковий" розплав; *K* – породоутворювальні силікати.

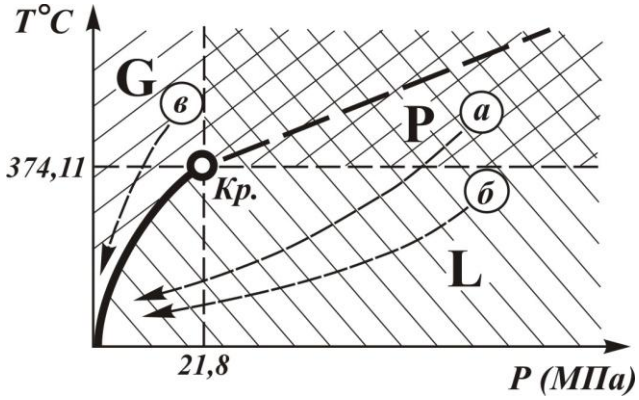


Рис. 20. *PT*-діаграма фазового стану хімічно чистого водного розчину:
Кр – критична точка, що закінчує криву двофазової рівноваги; область дії: *L* – рідинної фази, *G* – газової фази та *P* – пневматолітової фази; стрілками позначені шляхи фазової еволюції мінералоутворювальної системи в умовах: *а* – глибинної дистиляції силікатної магми, *б* – охолодження та конденсації летких пневматолітової фази, *в* – приповерхнева ексгаляція вулканогенних газів.

Схематично: $\boxed{AB} + H_2O + C + D \rightarrow \boxed{CD} + H_2O + \uparrow A + \uparrow B$, тобто процес є чітко ***аллохімічним*** (від грец. *allos* – інший) за складом та ***ізохоричним*** (від грец. *chōra* – простір) за об'ємом.

Серед **ендогенно-метаморфогенних** процесів рудогенезу основним є ***власне метаморфічний***, з яким пов'язують виникнення родовищ ***метаморфічних*** та ***метаморфізованих*** руд; дещо відокремлену позицію, проте з ознаками причинно-наслідкових зв'язків, посідають ***метаморфогенно-гідротермальні*** родовища. В класичному (ідеальному) розумінні метаморфічний рудогенез є ізохімічним процесом формування корисних копалин унаслідок високотермально-барного перетворення гірських порід (метаморфічні руди), або раніше створених рудних покладів (метаморфізовані руди).

Схематично: $\boxed{AB \cdot H_2O \cdot CO_2} + f(T,P) \rightarrow \boxed{AB} + H_2O\uparrow + CO_2\uparrow$, тобто процес є близько ***ізохімічним,*** однак зрідка ***аллохоричним*** за простором (поява високощільних мінеральних фаз), що неможливо в разі метасоматичного заміщення. У випадку метаморфізму принципово важливу роль відіграють процеси дегідратації та декарбонатизації осадових мінералів як потужний механізм утворення металоносних гідротерм.

Принципово важливою є метаморфогенна природа процесів дегідратації та декарбонатизації відповідних осадових порід: тут поступово включається потужний механізм формування так званих метаморфогенних вуглекислотно-водних термальних розчинів, що здатні до накопичення, перенесення та подальшого відкладання значної кількості різноманітних корисних компонентів у вигляді метаморфогенно-гідротермальних руд.

Процеси **екзогенного рудогенезу** охоплюють досить складну низку механізмів фізико-хімічного звітрювання поверхні гірських порід, перенесення та сортування продуктів їхнього руйнування з кінцевим нагромадженням потужних відкладів у різних умовах седиментогенезу. Провідне значення мають:

– **процеси звітрювання**, що полягають у фізичному та хімічному перетворенні поверхні ендогенних гірських порід із нагромадженням корисних металів у вигляді ***новоутворених*** мінеральних сполук (відповідно до оксидно-відновних умов зони гіпергенезу) – оксидів, гідрооксидів, гідросилікатів, водних карбонатів, сульфатів та ін.;

– **механічно-осадові** процеси утворення руд шляхом ***гравітаційного сортування*** (за масою та розміром) грубоуламкового матеріалу у водах річок, озер, морів та океанів;

– **хімічно-осадові** процеси утворення руд унаслідок ***хімічної диференціації*** колоїдних та легкорозчинних сполук у водах кінцевих басейнів: сортування відбувається за типом хімічних сполук та їхньою розчинністю в зонах з різними показниками pH та Eh середовища;

– біохімічно-осадові процеси, що є результатом ***вибіркового засвоєння*** (“сепарації”) окремими мікро- та макроорганізмами певних хімічних сполук (елементів) з подальшим нагромадженням корисних компонентів (руд) у ході масового відмирання відповідних організмів.

Наведена характеристика головних рудоутворювальних процесів є звичайно дуже узагальненою і навіть спеціально спрощеною із суто дидактичних міркувань: основу сучасних, поглибленіших, уявлень про механізм та їхню фізико-хімічну сутність розглянемо нижче. Зазначимо лише, що рудогенерувальна роль та масштаби прояву цих процесів у різних геотектонічних зонах земної кори є досить специфічними. Прояви ендогенного рудогенезу характерні для рухливих зон геосинклінального типу, зон тектономагматичної активізації, вулканогенних поясів, тоді як у структурних елементах платформного типу особливо продуктивними є різноманітні екзогенні процеси. Складність визначення генетичної позиції зруденіння нерідко полягає в тому, що зазначені процеси розвиваються не завжди відокремлено і часто є логічним продовженням один одного або комбінуються (“накладаються”) за умов певної геолого-структурної ситуації; особливо поширені гідротермально-пневматолітові родовища (золота, молібдену, вольфраму, олова), пегматит-пневматолітово-гідротермальні (п’єзооптичний кварц, дорогоцінне каміння, оптичний флюорит), ексгаляційно-осадові (сірчано-мідноколчеданові), осадово-гідротермальні (свинцево-цинкові з баритом), комбінація різноманітних магматогенних із залишково-інфільтраційними процесами в породах звітрювання та ін. Отже, вивчення процесів утворення конкретних родовищ корисних копалин повинно ґрунтуватись на ретельному аналізові взаємозв’язків та масштабів прояву цих процесів (проблема їхньої етапності, стадійності) з обов’язковим урахуванням ролі геологічного середовища. Поняття геологічне середовище охоплює сукупність структурно-тектонічних, літолого-фаціальних, мінерало-го-геохімічних рис зруденіння, а також характер просторово-часових змін провідних фізико-хімічних чинників (температура, тиск, pH, Eh та ін.).

3.2. Принципи класифікації родовищ корисних копалин

Науковий підхід до вирішення тієї чи іншої проблеми в будь-якій галузі знань пов'язаний з необхідністю систематизувати основні ознаки об'єктів дослідження за їхніми властивостями; навіть у статистично недостатньо обґрунтованому, так званому робочому варіанті. Цей відправний для наукової думки процес деталізації та вдосконалення класифікаційних систем із розширенням інформаційного фронту є нескінченним, як і сама наука. Складність його в галузі рудогенії значно збільшується, з одного боку, внаслідок різноманітності фізико-хімічних умов та механізмів рудоутворення, а з іншого, – безліччю можливих геологічних ситуацій їхнього прояву, нерідко з чіткими ознаками комбінованого (накладеного) розвитку зруденіння поліформаційного типу. Саме тому в природі не існує двох абсолютно однакових родовищ певної корисної копалини, кожне з них – індивідуальне. Однак є й угруповання родовищ, що об'єднують спільністю однієї або низки рис, зокрема, за мінеральним складом руд, їхніми текстурно-структурними особливостями, за формою, розмірами та умовами залягання рудних тіл, характером рудних стовпів, за положенням зруденіння в геологічних структурах певного типу, за вмісними породами, а також їхніми навколорудними змінами, нарешті, за розмірами запасів і якістю руд.

Зрозуміло, що ключовими ознаками перших класифікаційних спроб стосовно рудних проявів та родовищ були ті, які легко діагностувати, які ніби лежать на поверхні або впадають у вічі – речовинний склад, будова, форма або розміри рудних проявів. Саме це враховувала найдавніша класифікація, наведена в працях чеського лікаря Георга Бауера, який писав під псевдонімом Г. Агрікола (1546). Подібний напрям так званих ***морфологічних*** класифікаційних систем отримав розвиток у працях багатьох відомих геологів, зокрема, Б. Котта (1859), А. Бетмана (1925) та ін.

З удосконаленням уявлень про природу та механізми рудоутворювальних процесів з'явилося таке поняття, як ***первинні*** (або корінні) та ***вторинні*** (або уламкові) руди, ***магматичні*** та післямагматичні

гідротермальні, сингенетичні та ***епігенетичні*** (Бюрт, 1845; Б. Котт, 1859; Л. Де-Лоне, 1897); розробляли методологію ***генетичної*** типізації родовищ. З огляду на подальший розвиток теорії рудогенезу наприкінці XIX на початку XX ст. стало зрозумілим, що класифікація родовищ саме на ***генетичних засадах*** відкриває найперспективніший шлях до їхніх розшуків, і саме такий підхід повинен бути найобґрунтованішим у разі прогнозного оцінювання потенційно рудоносних територій. Природним наслідком цього став вибухоподібний процес розробки генетичних класифікаційних систем, що відрізнялися наданням переваг таким чинникам рудогенезу, як характер зв'язку з геолого-енергетичними, фізико-хімічними, гравітаційно-механічними процесами концентрації корисних мінералів, а також глибинності локалізації зруденіння, відстані від його речовинно-енергетичного джерела, від синрудної палеоповерхні, завдяки чому враховували можливий діапазон зміни термобаричного, оксидно-відновного режиму рудогенерувальних систем та ін. Різні аспекти цієї проблеми висвітлені в працях В. Ліндгрена (1907, 1924), В. Обручова (1929), М. Усова (1931), Л. Грейтона (1933), П. Татарінова (1934), А. Баддінгтона (1935), П. Нігглі (1941), А. Бетмана (1942), Г. Шнайдерхена (1955) та інших учених. Особливо популярними свого часу були класифікаційні системи, що належали видатним представникам американської (В. Ліндгрена) та західноєвропейської (П. Нігглі) геологічних шкіл. І хоча запропоновані ними системи значно перевищували інформаційно-аналітичні можливості геології тієї пори, вони суттєво вплинули на логіку, зміст і структуру подальших розробок цього плану, зокрема, в працях І. Магак'яна (1952), П. Татарінова (1963), В. Смірнова (1969, 1976), В. Котляра (1970) та інших учених сьогодення.

Кожна класифікаційна система, у тому числі й генетична класифікація родовищ, так чи інакше спрямована на вирішення певного кола проблем, завдань, досягнення конкретної мети. Як засвідчує досвід багатьох провідних закладів вищої школи, з погляду дидактичних міркувань у галузі сучасної рудогенії пріоритет належить генетичній класифікації, розробленій

В. Смірновим (1969–1989), яка найкоректніше враховує всі принципово важливі досягнення попередників (табл. 1).

У принципі кожна класифікаційна система ґрунтується на фундаментально-діалектичних уявленнях про існування певних різномасштабних “рівнів організації матерії”. В сучасній рудогенії їм відповідає така ієрархія умовних таксонів. Найбільші з них мають дещо уявно-теоретичний характер і представлені послідовно регресивним рядом – ***генетична серія*** родовищ, ***група, клас*** та ***підклас*** (або їхній геолого-генетичний тип); далі вирізняють рівні переважно речовинного визначення – ***рудна формація, родовище*** корисної копалини, ***тіло, мінеральний агрегат*** (або руда), ***мінеральний парагенезис, мінеральний індивід*** і, нарешті, ***хімічний елемент***. Очевидно, що власне генетичні рівні в процесі деталізації класифікаційних систем змінюються з перекриттям рівнями рудорозшуково-прогнозного, а потім і власне мінералогічного змісту; межі між ними досить умовні й визначені метою конкретних геологорозвідувальних завдань.

Отже, основу генетичної класифікації родовищ (ГКР), зважаючи на наведену ієрархію пізнавальних рівнів, становлять перші чотири:

– **генетична серія**, що відображає характер енергетично-речовинного джерела і можливе місце локалізації зруденіння;

– **генетична група,** що об’єднує родовища різних корисних копалин, пов’язаних з розвитком рудогенерувального процесу певного типу (***“генетичний тип” зруденіння***);

– **генетичний клас** родовищ, що відрізняються певною специфікою механізмів прояву того чи іншого рудного процесу;

– **генетичний підклас** об’єднує родовища, що пов’язані з розвитком одно-типного процесу, проте за умов досить своєрідної геолого-структурної ситуації; в описовій частині цього курсу фігурує як ***геолого-генетичний*** тип зруденіння.

Таблиця 1

Схема генетичної класифікації родовищ корисних копалин, за В. Смірновим, 1989

Серія	Група	Клас	Підклас
1	2	3	4
Ендогенно-магматогенна	Магматична	Ранньомагматичний Пізньомагматичний Ліквацийно-магматичний	Син- та епігенетичний
	Карбонатитова	Магматичний Гідротермально-метасоматичний Комбінований	
	Пегматитова	Простих пегматитів Перекристалізованих пегматитів Метасоматично заміщених пегматитів Десиліфікованих пегматитів	Син- та епігенетичний Те ж – // – Епігенетичний
	Скарнова	Вапнякових скарнів Магнезіальних скарнів Силікатних скарнів	Розрізняють: власне скарновий, пізньоскарновий, накладено скарновий
	Альбітит-грейзенова	Альбітитовий Грейзеновий	 Ендогрейзеновий Екзогрейзеновий
	Гідротермальна	Плутоногенно-гідротермальний Вулканогенно-гідротермальний Амагматогенний Метаморфогенно-гідротермальний*	Оксидно-силікатний Сульфідний Карбонатний Телетермальний Стратиформний
	Колчеданова	Гідротермально-метасоматичний Гідротермально-осадовий Комбінований	
Екзогенна	Звітрювальна	Залишковий Інфільтраційний Комбінований	
	Розсипищ	Елювіальний Делювіальний Пролювіальний	
		Алювіальний	Косовий Русловий Долинний Дельтовий Терасовий
		Літоральний	Озерний Морський Океанічний
		Гляціальний	Моренний Флювіо-гляціальний

* Доповнення на підставі матеріалів геолого-генетичних досліджень (1995–2005) золоторудних формацій Українського щита (“Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України”. К.: УкрГРІ, 2004).

Закінчення табл. 1

1	2	3	4
	Седиментаційна	Механічно-осадовий Хімічно-осадовий Біохімічно-осадовий Вулканогенно-осадовий	
Ендогенно-метаморфогенна	Метаморфізована	Регіонально-метаморфізована Контактово-метаморфізована	
	Метаморфічна		

Від наведених суто генетичних угруповань РКК принципово відрізняється поняттям ***"рудної формації"***, яке відображає, головно, структурно-речовинну сутність родовищ, тобто тут увага сконцентрована на таких його рисах, які можуть бути реально досліджені, задокументовані або закартовані з унеможливленням будь-якого подвійного (часто суб'єктивного) тлумачення спостережень геолога. Отже, рудною формацією називають не уявну, а реальну (природну) множину родовищ та рудопроявів, що утворились у дуже ***подібних геолого-структурних умовах*** (ситуаціях) і мають ***особливо стійкий набір*** мінеральних та геохімічних парагенезисів з ***однаковими рисами*** їхнього дискретно-стадійного (у часі) і зонального (у просторі) розвитку. Для практичної геології важливо, що родовища певної рудної формації є дуже характерними і чітко конкретизованими структурно-речовинними типажами зруденіння, різномасштабні прояви якого досить надійно розрізняються на всіх стадіях геологорозвідувального процесу; водночас на них цілком логічно поширюється єдиний комплекс розшуково-оцінних критеріїв, хоч і з деякими варіаціями.

Питання для самоконтролю

1. Які джерела енергії та рудної речовини під час розвитку магматогенних і метаморфогенних процесів; у чому їхня подібність і принципові відмінності?

2. Які рудоутворювальні процеси належать до постмагматичних? Який характер їхнього підпорядкування та взаємозв'язку?

3. У чому полягають принципові відмінності процесів пневматолітового, гідротермального й ексгаляційного мінералоутворення; якими чинниками вони зумовлені?

4. Які головні недоліки систематик РКК, побудованих на морфометричному (Б. Котт) та мінералогічному принципах?

5. У чому суть систематики РКК за рудоформаційними ознаками? Що гальмує їхню розробку та використання в практичній геології?

6. У чому полягають головні заслуги (позитивні якості) генетичних класифікацій та їхня користь для пошуків РКК? Наведіть приклади щодо однієї з них.

7. На яких принципах ґрунтується класифікація родовищ, запропонована П. Нігглі?

8. Якою є класифікація рудних родовищ Г. Шнейдерхена?

9. На якому принципі ґрунтується класифікація РКК В. Ліндгрена?

10. У чому подібність і відмінності генетичних класифікацій РКК, розроблених В. Смірновим і В. Котляром? Яку з них Ви вважаете найзручнішою, точнішою і чому?

Розділ 4
МАГМАТИЧНІ РОДОВИЩА

4.1. Генетична модель та фізико-хімічні умови утворення

Магматичними називають РКК, які формувалися в процесі проникнення, поступового охолодження, дегазації та розкристалізації металоносних силікатних розплавів ***ультраосновного, основного*** або ***лужного*** складу. До них належать родовища титано-магнетитових (часто ванадієносних), апатит-магнетитових, сульфідних мідно-нікелевих (з кобальтом, платиноїдами, золотом), хромшпінелідових руд, самородних платиноїдів (Pt, Pd, Os, Ir), алмазу, графіту, апатиту, нефеліну (сировина на алюміній), деяких рідкісних елементів (Nb, Ta, Hf, Zr та ін.).

Головною причиною магматичного рудоутворення є процеси ***магматичної диференціації*** – тобто "розкладання" з охолодженням первісно однорідного (гомогенного) розплаву (L_M) на окремі хімічно рівноважні фази (гетерогенізація): спочатку на фазу високотемпературних силікатних кристалів – так звана магматична кристалізація ($L_M + K$), потім з відокремленням найбільш летких компонентів (H_2O, CO_2, B, S та ін.) у вигляді надкритичної парогазової фази – ***магматична дистиляція*** ($L_M + G$), у деяких специфічних випадках можлива поява додаткової розплавленої фази, переважно рудно-сульфідного складу – ***магматична ліквація*** ($L_M + L_P$). Відокремлення від спорідненого вогнища і подальша міграція парогазових продуктів магматичної диференціації дає потужний поштовх для розвитку низки так званих ***післямагматичних*** рудоутворювальних процесів, проте вони безпосередньої участі у власне магматичному рудоутворенні не беруть, а пов'язані з ним лише спільністю джерела.

Отже, провідну роль у формуванні магматичних руд відіграють процеси ***магматичної кристалізації***, а в деяких випадках – ***ліквації.*** Для виникнення промислової мінералізації необхідний збіг двох передумов: 1) ***якісно-речовинного*** прояву диференціації, що полягає у відокремленні від розплаву певного корисного компонента (елемента) у вигляді конкретної

кристалічної (К) або ***розплавної*** (L_M, L_P) фази; 2) ***кількісно-концентраційного*** завершення диференціації, що пов'язана з нагромадженням цієї ж ***металоносної фази*** (К, L_M, L_P) в певній частині магматичного тіла – донній або покрівельній, залежно від процесів диференціації та специфічної геолого-структурної ситуації. Лише за умови чіткого прояву зазначених рис якісної та кількісної магматичної диференціації можна розраховувати на виявлення певного типу зруденіння і навіть прогнозувати його розташування та масштаби.

Процеси кристалізаційної магматичної диференціації є поширеними та різноманітними. Їхня фізико-хімічна сутність полягає насамперед у тому, що кожна з новоутворених фаз ($К_{1,2,3}$) хоч і рівноважна до загальної системи магматичного розплаву (L_M), але суттєво відрізняється від неї за хімічним складом. Розбіжність складу материнського розплаву (ліквідус) та похідних твердих фаз, що кристалізуються (солідус), ілюстровані багатьма експериментально одержаними діаграмами стану силікатних систем (рис. 21). Фрагменти подібних діаграм, проте евтектоїдного типу, можуть допомогти пояснити особливості процесів кристалізаційної диференціації розплаву, що наближається до ультраосновних магм (рис. 22). Залежно від порівняної кількості розчинених летких компонентів (H_2O, CO_2, Cl, S) відокремлення та нагромадження корисного компонента (наразі – хрому, заліза) може відбуватися двома способами. У випадку помірного насичення леткими компонентами (права частина діаграми, див. рис. 22) першими кристалізуються найбільш високотемпературні генерації ($К_1$) хромшпінелідів, магнетиту, в експериментальному варіанті – хроміт (див. рис. 22, *А*). Унаслідок цього розплавна система набуває двофазового стану ($L_M + К_1$) і зі зниженням температури (1 950–1 740 °С) закономірно нарощує ефект фазового перерозподілу корисного компонента: залишковий розплав поступово збіднюється на хром, а кристалічна маса хромшпінелідів зростає. Процес закінчується в точці евтектичної розкристалізації (1 740 °С) останніх порцій розплаву з утворенням полімінерального агрегату ($К_1 + К_2$), в умовах

експерименту – головно форстерит із бідною вкрапленістю хроміту пізньої генерації.

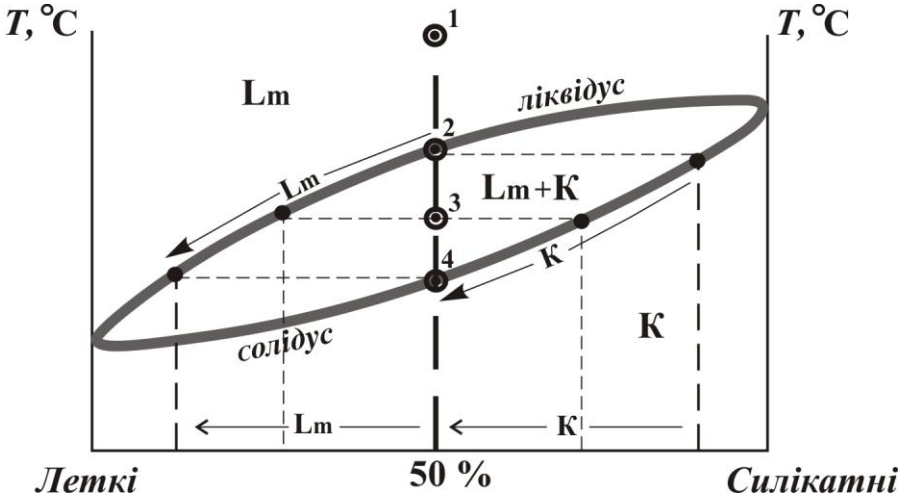


Рис. 21. Принципова діаграма фазового стану багатокомпонентної системи (3 умови повного взаємного змішування летких і силікатних компонентів).
Фазові поля: Lm – гомогенний магматичний розплав; Lm+K – магма, що кристалізується; K – кристалічна порода. Цифрами позначено характер зміни фазового стану системи певного складу в процесі охолодження, стрілками – головні тенденції в зміні компонентного складу кристалів та залишкового розплаву.

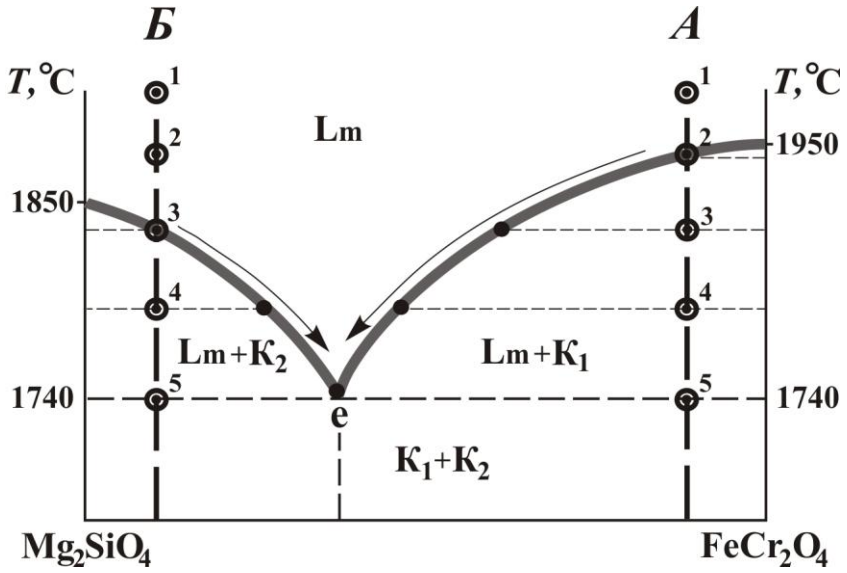


Рис. 22. Діаграма фазового стану експериментальної системи форстерит–хроміт (з точкою евтектики).
Фазові поля: Lm – гомогенний розплав; Lm+K_1 – розплав з кристалами хроміту; Lm+K_2 – розплав з кристалами форстериту; K_1+K_2 – агрегат мінералів, що кристалізувалися водночас. Цифрами позначено характер зміни фазового стану системи в процесі охолодження розплавів порівняно збіднених (*А*) та збагачених (*Б*) леткими компонентами; стрілками показано головні тенденції зміни складу розплаву, що залишається.

Зовсім інакше відбувається процес розкристалізації ультраосновного розплаву в разі його суттєвішого насичення леткими компонентами (див. рис. 22, *Б*). Першими, і досить тривалий час, виділяються переважно нерудні

мінерали (фаза $К_2$), проте зі зниженням температури (1 890–1 740 °С) у залишковому розплаві відбувається поступове нагромадження корисних компонентів (хром, залізо). Відтак унаслідок мінеральної реалізації саме в точці евтектики виявляється принципово інший механізм кристалізаційної диференціації.

Процеси ліквацийно-магматичної диференціації – це результат розкладання однорідної магми (переважно основного складу) на дві розплавні фази, що є фізико-хімічно рівноважними, проте за певних умов не здатними до взаємозмішування. Головними чинниками, що регулюють цей процес, є температурний діапазон і насиченість розплаву такими компонентами, як сірка, залізо, нікель, кобальт, мідь, цинк та ін. За даними І. Фохта, якщо темпертура становить понад 1 500 °С, то сумарна кількість цих складових у магмі основного складу може сягати близько 20 ваг. %, а в разі охолодження до 1 170–1 150 °С у гомогенному силікатному розплаві з'являються перші краплини новоутвореного рудно-сульфідного розплаву як певний надлишок компонентів, що вже не можуть бути в розчиненому стані. З подальшим зниженням температури інтенсивність ліквацийного процесу зростає – спочатку утворюється досить рухлива розплавна система типу емульсії (з латинської *emulgeze* – "доїти молоко", що є певним аналогом), потім зі збільшенням кількості та розміру краплин відбувається відшарування рудно-сульфідної складової за температури їхньої кінцевої розкристалізації порівняно з силікатною складовою, яка є, "зазвичай", значно нижчою, що суттєво впливає на характер зруденіння. Відтак спочатку кристалізується силікатна, а потім сульфідна фаза розплаву з утворенням мінеральних агрегатів поширеної сидеронітової текстури, коли рудні мінерали ксеноморфні щодо вмісних порід. Виникнення промислових родовищ у цьому випадку можливе лише за умов прояву певних кількісно концентраційних чинників як планетарного (сили тяжіння), так і регіонального (тектонічні зусилля) порядку.

Процеси нагромадження потенційно металоносних фаз у певній частині рудогенерувального вогнища поділяють на ***гравітаційні*** та ***фільтраційно-ін'єкційні,*** що однаково важливі і для кристалізаційної, і для ліквaційної диференціації розплавів певного складу**.**

Гравітаційна диференціація зумовлена тим, що важкі (стосовно силікатного розплаву) рудно-сульфідні краплі в ході ліквації або рудні мінерали в ході кристалізації під дією земного тяжіння прагнуть зайняти енергетично вигіднішу позицію, поступово осаджуються і, отже нагромаджуються в нижній частині магматичного резервуара (рис. 23).

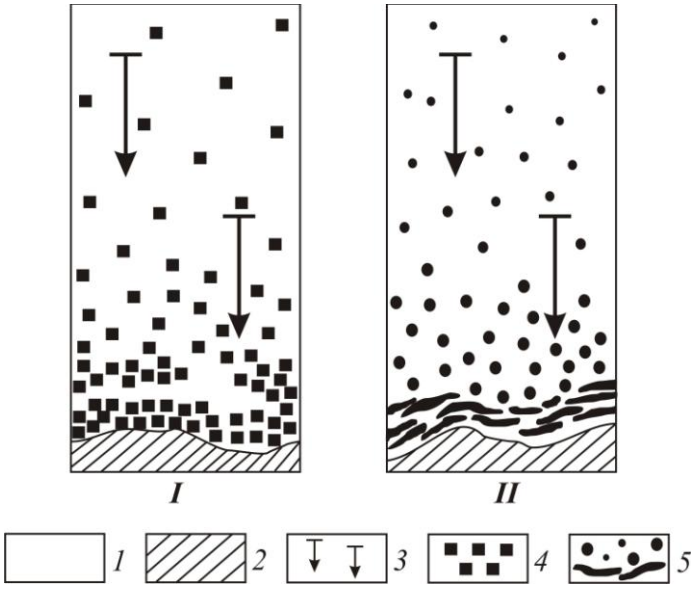


Рис. 23. Кристалізаційно-гравітаційна (*I*) та ліквaційно-гравітаційна (*II*) диференціація магматичного розплаву (*1*) з утворенням придонних та висячих покладів вкраплених руд згідно з субстратом інтрузиву (*2*); стрілками показано напрями скупчення (*3*) важких кристалів рудного мінералу (*4*) та рудно-сульфідних крапель (*5*).

Фільтраційно-ін'єкційний механізм кількісної диференціації стосується переважно флюїдоподібних, дуже рухливих рудоносних фаз, що виникають у процесі ліквації або як залишковий розплав у ході розкристалізації магм, насичених леткими компонентами (див. рис. 22, *Б*). Порівняно з іншими фазами температура їхньої кристалізації є найнижчою, і тому певними зусиллями тектонічних напружень вони можуть бути відтиснуті від уже розкристалізованої силікатної породи (чарунково-стільниковий ефект). Відтак рудоносні суттєво сульфідні або залишково силікатні розплави ін'єкціонують у споріднені породи покрівельної частини масиву, частково у бічні, проте гіпсометрично завжди вище гравітаційно концентрованих покладів (рис. 24).

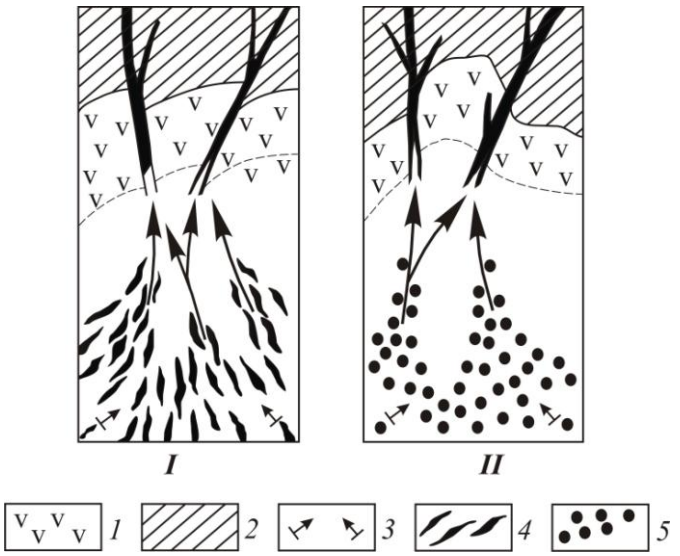


Рис. 24. Кристалізаційно-фільтраційна (*I*) та ліквацийно-фільтраційна (*II*) диференціація магматичного розплаву з утворенням січних тіл суцільних руд серед споріднених силікатних порід інтрузиву (*1*) та його покрівлі (*2*); показана тектоногенна динаміка (*3*) руху залишкових відокремлень рудно-силікатного (*4*) та рудно-сульфідного (*5*) розплавів.

Важливо розрізняти такі чотири види якісно-речовинних та кількісно-концентраційних механізмів диференціації магматичних розплавів:

– ***кристалізаційно-гравітаційний*** і ***ліквацийно-гравітаційний***, що зумовлюють виникнення ***сингенетичних*** (донних, висячих) покладів вкраплених руд винятково серед материнських порід інтрузиву;

– ***кристалізаційно-фільтраційний*** і ***ліквацийно-фільтраційний,*** з якими пов’язані утворення ***епігенетичних,*** найчастіше жилоподібних тіл масивних руд серед порід покрівлі та навколишньої рами інтрузивну (рис. 25).

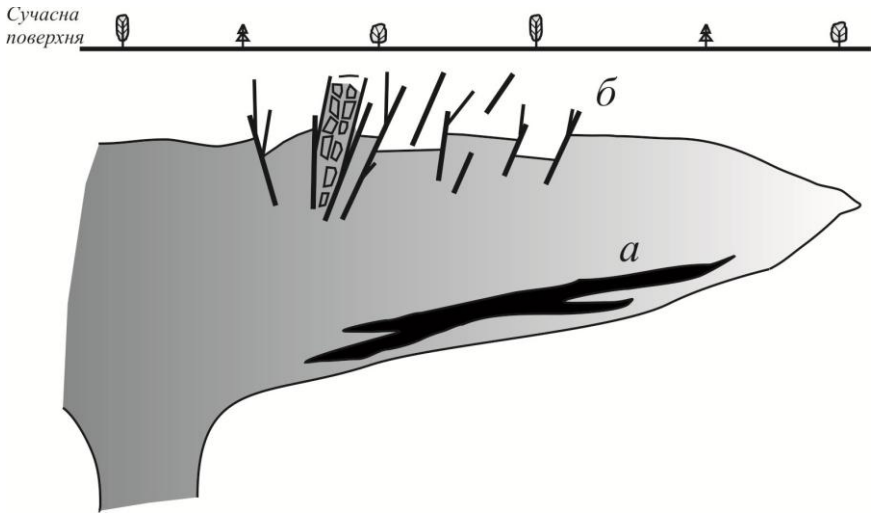


Рис. 25. Гіпсометричні рівні магматичного син- (*а*) та епігенетичного (*б*) зруденіння відносно материнського інтрузиву.

Фізико-хімічні умови та діапазон їхньої зміни в процесі рудоутворення визначені тим, що основним джерелом потенційно корисних компонентів є мантійна речовина у вигляді підкорової, переважно

базальтоїдної, магми. Відтак, можлива глибина формування магматичних родовищ сягає 150–250 км, де кристалізуються алмаз, піроп, а в приповерхневих зонах (близько 1,0–1,5 км) формуються сульфідні мідно-нікелеві руди. Відповідно температурні умови охоплюють 1500–600 °С, знижуються навіть до 300 °С; тиск змінюється від 40–30 (для алмазу) до 0,3–0,4 кбар (для сульфідів). Зрозуміло, що головним чинником рудоутворення є ***темп охолодження*** магматичної системи, який функціонально пов'язаний із ***глибинністю*** становлення інтрузивів. На тип диференціації магми також значно впливають такі чинники: сумарна кількість у ній летких компонентів, особливо сірки; процеси асиміляції кислих порід з підвищенням концентрації Ca, Mg, Al, Si; реалізація у мінеральній формі або накопичення у розплаві таких металів, як Cr, Te, Ni, Cu та ін.

Характер та інтенсивність магматичного зруденіння визначені тривалістю та темпом застигання і дегазації силікатної частини розплаву; наочними у цьому сенсі є декілька різноглибинних ситуацій (рис. 26):

– на **малих глибинах** (до 1,0–1,5 км) за порівняно швидкого охолодження системи відбувається досить ***інтенсивна***, однак саме тому і ***не досить повна*** магматична диференціація, оскільки краплі рудно-сульфідного розплаву (під час ліквації) або кристали важких рудних мінералів не встигають під дією гравітації досягти придонної частини інтрузивну й нерідко утворюють великі зони поширення бідної розсіяної мінералізації, у ліпшому випадку формують окремі висячі поклади вкраплених руд;

– на **середніх глибинах** (1,5–3,0 км) за умов порівняно сповільненого охолодження досягається ***повніша*** диференціація магматичних систем, а рудно-сульфідні краплі (або кристали рудних мінералів – магнетит, хромшпінеліди) встигають сконцентруватися в найнижчій частині магматичного "резервуара" – тоді утворюються ***донні*** поклади вкраплених, інколи масивних руд;

– на **великих** (3,0–5,0 км) та **середніх** глибинах за помірного темпу охолодження системи наявний ***найповільніший*** темп магматичної

диференціації; проте в умовах синмагматичної розрядки тектонічних напружень металоносний сульфідний або залишково-силікатний розплав може бути відтиснутим догори і локалізуватися в тріщинах уже розкристалізованої покрівлі інтрузиву та навіть за його межами з виникненням типових січних тіл – жил, жильних зон суцільних або густих прожилково-вкраплених руд;

– на **значніших глибинах** (5,0–10,0 км) у разі дуже повільного охолодження магматичної системи в умовах тектонічного спокою виникають лише локальні скупчення легкоплавкої фази залишкового рудно-сульфідного розплаву; утворюються малопродуктивні сульфідно-силікатні штоки порівняно грубозернистих руд;

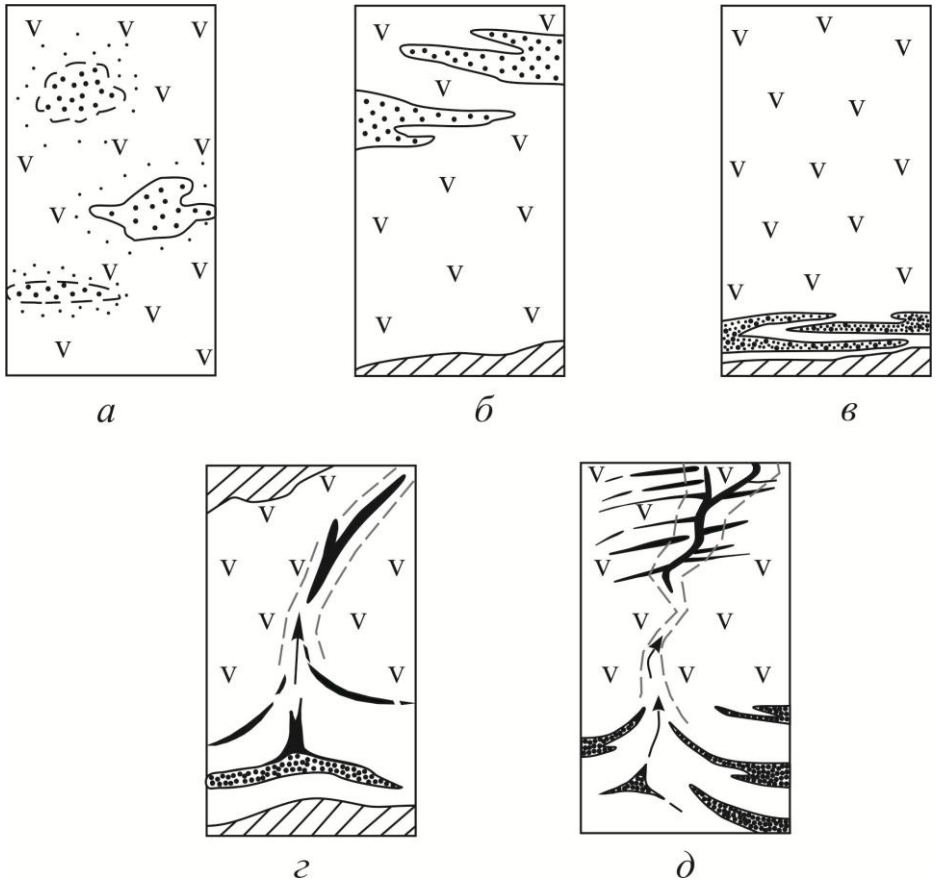


Рис. 26. Морфоструктурні типи рудних покладів ранньо- (*а, б, в*) та пізньомагматичного (*г, д*) походження:
а – штоки та шліроподібні нерівномірно вкраплені скупчення в масивах абісальних зон; *б* – висячі тіла помірно вкраплених руд; *в* – придонні густо вкраплені або суцільні руди гіпабісальних зон; *г* – жильні, плитоподібні тіла суцільних або густо вкраплених руд (помірно глибинні масиви в умовах тектонічної активізації); *д* – розшаровані рудоносні масиви малих глибин як результат синмагматичних порушень їхньої припокрівельної частини.

– у разі **глибинної ліквації** та синхронних досить ритмічних тектонічних напружень можливі два випадки: а) ***одночасне*** витиснення силікатного і рудно-сульфідного розплаву з утворенням так званих ***розшарованих*** покладів*;* б) ***послідовна ін'єкція*** спочатку суттєво силікатної, а потім рудно-сульфідної складової з появою типових ***епігенетичних*** тіл (дайки, жили).

Отже, для процесів ліквації з погляду теплового режиму сприятливими є приповерхневі, а не гіпабісальні умови з уповільненою диференціацією і близькою в часі кристалізацією магматогенних фаз. Сприятливі також процеси асиміляції магмою порід кислого складу, що збагачені оксидами Al, Si, Ca і тому суттєво знижують (за експериментальними даними Я. Ольшанського) розчинність рудно-сульфідного розплаву в силікатній магмі; натомість, за даними М. Годлевського, впливає збільшення концентрації заліза. Тому дуже позитивними є процеси його вилучення з розплаву у вигляді високозалізистих силікатних фаз (фаяліту та інших). Саме за цієї умови збільшується шлях для концентрації міді у сульфідно-розплавній фазі з подальшим утворенням цінних сульфідно-мідно-нікелевих руд. На речовинний склад руд також значно впливає кількість розчиненої у вихідній магмі сірки: добре, коли її багато, – виникає так званий залізний розплав, збагачений Cu, Ni, Zn, Pb; в умовах сірчаного дефіциту можлива лише "мідно-рудна" ліквація з дуже обмеженою кількістю інших корисних компонентів (виявлена найбільша спорідненість сірки до міді).

4.2. Геологічні умови утворення

4.2.1. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями

Родовища магматичного походження поширені переважно в областях геосинклінального розвитку земної кори; більшість з них пов'язана з процесами раннього магматизму офіолітових поясів: титаномагнетитові, хромшпінелідів, платинові. На платформах вони є наслідком диференціації базальтоїдних магм трапової формації (сульфідно-мідно-нікелеве

зруденіння), трапляються в зонах тектономагматичної активізації, частіше у зв'язку з проявами лужного магматизму (алмазоносні кімберліти, лампроїти). У межах докембрійських щитів подібні родовища тяжіють до зон поширення процесів ультраметаморфізму.

Головною особливістю всіх ультрамагматичних РКК є дуже тісний їхній ***просторовий*** зв'язок з материнськими інтрузивами (рис. 27, 28); рудні тіла, зазвичай, розташовані в межах масивів споріднених порід (сингенетичні) або у безпосередній близькості від них (епігенетичні). Рудоносні масиви частіше наближені до "стратиформних" утворень: лополітів, лаколітів, моноклінальних силів, значно рідше – дайок. Чітко виділяють ***шість рудномагматичних формацій***, дві з яких є геосинклінальними і чотири – платформеними.

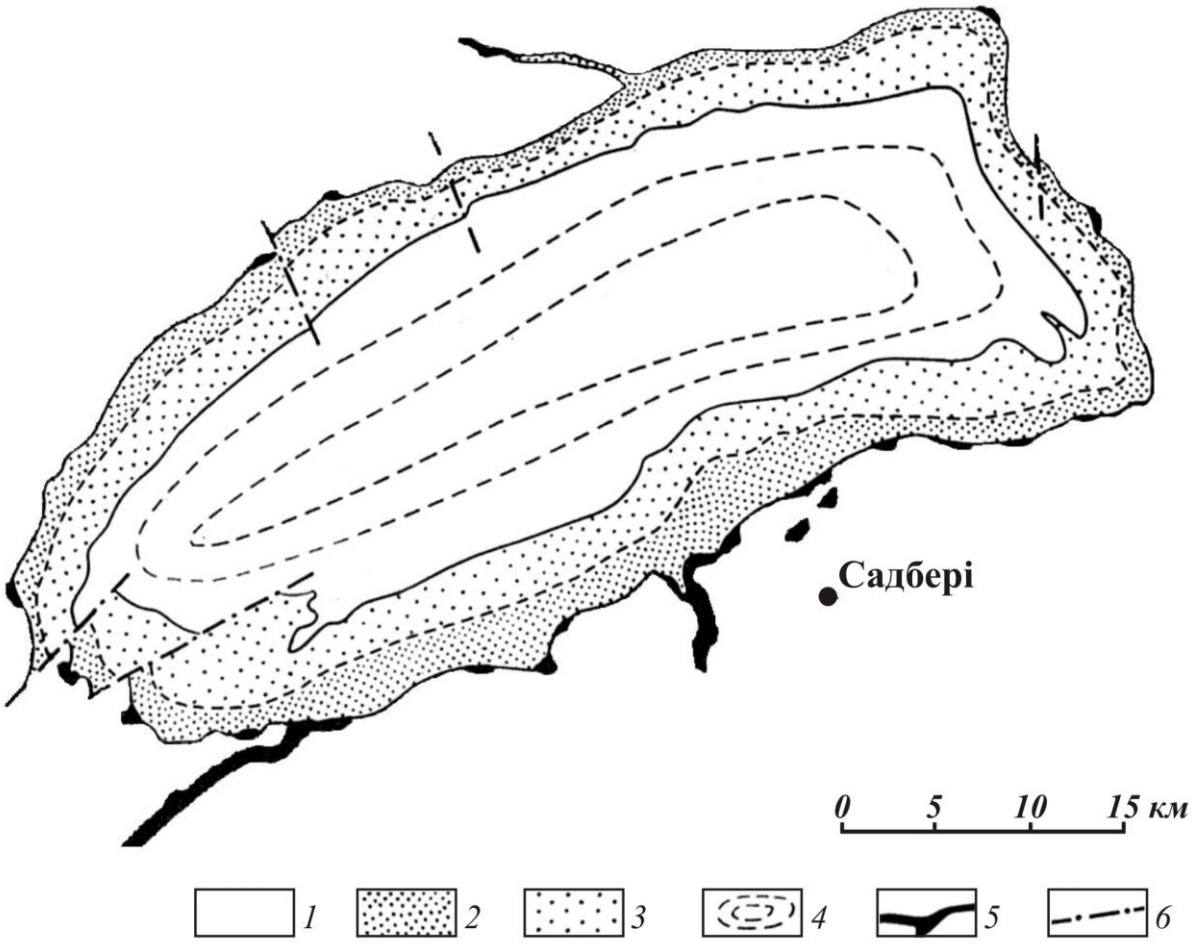


Рис. 27. Схема геологічної будови рудоносного лополіту Садбері в Канаді (план), за П. Колеманом:
1 – нижньогуронські і лаврентіївські підстильні породи підошви; *2* – габро; *3* – норити; *4* – верхньогуронські вулканогенно-осадові породи покрівлі; *5* – сульфідні родовища; *6* – тектонічні порушення.

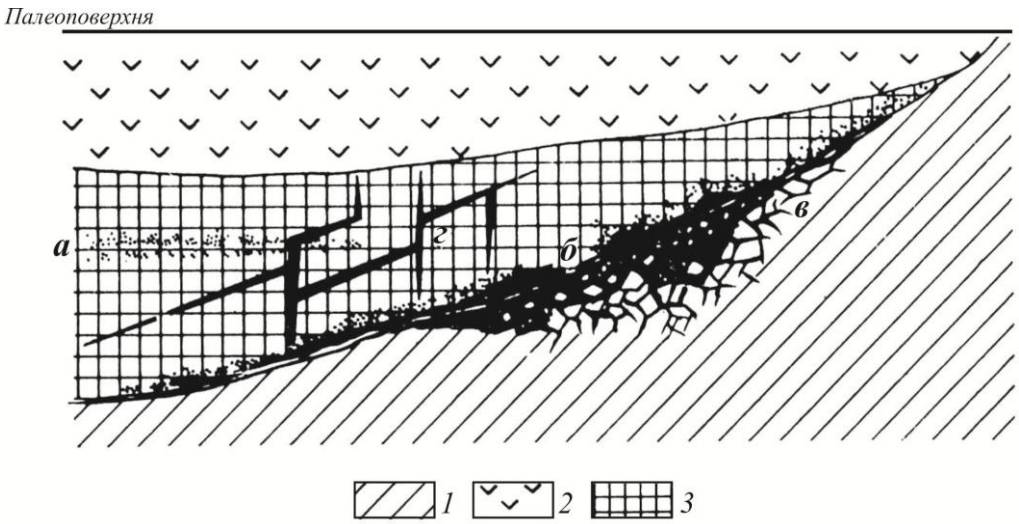


Рис.28. Принципова схема розташування рудних тіл сульфідних мідно-нікелевих родовищ, за В. Смірновим:
а – висячі вкраплені руди; *б* – донні поклади; *в* – приконтактові бречієві руди; *г* – жили; породи: *1* – підстильні, *2* – перекривні, *3* – вмісні.

До **геосинклінальних формацій** належать переважно базит-гіпербазитові:

1 – ***хромітоносна перидотит-гарцбургіт-дунітова***, хромшпінелідові руди якої здатні супутньо постачати платиноїди, інколи золото (типові – Кемперсайське, Донське, Саранівське родовища на Уралі, Бушвельд на півдні Африки);

2 – ***титано-магнетитова габро-піроксенітова,*** комплексні руди якої є важливим постачальником ванадію і деяких інших металів (типові – Качканарське та Кусінське родовища на Уралі, родовища Великої Дайки в Центральній Африці (рис. 29)).

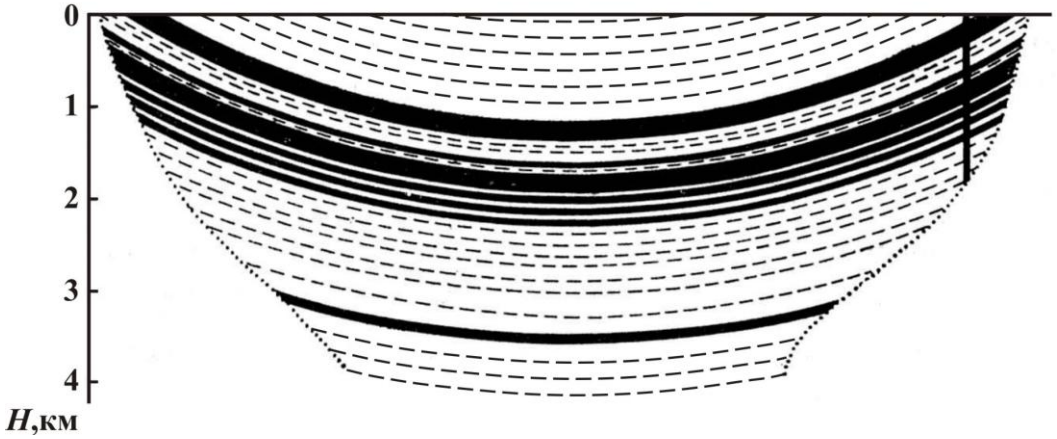


Рис. 29. Поперечний розріз родовища Велика Дайка; показано чергування шарів габро-піроксенітів, за Б. Ворстом.

Платформні формації **різноманітніші, з лужною спеціалізацією:**

3 – ***сульфідно-мідно-нікелева трапова,*** комплексна експлуатація руд таких родовищ забезпечує видобуток кобальту, свинцю, цинку, золота, платиноїдів (родовище Садбері, Лін-Лейк у Канаді, Норильськ, Талнах на півночі Красноярського краю Росії, Печенга, Нікель, Каула, Ніттіс на Кольському півострові, Інісізва, платиноносний риф Меренського, Бушвельд у Південній Африці);

4 – ***алмазоносна кімберліт-лампроїтова***, що є головним постачальником діамантів з трубоподібних тіл еруптивно-експлозивних брекчій (рис. 30) на півдні Африки (Кімберлі, Прем'єр), на півночі Австралії (Аргайл), у Якутії (Мир, Айхал, Даалдин, Ювілейна), у Прибіломор'ї (Верхньозолотницька), в Індії, Бразилії;

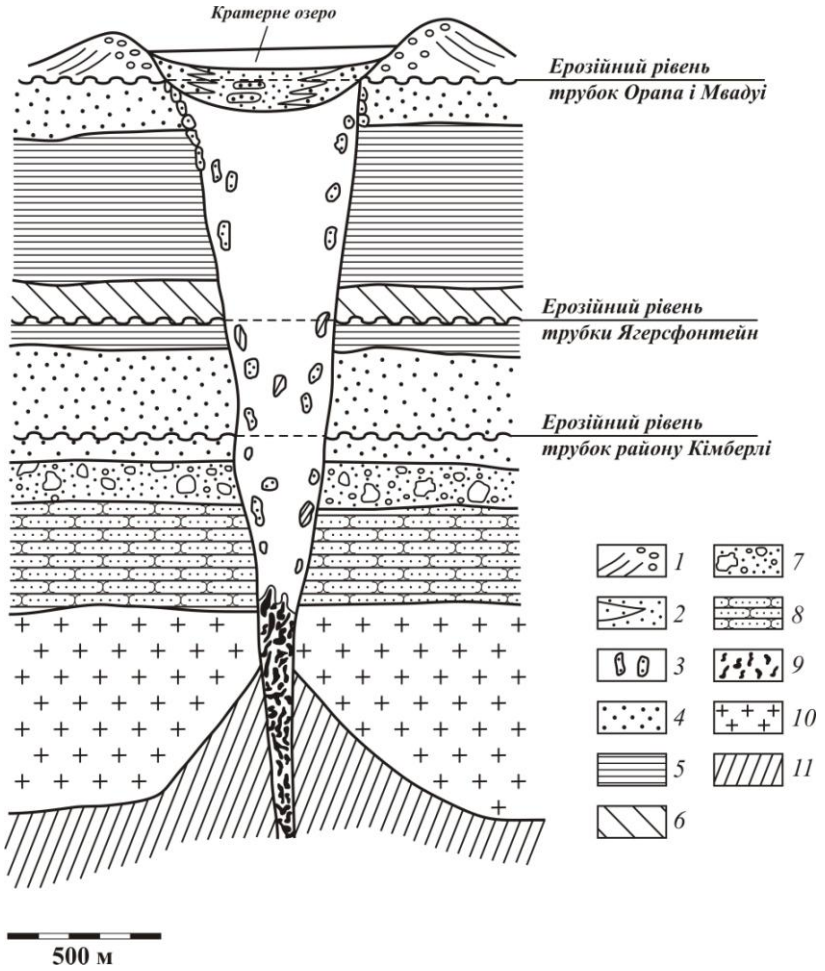


Рис. 30. Узагальнена модель кімберлітової трубки, за Дж. Доусоном:
1 – відклади туфогенного кільця; *2* – крупно- і дрібнозернисті осади; *3* – ксеноліти; *4* – пісковики; *5* – глинисті сланці; *6* – лавовий покрив; *7* – тиліти; *8* – кварцити; *9* – зцементована брекчія; *10* – гранітоїди фундаменту; *11* – область поширення кімберлітових дайок.

5 – ***рідкісноземельна нефелін-сієнітова (лопаритова*)**, що представлена родовищами комплексних руд ніобію, танталу, титану, циркону, гафнію, церію та ін. (Швеція, Росія (Кольський півострів));

6 – ***апатит-магнетитова нефелін-сієнітова*** формація виявлена дещо обмежено зокрема, у Північній Швеції (рудне поле Кірунавара), США (Адірондайк), Мексиці (Маркадо, Дуранго), Чилі (Альгаррабо, Тьфо); важливими є родовища апатит-нефелінових, власне апатитових руд (Хібінський масив лужних порід Кольського півострова) та нефелінові родовища (Красноярський край Росії).

4.2.2. Особливості геологічної будови магматичних родовищ загалом визначені збігом низки тектономагматичних чинників, сукупність яких для син- та епігенетичних утворень дещо відрізняється.

Структурні риси та місця локалізації сингенетичного зруденіння залежать, передусім, від положення регіональних розривних зон ***домагматичного*** закладання: саме вони контролювали поширення рудоносних масивів. Ситуацію ускладнював їхній багатофазовий розвиток з набуттям чисто індивідуальних морфо-структурних та зональнісних рис. Проте внаслідок гравітаційного ефекту формувалося зруденіння, що наближене до структури так званих стратифікованих інтрузивних масивів, у яких рудні тіла чітко узгоджені з контактом підґрунтя.

Характерні риси ***епігенетичного*** зруденіння додатково визначені проявом ще пізніших ***синмагматичних*** тектонічних зусиль. Відтак рудоконтролювальних функцій набувають досить різноманітні структурні елементи покрівельної частини інтрузиву та вмісного середовища, а саме – молодші зони порушень, тріщинуватості, зминання; зони експлозивного брекчіювання в породах унаслідок вибуху парогазових диференціатів. У подібних ситуаціях епігенетичне зруденіння природно тяжіє до контактів фізико-механічно неоднотипних інтрузивних та бічних порід, формуються

типові неузгоджені тіла крутоспадних плитоподібних утворень, серій наближених жил, трубо- або дайкоподібних тіл зруденілих брекчій (див. рис. 25).

4.3. Генетична класифікація родовищ

У разі генетичного поділу магматичних рудопроявів та родовищ беруть до уваги здебільшого загальні умови розкристалізації металоносних магм і типи їхньої диференціації з урахуванням якісних і кількісних аспектів цього процесу. Виділяють три генетичні класи родовищ: ***ранньомагматичні*** (або просто магматичні, чи сегрегаційно-акумулятивні); ***пізньомагматичні*** (ін'єкційні, або ефузивні); ***ліквацийно-магматичні*** (або просто ліквацийні).

4.3.1. Ранньомагматичними є родовища, що утворилися під час охолодження слабконасичених леткими компонентами металоносних силікатних розплавів у процесі їхньої ***кристалізаційно-гравітаційної*** диференціації на ***ранніх етапах*** становлення інтрузиву. Природно, що характер зруденіння суттєво визначений особливостями процесів розкристалізації розплавів певного складу. Зокрема, для масивів гіпербазитів типовим є ***нерівномірний*** розподіл корисних мінералів з утворенням досить багатих рудних покладів, тоді як масиви рудних порід відрізняються ***рівномірнішим*** їхнім розподілом. Річ у тому, що під час розкристалізації порівняно "сухих" магм основного та ультраосновного складу їхні перші, найбільш високотемпературні фази, зазвичай, є і найбільш "важкими" (хромшпінеліди $(Mg,Fe^{2+})(Cr,Al,Fe^{3+})_2O_4$, магнетит $Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$, титаномагнетит $(Fe^{2+},Ti)\ Fe^{3+}O_4$ та ін.); зі зниженням температури з розплаву виділялися силікати з помітно меншою питомою вагою (олівін, піроксени, амфіболи та ін.). Отже, внаслідок суттєвої різниці в питомій вазі всі ці мінерали мають змогу гравітаційно диференціюватися (сортуватися) з утворенням промислових концентрацій металоносних оксидів переважно в придонній частині інтрузивних масивів (див. рис. 26, *а–в*); саме через це нерідко подібні утворення і навіть цілі угруповання родовищ називають ***сегрегаційно-акумулятивними***.

У випадку розкристалізації розплавів лужного складу можливості гравітаційного чинника є менше помітними, оскільки за питомою вагою переважна більшість корисних мінералів (нефелін, апатит, деякі рідкіснометалеві, алмаз та ін.) дуже мало відрізняється від звичайних породоутворювальних. Зрозуміло, що за цих умов процеси магматичної диференціації відбуваються порівняно обмежено, особливо стосовно кількісного аспекту нагромадження корисних мінералів; нерідко їх спостерігають у вигляді своєрідних “зависеподібних” покладів з дуже нечіткими межами. Проте однією з позитивних рис родовищ цього типу є рівномірніший характер поширення корисних мінералів, а відтак і менш суттєві варіації середнього вмісту корисного компонента в рудах.

Особливості родовищ ранньомагматичного класу такі: 1) генетичні, що просторово пов’язані з чітко диференційованими інтрузивами основних та ультраосновних порід (переважно в межах офіолітових зон геосинкліналей), або лужних масивів, що контрольовані зонами тектономагматичної активізації (у межах платформних областей і докембрійських щитів); 2) формуються майже водночас із вмісними породами магматогенних комплексів з утворенням винятково ***сингенетичних*** тіл переважно вкраплених руд (нодулярна, орбікулярна текстури) з поступовим переходом до материнських магматичних порід; 3) економічно найважливішими є такі родовища: ***алмазоносної кімберлітової*** (лампроїтової) формації, ***хромітоносних дунітів*** (так званий бушвельдський тип), ***платиноносних дунітів, апатитоносних сієнітів, нефелінових сієнітів*** (сировина на алюміній), графітоносних інтрузивів різного складу.

4.3.2. Пізньомагматичними є родовища, що утворилися завдяки ***кристалізаційно-фільтраційній*** диференціації порівняно збагачених леткими компонентами (т. зв. “вологих”) магм унаслідок відокремлення ***залишкових порцій*** рудоносного розплаву та його розкристалізації під час ***завершальної стадії*** становлення інтрузивного масиву. Принципова

відмінність умов утворення родовищ ранньо- та пізньомагматичних класів полягає саме в панівній ролі сукупності легколетких компонентів (H_2O, CO_2, S, Cl, F та ін.), яка є мінімальною у першому випадку – дії порівняно слабконасичених (“сухих”) магм, та вельми суттєвою в другому – у разі дії порівняно сильно насичених леткими компонентами (“вологих”) магм. Саме за високого ступеня насиченості доволі агресивними компонентами-мінералізаторами кристалізація розплавів основного та ультраосновного складу відбувається не зовсім звично: першими виділяються не металоносні оксидні сполучення (як у випадку слабкого насичення леткими), а породоутворювальні силікатні – олівін, піроксени та ін. і тільки пізніше – рудні мінерали (магнетит, титаномагнетит), що ксеноморфні до силікатів, зумовлюючи так звану ***сидеронітову текстуру*** материнської породи. Наразі утворюються дуже бідні зони розсіяної мінералізації, що є наслідком розкристалізації збагаченого металами залишкового розплаву, проте не у концентрованому вигляді, а в місцях його виникнення (in situ) з утворенням поодиноких шлірів, смуг, інколи бідних зон вкрапленої мінералізації (так званий гренландський тип (див. рис. 26, *г*)). Такі рудні скупчення є епігенетичними до вмісних порід, не мають з ними чіткої межі, і хоча відрізняються дещо підвищеним вмістом Fe, Ti, Cr, промислових запасів не формують.

Інша річ, коли згаданий вище процес кристалізаційної диференціації та утворення металоносного залишкового розплаву відбувався на тлі достатньо активних тектонічних рухів, принаймні таких, що здатні були, з одного боку, утворити у покрівельній частині масиву зони розломів, тріщинуватості, а з іншого, – відтиснути (“відфільтрувати”) мікропорції залишкового розплаву від силікатної маси порід та ін’єкціонувати їх у заздалегідь підготовлені структури покрівлі. Саме за цих умов можливе повноцінне завершення процесів кристалізаційно-фільтраційної диференціації з утворенням промислово важливих рудних скупчень.

Головними особливостями родовищ пізньомагматичного класу є такі: 1) генетично тісно пов'язані з чітко диференційованими, інколи багатофазовими інтрузивами основних та ультраосновних порід, переважно в межах геосинклінальних областей, частково – у зонах тектонічної активізації платформних; 2) просторово тяжіють головно до припокрівельної частини споріднених інтрузивів і певних структурних елементів найближчого екзоконтакту, нерідко контрольовані самим контактом за умови суттєвих варіацій фізико-механічних властивостей порід; 3) формуються в процесі розрядження синмагматичних серій тектонічних напружень з утворенням винятково ***епігенетичних*** тіл суцільних або багатих густо вкраплених руд із різними контактами; 4) економічно найважливішими є родовища ***хромшпінелідів*** та ***платиноїдів*** у дуніт-перидотитах (так званий уральський тип), ванадієносних ***титаномагнетитових*** руд у габро-амфіболіт-піроксенітах, ***апатит-магнетитових*** та ***апатит-нефелінових*** у сієнітах.

4.3.3. Ліквацiйно-магматичними є родовища, що утворилися під час охолодження металоносних, збагачених сіркою базальтоїдних магм у процесі їхньої ***ліквацiйно-гравітаційної*** (або ***фільтраційної***) диференціації на найпізніших стадіях становлення пластоподібних інтрузивів трапової формації, відповідно, у вигляді вкраплених рудних покладів придонної частини силів (***сингенетичні***) або січних та суцільних руд у покрівельній частині (***епігенетичні***).

До утворень цього генетичного класу належать дуже важливі родовища ***сульфідних мідно-нікелевих*** руд у габро-норитах (із супутніми мінеральними включеннями кобальту, платиноїдів, Au, Pb, Zn), а також рідкісноземельних, переважно лопаритових руд (Nb, Ta, Ti, Ce, Zr та ін.) у нефелінових сієнітах, луявритах, фойяїтах Кольського півострова. Обидва типи зруденіння поширені переважно в малорухомих областях консолідованої складчастості, на кристалічних щитах та платформних зонах тектономагматичної активізації, у крайових зонах великих антиклінорних структур; у рухомих

областях геосинклінального типу й у вулканогенних поясах вони не відомі. Особливо це стосується сульфідно-мідно-нікелевих родовищ, які генетично і просторово пов'язані винятково з гіпабісальними повнодиференційованими інтрузивами (лополіти, сили) основного складу. Характерні багатофазові, нерідко розшаровані інтрузиви (див. рис. 26, *д*) із закономірною зміною в часі та просторі їхніх диференціатів – від перидотитів до габро-норитів і навіть кварцових діоритів та мікрогранітів. Мінеральний склад сингенетичних рудних покладів, що пов'язані переважно із габро-норитовою складовою, визначений досить стабільною парагенетичною тріадою – пентландит, халькопірит, піротин. Епігенетичні руди різноманітніші з поширенням таких мінералів, як кубаніт, нікелін, мілерит; іноді трапляються нерівноважні асоціації з магнетитом. Супутні силікати представлені породоутворювальними – олівіном і піроксеном, однак здебільшого продуктами їхньої пізнішої переробки. Характерна, зокрема, навколорудна серпентинізація, хлоритизація, карбонатизація, отальковання, які є свідченням фізико-хімічної нерівноваги в зоні рудно-силікатного контакту; сингенетичні поклади руд ніколи не супроводжуються подібними змінами.

Питання для самоконтролю

1. Генетична класифікація магматичних родовищ та її принципи.

2. Які джерела рудної речовини магматогенних родовищ? Назвіть головні рудномагматичні формації.

3. Які глибини і температурний діапазон формування магматогенних родовищ?

4. У чому головна причина виділення та накопичення рудних мінералів (наприклад, хромшпінелідів) в одних випадках на ранньомагматичній, а в інших – на пізньомагматичній стадії розкристалізації магм? Спробуйте пояснити це за допомогою бінарних діаграм стану розплаву.

5. Чому переважна більшість магматогенних рудних родовищ пов'язана з породами основного й ультраосновного складу? Назвіть корисні копалини,

магматичні родовища яких генетично пов’язані з лужними породами; з кислими породами.

6. Чим відрізняються геологічні та фізико-хімічні умови формування ранньо- та пізньомагматичних родовищ?

7. Чи можливе співіснування син- та епігенетичних руд (Сг чи Ті) у межах одного рудного поля; родовища; тіла? Чим вони відрізняються за способом утворення?

8. Що таке лікваційний процес узагалі; ліквація силікатних розплавів? Наведіть геологічні докази виявлення ліквації в природі.

9. Чим пояснюють зв’язок лікваційних родовищ з породами тільки основного та ультраосновного складу? Назвіть продуктивну мінеральну асоціацію лікваційних руд.

10. Назвіть типи комплексних руд магматогенного походження та райони їхнього переважного поширення.

11. Назвіть чинники, які впливають на хід та інтенсивність ліквації; як це позначається на характері та масштабах зруденіння? Назвіть найбільше у світі лікваційне родовище.

12. Чи характерні для магматогенних родовищ білярудні зміни материнських порід? У чому подібність пізньомагматичних і лікваційних родовищ з постмагматичними; які докази їхніх генетичних відмінностей?

Розділ 5
КАРБОНАТИТОВІ РОДОВИЩ

5.1. Загальні відомості

Карбонатитовими називають родовища, які просторово і генетично пов'язані з великими скупченнями ***ендогенних*** карбонатів (кальцію, магнію, заліза) у складі багатофазових, центрального типу інтрузивів ультраосновного-лужного складу. Вперше поняття "карбонатити" впроваджене норвезьким геологом В. Бреггером 1921 р. під час вивчення родовища Фйон. Подальше їхнє дослідження пов'язане з діяльністю плеяди видатних учених світу – Л. Бородіна, О. Гінзбурга, К. Девідсона, Р. Делі, Л. Єгорова, Л. Пожарицького, В. Сміта, О. Татла, Х. Екермана та ін. У підсумку карбонатитоносні інтрузивні комплекси набули статусу самостійної геологічної формації з дуже своєрідною геохімічною спеціалізацією.

Практичне використання карбонатитів розпочалося у 30-х роках XX ст., коли в них виявили суттєві концентрації надзвичайно дефіцитних для металургії елементів рідкісноземельної (Ce, La, Y, Cs, інші TR) та рідкіснометалевої (Nb, Zr, Ta, Sr) груп. Важливими виявилися також родовища магнетиту (інколи титаномагнетиту), апатиту, флогопіту, у зоні звітрювання – вермикуліту; супутньо експлуатують вапняки, а ультраосновні складові інтрузивних комплексів подекуди є потужним джерелом платиноносних розсипищ.

Порівняно припізніле засвоєння цього продуцента рідкісних елементів (особливо Nb, Zr, Ta, TR) пояснюють не тільки новітніми (на той час) потребами металургійних технологій, а й досить суттєвим обмеженням його проявів. У світі відомо понад 250 таких інтрузивних комплексів з карбонатитами, проте лише 10 % з них є рудоносними та розроблюваними. Зазвичай, карбонатити містяться не самі по собі, а в закономірно зональній асоціації з магматичними породами (від ультраосновних до лужних), що створюють цілі вулканогенно-інтрузивні комплекси. Специфічні риси їхньої будови повною мірою визначені елементами симетрії центрально-осьового

типу: поширені концентрично-зональні ***штокоподібні інтрузиви***, ***лополітоподібні масиви,*** складніші ***комбіновані ансамблі*** інтрузивних тіл, що інтегрують риси попередніх і супроводжуються дугоподібними та радіальними системами дайок. Надзвичайно характерним є трьох-чотирьох етапний режим їх становлення: 1) ***ранній гіпербазитовий*** етап (дуніти, перидотити, піроксеніти); 2) ***лужно-габроїдний*** (уртити, йоліти, лерцоліти); 3) ***суто лужний*** (монцоніт-сієнітовий); 4) ***власне карбонатитовий*** з подальшим розвитком лужних порід жильної серії. Просторові закономірності локалізації відповідних груп порід здебільшого свідчать про доцентровий характер розвитку магматичних процесів (рис. 31); інколи виявляється зворотна, відцентрова їхня спрямованість (Кондьорський масив на південному сході Алданського щита). Карбонатитоносні інтрузиви серед давніх гранітоїдів, гранітогнейсів, кристалічних сланців супроводжуються потужними (до 10 км) ореолами їхнього лужно-метасоматичного перетворення – фенітами.

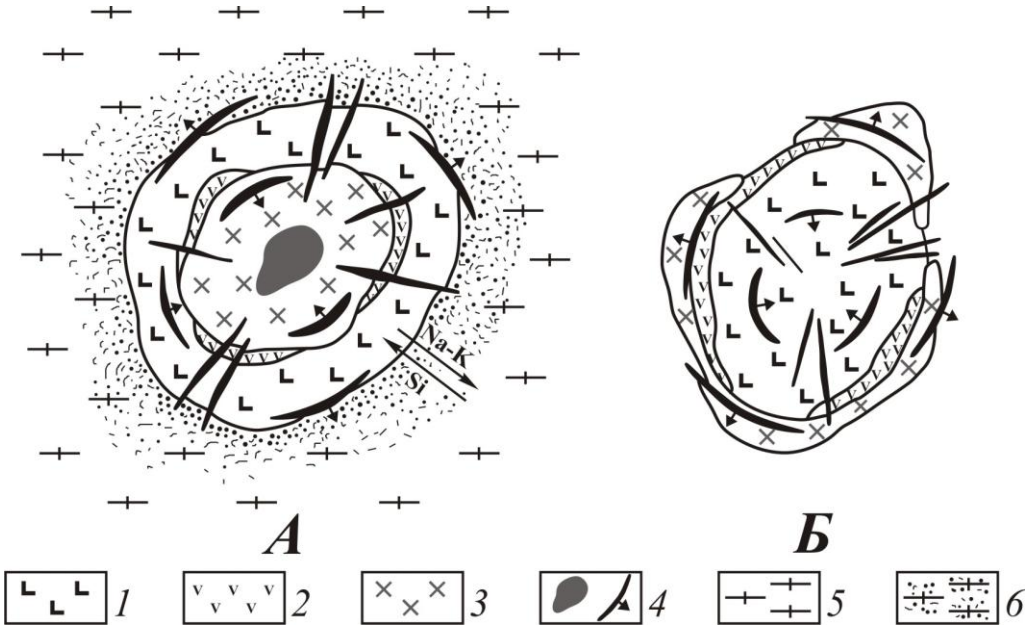


Рис. 31. Узагальнена схема концентраційно-зональної будови карбонатитоносних інтрузивів (*А* – доцентрова, *Б* – відцентрова).

Магматичні породи у порядку утворення: *1* – ультраосновні нормального ряду; *2* – лужно-габроїдного ряду; *3* – власне лужні; *4* – карбонатитові штоки та жили – радіальні, кільцеві, конічні (показаний напрям падіння); бічні породи інтрузиву: *5* – гранітогнейси; *6* – лужні метасоматити (феніти) по гранітогнейсах, стрілками показано характер речовин обміну.

Тіла карбонатитів представлені штоками центрального типу (від 100 м до 7–8 км у поперек), однак здебільшого – периферійними системами кільцевих, конічних та радіальних жил, дайок (за простяганям від 100 м до 1–2 км і потужністю до 10 м). Мінеральний склад цих порід на 80–99 % представлений карбонатами; чільними є ***кальцитові*** карбонатити, частково ***доломітові***, обмежено поширені скупчення ***анкериту*** і зовсім рідкісний ***сидерит***. Інші мінерали, по суті, є акцесорними, проте в певних умовах можуть створювати і промислові концентрації; до них належать: флогопіт – KMg_3 $[AlSi_3$ $O_{10}]$ $(OH,F)_2$, апатит – Ca_5 $[PO_4]_3$ (Cl,F,CO,OH), лопарит – (Na,Ce,Ca)(Nb,Ti)O_3, пірохлор – $(Na,Ca)_2$ $(Ni,Ti)_2O_6$ (F,OH) з його ураноносною відміною – гатчетолітом, перовськіт – $CaTiO_3$, баделеїт – ZrO_2, монацит – (Ce,La)PO_4, а також численні фтор-карбонати Ce та La, зокрема, бастнезит – (Ce,La)$[CO_3]F$, синхізит – Ca(Ce,La)$[CO_3]_2F$, паризит – Ca(Ce,La)$[CO_3]_3F_2$ та ін. Структура мінеральних агрегатів карбонатитів є досить рівномірно зернистою з поступовими переходами в різних частинах одного тіла від крупно- до дрібнозернистої. За текстурою вони мінливіші – масивні, вузлуваті, плойчасті, флюїдально-смугасті, інколи частково гофровані. Досить характерні ознаки певної послідовності у формуванні мінеральних агрегатів з елементами доцентрово-зональної будови власне карбонатитових тіл.

5.2. Генетична модель та фізико-хімічні умови утворення

За природою карбонатитоносні вулканогенно-інтрузивні комплекси є продуктом підкорового базальтоїдного магматизму з усіма ознаками надзвичайно глибокофокусного (200–150 км) речовинно-енергетичного першоджерела. Формуються вони впродовж тривалого часу в широкому інтервалі глибин – від декількох десятків кілометрів до приповерхневих умов. Відомі карбонатити ***власне інтрузивних*** фацій, що утворювалися в умовах порівняно закритої системи, та ***жерлових***, які пов’язані з ефузивно-магматичними процесами (відкрита система) у приповерхневих зонах (рис.

32). Сутність цих процесів полягає в радикальній диференціації мантійних, первісно базальтоїдних магм, що відбувалась під час (і внаслідок) тривалих зупинок у так званих ***проміжних*** вогнищах. Власне карбонатитоутворення відбувалось наприкінці цих процесів, в умовах украй нестійкого термобаричного режиму (за різними оцінками, у діапазонах від 630–500 до 300–200 °С та від 1000–500 до 150–300 атм) зі значними градієнтами зміни цих параметрів як у часі, так і в просторі.

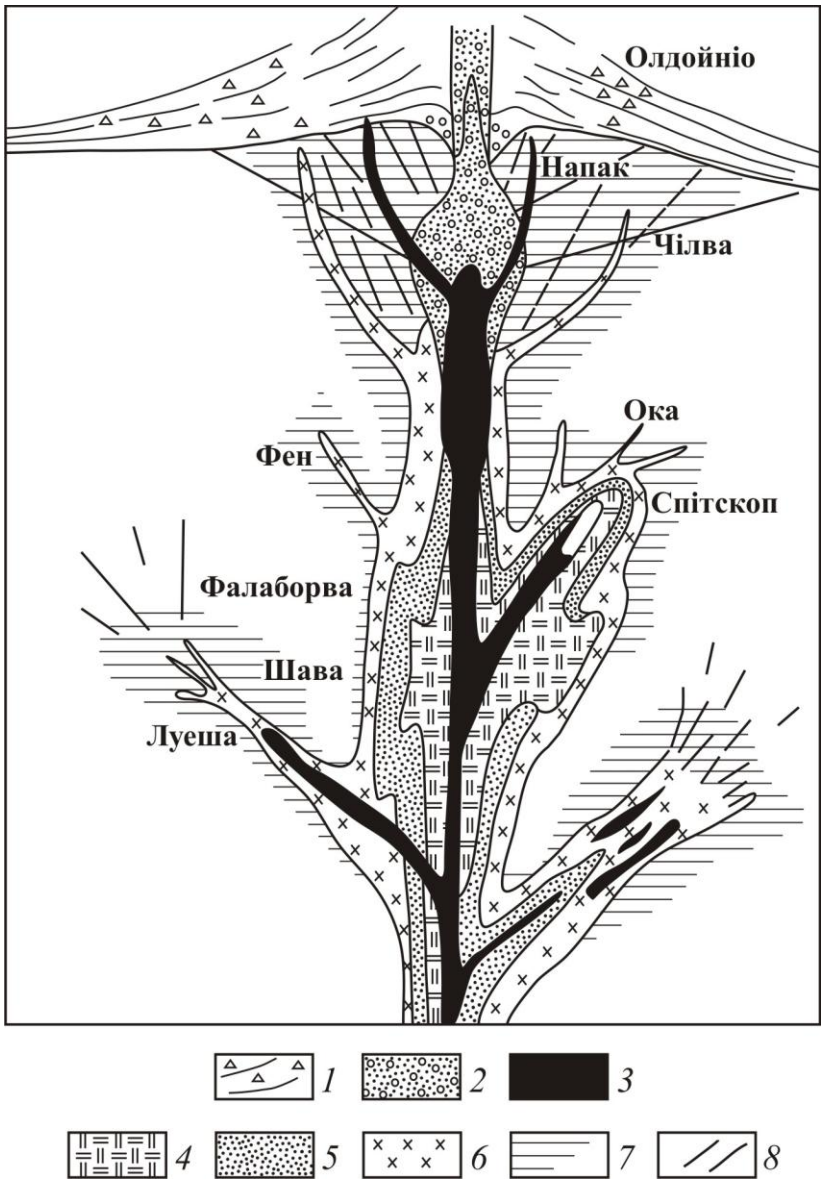


Рис. 32. Зведена схема вертикальної зональності карбонатитів, за А. Муру:
1 – вулканіти схилів; *2* – вулканіти жерла; *3* – карбонатити; *4* – гіпербазити; *5* – ійоліти; *6* – нефелінові сієніти; *7* – ділянки фенітизації; *8* – карбонатитові жили.

Сучасним поглядам на природу карбонатитів передував період своєрідних уявлень, які яскраво свідчать про надзвичайну неординарність

цих утворень. Перші їхні знахідки були настільки незрозумілими, що карбонатити розглядали лише як ксеноліти осадових вапняків, які були винесені магмою з глибинних частин розрізу (Р. Делі, С. Шенд), або як релікти вже розмитих відкладів покрівлі (А. Мак-Грегор); також робили припущення (Т. Джеверс та ін.) про видавлювання вапняків унаслідок набуття ними певної пластичності у високобарних умовах значних глибин. Проте будь-яким ідеям екзогенного походження карбонатитів суперечить таке: а) відсутність осадових карбонатних порід у складі карбонатитовмісних товщ більшості районів; б) дайкоподібні, нерідко циліндричні або конусоподібні форми карбонатитових тіл переважно з досить різними контактами; в) ознаки багатостадійної історії формування карбонатитів, подекуди з проявами метасоматичного заміщення ними бічних порід, у тому числі спорідненого інтрузиву; г) поширення в складі карбонатитів багатьох специфічних, у тому числі рідкіснометалевих, мінеральних сполук, що не притаманні осадовим вапнякам; д) відповідно, на геохімічному рівні карбонатити відрізняються переважанням високих (порівняно з осадовими вапняками) концентрацій низки рідкісних елементів, зокрема, стронцію – у п’ять разів, лантану – у 500 разів, а ніобію – у 6 000 разів (Д. Голд); е) нарешті, результати порівняльного аналізу кількісного співвідношення стійких ізотопів вуглецю, магнію, стронцію та сірки також свідчать, на думку В. Смірнова (1976), про ювенільну природу речовинного першоджерела карбонатитів.

Сьогодні ґрунтовно функціонують (однак не конкурують, як стверджують деякі дослідники) дві гіпотези утворення карбонатитів: 1) магматична, що більше відповідає їхнім інтрузивним фаціям; 2) гідротермально-автометасоматична, яка стосується їхніх ефузивних фацій.

Магматична гіпотеза найґрунтовніше розроблена Х. Екерманом, її активно підтримують Х. Бассет, Д. Бейлі, В. Бреггер, К. Девіс, Л. Єгоров, Б. Кінг, Є. Ларсен, В. Пекора, Б. Сміт, А. Холтс та ін. Припускають, що карбонатити є наслідком розкристалізації складного, перенасиченого CO_2

залишкового розплаву наприкінці тривалої диференціації первісно базальтоїдних магм. Отже, їх розглядають як досить специфічний тип магматичних порід з усіма притаманними таким проявам рисами, а саме: наявний стійкий зв'язок зі спорідненими комплексами ультраосновних-лужних порід; поширені різкі межі карбонатитових тіл, часто з типовими ксенолітами бічних порід, у тому числі гострокутних уламків дунітів, перидотитів, сієнітів, фенітів та ін.; типові флюїдальні текстури з чіткою орієнтацією мінеральних зерен уздовж ендоконтактів карбонатитових дайок тощо.

Уявлення про можливість існування карбонатних розплавів (особливо у приповерхневих зонах) досить важко узгоджувалися з даними про термобаричні умови плавлення кальциту (1 339 °С за 1 025 кг/см^3), адже саме він є чільною складовою карбонатитів. Експериментальним запереченням цього неузгодження стали дослідження (П. Уайлл, О. Таттл) фазових співвідношень у системі $CaO–CO_3–H_2O$. Доведено, що в умовах чотирифазового стану цієї системи ($CaCO_3$ – $Ca(OH)_2$ – рідина-пара) карбонатний розплав може існувати в інтервалі 685–640 °С і за тиску від 30 кг/см^3 та вище, тобто певною мірою узгоджується з умовами не тільки інтрузивної, а й жерлової фації карбонатоутворення. Природним доказом цього стали непоодинокі випадки сучасного виливання магм, зокрема, кальцієво-вуглекислотних та лужно-вуглекислотних під час виверження 1967 р. вулканів Олдоніо та Нагіанго в Африці (О. Кюрінг та ін.).

Гідротермально-автометасоматична гіпотеза домінує в поглядах Н. Бодена, Е. Сеттера, її активно відстоюють у працях Л. Бородін, О. Гінзбург, Л. Пожарицький, І. Фрехен, А. Фролов, Є. Епштейн та ін. Припускають, що карбонатити можуть бути наслідком переважно автометасоматичного заміщення вивержених порід спорідненого комплексу за участю суттєво вуглекислотно-водних розчинів проміжних вогнищ материнської мегасистеми або глибиннішого походження. Уважають, що більшість легколетких компонентів, у тому числі вуглекислотних (HCO_3^- ,

CO_3^{-2}), у процесі тривалого пересування і диференціації первинної базальтової магми прагне до нагромадження переважно в апікальній зоні вогнища (див. рис. 32). У разі досягнення глибин можливої дистиляції розплавів відбувалися відокремлення спочатку надкритичних високомінералізованих вуглекислотно-водних ексгаляцій, а потім поступово їхня трансформація в гетерогенні парогазові системи киплячих розчинів. Фізико-хімічно вони різко нерівноважні до навколишніх порід (споріднених, чужорідних) верхніх поверхів, що і є головною причиною метасоматичного заміщення цих порід карбонатами саме гідротермального походження.

На користь цих уявлень О. Гінзбурга, Е. Епштейна, Л. Бородіна та інших можуть свідчити такі риси карбонатитів приповерхневих та жерлових фацій: а) характерні нечіткі, іноді просто “розмиті” контакти карбонатитових тіл, лише з досить рідкісними фрагментами виповнення порожнин; б) поширені релікти недозаміщених силікатних порід – споріднених або навколишньої рами, що впливають на склад фемічних та акцесорних мінералів карбонатитів; в) прояви ознак фаціально-метасоматичної зональності, подекуди з поступовими переходами від власне карбонатитів у карбонат-апатитові поклади і далі у суттєво флогопіт-магнетит-апатитові та нефелін-піроксенові породи; г) не рідкісними є і прояви певної стадійності процесів карбонатитоутворення з досить закономірною (у часі та просторі) зміною головних мінеральних парагенезисів – спочатку формується ***кальцієво-карбонатний*** (крупно-середньозернистий кальцит у супроводі біотиту, магнетиту, апатиту, пірохлору, баделеїту, сфену, перовськіту); потім – ***кальцієво-магнезіально-карбонатний*** (переважно дрібнозернистий кальцит – доломітовий агрегат з включеннями серпентину, тальку, циркону, пірохлору, часто уранoносного); насамкінець – ***залізо-магнезіальний*** та власне ***залізо-карбонатний*** (доломіт, анкерит, сидерит із бастнезитом, паризитом та іншими рідкіснометалевими карбонатами), жильні прояви яких, зазвичай, є січними щодо штоків власне кальцитових карбонатитів.

Магматичну та гідротермально-автометасоматичну гіпотези карбонатитоутворення ***не потрібно сприймати як*** системи поглядів, що конкурують, швидше вони ***доповнюють*** одна одну. На це вперше звернув увагу акад. В. Смірнов (1976), який наголосив, що карбонатити формувалися у надзвичайно широкому діапазоні глибин ($n \cdot 0{,}1 - n \cdot 10$ км) і, по суті, є вулканогенно-інтрузивними утвореннями. Тому дослідники в процесі вивчення ультраосновних-лужних комплексів глибокоеродованих геоблоків мають змогу спостерігати переважно ознаки магматичного походження карбонатитів і родовищ, що з ними пов'язані, а в малоеродованих зонах – гідротермально-метасоматичного. Отже, резоннішими є судження не про розбіжності чи про конкуренцію наукових поглядів стосовно проблеми утворення карбонатитів, а про загалом еволюційний характер зміни природи механізмів і чинників їхнього утворення з переходом від глибинно-інтрузивних фацій до приповерхнево-жерлових, а саме – від власне магматичних із суттєво пригніченою роллю післямагматичних процесів переважно до гідротермальних, можливо, з фрагментами ранньомагматичних проявів.

5.3. Геологічні умови утворення

Специфічність карбонатитових родовищ виявлена не тільки на мінералого-геохімічному, петрологічному та генетичному рівнях, а й у надзвичайній сталості їхньої геотектонічної позиції та структурних умов локалізації. Райони їхнього поширення загалом зосереджені в малорухомих, порівняно крихких геоблоках земної кори, глибинні розколи в яких здатні забезпечувати періодичне проникнення підкорових магматичних мас. Рухливіші та "еластичні" зони, де переважають плікативні деформації, стосовно цього не є сприятливими. Саме тому формування карбонатитоносних інтрузивних комплексів пов'язане винятково з платформними етапами геологічної історії земної кори.

Геотектонічна позиція рудоносних карбонатитів значно зумовлена місцями проявів крихких деформацій під час тектономагматичної активізації

давніх платформних областей, щитів, консолідованих зон давно завершеної складчастості. Вони контрольовані великими тектонічними розломами, що, здебільшого виникають уздовж крайових частин платформ або є наслідком повільних, проте різноспрямованих вертикальних рухів окремих її структурних фрагментів. У процесі тривалого розвитку карбонатитоносних масивів раніші з них тяжіють, головно, до периферійних розломних зон із подальшим зміщенням центрів магматичної активізації у глибину платформи. В геосинклінальних областях карбонатити не відомі.

Зв'язок із магматичними формаціями є найважливішою та стійкою рисою карбонатитів. Зумовлений він насамперед генетичним характером їхньої асоціації винятково з ультраосновними-лужними комплексами платформних інтрузивів центрального типу. В складі інших магматичних формацій карбонатити не трапляються, хоча й рудоносними вони є далеко не у всіх випадках (лише до 10 %).

Карбонатитоносні ансамблі цих інтрузивних комплексів досить різноманітні, однак завжди концентрично-зональні і часто диференційовані за складом. Петрохімічно вони представлені групою порід, що вирізняються суттєвим недонасиченням кремнеземом за збагачення лужними та леткими компонентами, насамперед вуглекислотними. У створенні таких комплексів у різних кількісних співвідношеннях беруть участь за порядком утворення: 1) ранні ультраосновні породи нормального ряду (дуніти, перидотити, піроксеніти); 2) лужні габроїди (уртити, ійоліти, лерцоліти тощо); 3) власне лужні та нефелінові сієніти, монцоніти; 4) насамкінець – карбонатити; 5) поширені також ореоли кислих вмісних порід, що перетворені в лужні метасоматити (феніти). Важливою складовою цього породного комплексу є досить розвинута серія жильних порід – від пікритових порфіритів до лужних пегматитів.

Доцентрова спрямованість розвитку переважної більшості таких інтрузивних масивів не позбавлена й рідкісних винятків; прикладом є

відцентрова структура Кондьорського масиву, ядерна частина якої представлена у вигляді штоку дунітів діаметром понад 5,5 км (рис. 33).

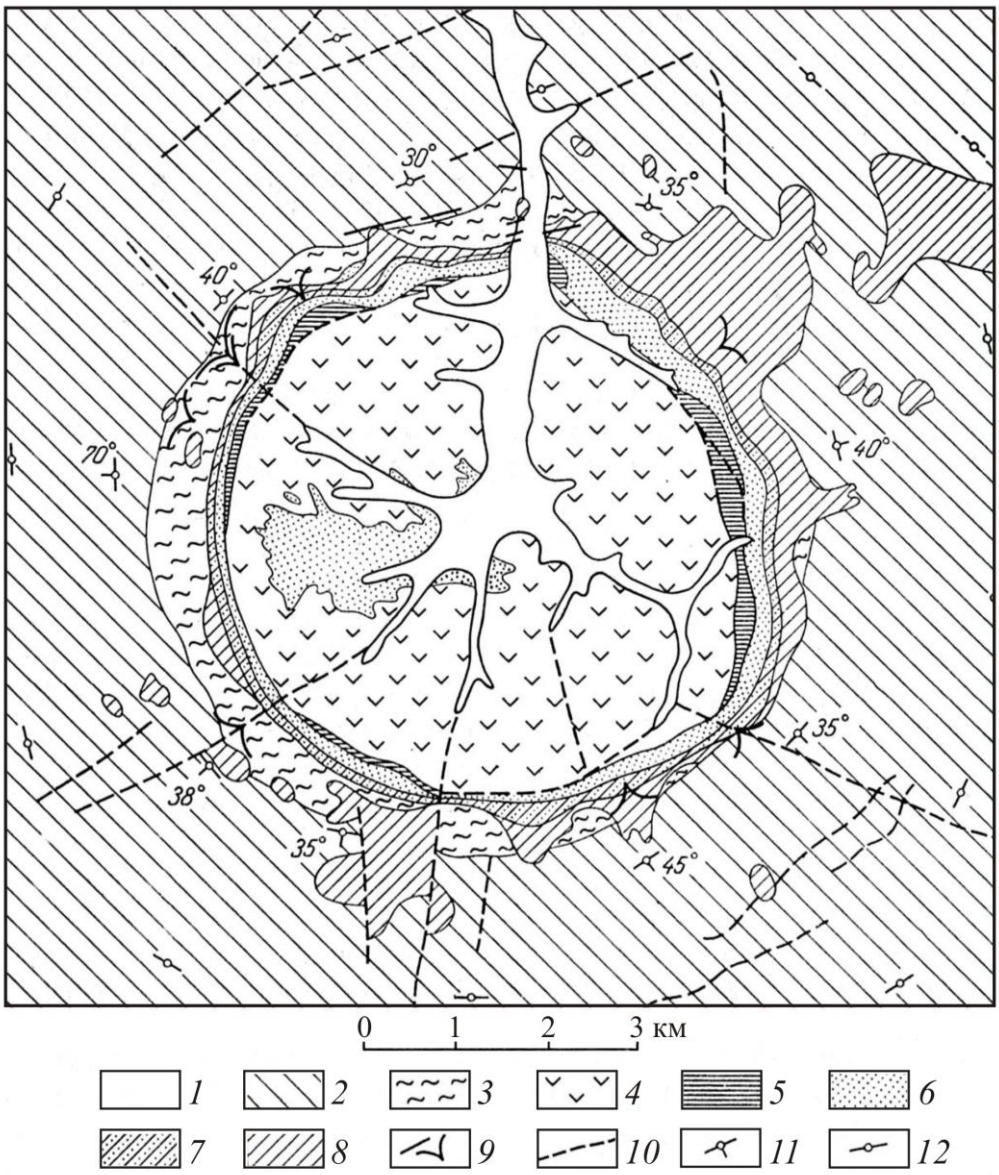


Рис. 33. Схематична геологічна карта Кондьорської інтрузії, Східний Сибір, за А. Мільто, А. Ємельяновим і Г. Андрєєвим:
1 – четвертинні відклади; *2* – алевроліти й аргіліти омнинської світи (рифейський комплекс); *3* – контактові гнейси по пісковиках енінської світи (рифейський комплекс); *4* – дуніти; *5* – перидотити; *6* – косьвіти і біотит-піроксенові породи; *7* – гібридні породи типу габро-діоритів і меланократових монцонітів; *8* – діорити і монцоніти; *9* – карбонатити; *10* – розривні порушення; залягання порід: *11* – нахилене, *12* – горизонтальне.

Геологічний вік розвитку карбонатитоносних комплексів, особливо в допалеозойських платформних областях, може бути різним; простежено деякі вікові паралелі з головними фазами складкоутворення в сусідніх геосинкліналях. За В. Смірновим (1969), виділяють карбонатити

докембрійського (Африка, Північна Америка), каледонського (Скандинавія, Тува, можливо Східні Саяни), герцинського (Кольський півострів), кіммерійського (Сибірська платформа, Бразилія, Канада) та альпійського (більшість карбонатитів Африки, Азії) циклів розвитку.

Геологічна структура карбонатитових родовищ, на відміну від більшості інших, є наслідком спільного прояву двох груп чинників: регіонально-тектонічного порядку – стосовно позиціювання материнського магматичного вогнища загалом, та локального значення, що пов'язані з внутрішніми особливостями динаміки становлення масиву і локалізації зруденіння. Ця обставина суттєво відрізняє карбонатитоносні комплекси від геологічних структур, якими контрольовані інші групи ендогенних родовищ за умов дії головно тектонічного чинника.

Отже, радіально-концентричний характер структури розподілу карбонатитових тіл та особливості їхньої морфотипії (штоки, дайки, жили) є, на думку В. Смірнова (1976), наслідком розрядки єдиного джерела динамічних напружень під час тривалого розвитку материнської розплавно-парогазової системи. Зокрема, штоки контрольовані трубоподібними каналами центрального типу, що утворювалися внаслідок газовибухових процесів із брекчіюванням порід уздовж осі спорідненої магматичної споруди. Саме газові експлозії розпочинають і значно стимулюють подальший розвиток процесів карбонатитоутворення, масштабність яких закономірно зростає з переходом у приповерхневі зони. Відтак штоки карбонатитів, здебільшого, є типовими утвореннями малоглибинних та вулканогенно-жерлових фацій зруденіння.

Умови залягання та морфометричні риси карбонатитових жил визначені закономірностями поширення дугових та радіальних структур, відповідно, – сколювального та відривного типів. Розрізняють: 1) ***конічні*** тіла, що падають до центра інтрузивного комплексу, 2) ***кільцеві*** з падінням від його центра, 3) ***радіальні***, здебільшого, крутоспадні. Механізм їхнього утворення, подібно до штоків, зумовлений характером зміни вертикальних

напружень на різних етапах автономного розвитку магматичного вогнища. Умови для формування конічних жил карбонатитів з'являються внаслідок розрядки найбільш ранніх, направлених уверх напружень інтрузивного походження (рис. 34). Кільцеві системи жил, навпаки, утворюються, здебільшого, пізніше – в умовах суттєвого послаблення ролі інтрузивного тиску і нарощування зворотно напрямлених напружень провального типу внаслідок опускання цілих блоків покрівлі. Жильні тіла є типовішими для порівняно глибоко еродованих частин карбонатитових родовищ.

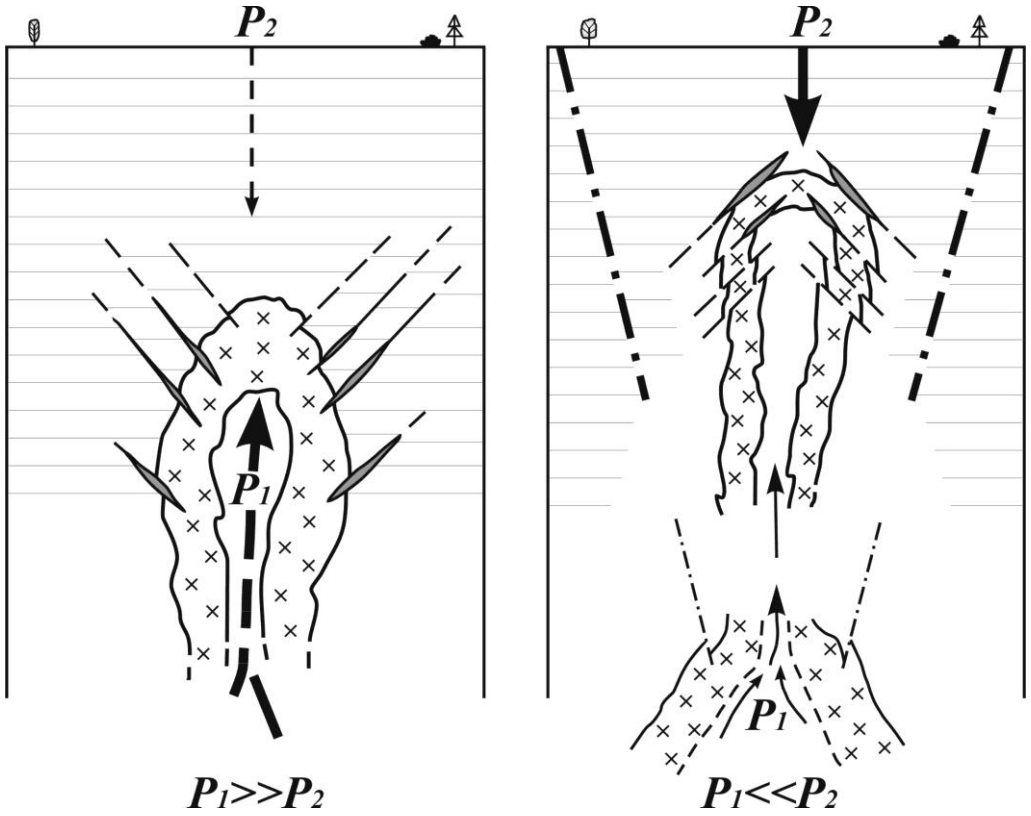


Рис. 34. Принципова схема виникнення "конічної" та "кільцевої" систем сколів унаслідок зміни співвідношення вертикальних напружень на початку та наприкінці становлення карбонатитоносних інтрузивів; P_1 – магматогенний тиск глибинного вогнища; P_2 – літостатичний тиск осідання порід покрівлі магматичного вогнища під час спаду його активізації.

Отже, причинно-наслідкові співвідношення між експлозивними та розривними структурами карбонатитових родовищ полягають, за В. Смірновим, у такому. У приповерхневих зонах процеси нагромадження в материнському вогнищі летких, у тому числі вуглекислотних, компонентів природно супроводжувалися різким підвищенням внутрішнього тиску системи і неодміно провокували надзвичайно руйнівні, вибухоподібні

прориви парогазових фаз з утворенням центрального типу трубок експлозивного характеру. У глибинніших і, відтак, високобарних зонах у ході повільного підвищення сумарного тиску розплавно-флюїдних фаз домінували винятково розривні структури – насамперед конічні, радіальні, потім – кільцеві.

Рудноформаційні типи родовищ, що так чи інакше пов'язані з карбонатитоносними масивами, здебільшого, – це об'єкти комплексного і навіть надкомплексного елементного використання. Ними, здебільшого представлені ресурси ніобію, танталу, цирконію, багатьох рідкісних земель; значними є запаси залізних руд, титану, апатиту, флогопіту, карбонатної сировини; відомі окремі родовища флюориту, мідних, свинцево-цинкових руд (рис. 35). З продуктами фізичного та хімічного руйнування карбонатитоносних масивів пов'язані промислові концентрації вермикуліту, платини тощо. Найважливішими, за В. Смірновим (1976), є такі типи зруденіння, серед якого рідкіснометалево-рідкісноземельне – головне.

1. ***Пірохлоритові***, інколи уранові ***карбонатити***, що поширені в Канаді, Бразилії (Баррейро, Аракша), країнах Південної Африки та мають великі запаси руд (декілька мільйонів тон) ніобію (вміст Nb_2O_5 – 0,1–1,0 %), танталу (вміст Ta_2O_5 – 0,01–0,3 %).

2. ***Бастнезит-паризит-монацитові карбонатити*** відомі у США (Маунтін-Пасс), Канаді, Африці та інших країнах, що є важливими постачальниками рідкісних земель, особливо церієвої групи (вміст TR_2O_3 – $n \cdot 0{,}1 – n \cdot 1$ %).

3. ***Перовськіт-титаномагнетитові руди,*** що пов'язані з гіпербазитами карбонатитоносних комплексів США, півдня Африки, Кольського півострова. Дуніти з розсіяною вкрапленістю ***самородної платини*** (Кондьорський масив) є джерелом відомих великих розсипищ цього мінералу.

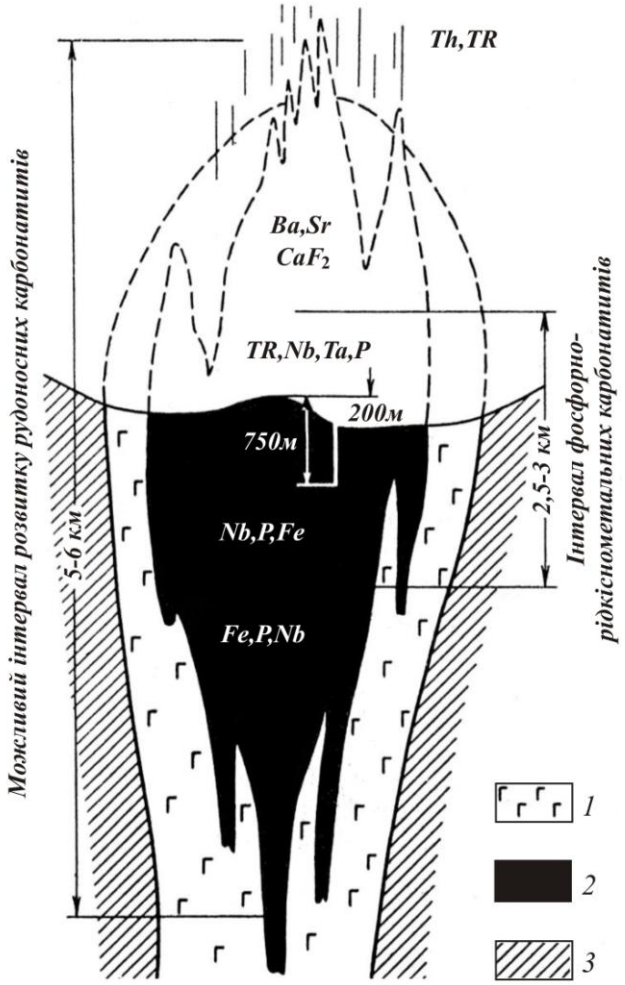


Рис. 35. Мінеральні типи рудоносних карбонатитів у вертикальному перерізі ультраосновних-лужних порід, за А. Фроловим:
1 – ультраосновні-лужні породи; *2* – карбонатити; *3* – вмісні породи.

4. ***Апатит-магнетитові карбонатити*** (часто з форстеритом) є найпоширенішими, особливо у Швеції (Ально), Норвегії (Фйон), Росії (Ковдор), Канаді, Бразилії (Сіротті, Аракша); запаси залізних і окремо апатитових руд вимірюють сотнями мільйонів тонн за коливань вмісту заліза – 20–70 %, P_2O_5 – 10–15 %.

5. ***Флогопітові карбонатити*** як автометасоматичні утворення на контакті зі спорідненими силікатними породами; відомі великі родовища Кольського півострова (Ковдор), півночі Сибіру (Гулінське), де в корах звітрювання також містяться промислові поклади ***вермикуліту*** (до 100 м потужності на Ковдорі).

6. ***Флюоритові карбонатити*** досить екзотичні, відомі в Індії (Амба-Донгар), Намібії (Окфузу), Росії (Велика Тагна).

7. ***Сульфідоносні карбонатити*** також є рідкісними проявами, можливо, накладеного зруденіння – галеніт-сфалеритового (Східний Сибір) або борніт-халькопіритового (Палабора, Лулекуп у ПАР) типів, за середнього вмісту 0,68 % запаси міді можуть сягати 2 млн т.

У всіх випадках тіла карбонатитів використовують як потужне джерело вапнякової сировини (вапно) для забезпечення потреб металургійного виробництва, попередньої обробки порівняно кислих ґрунтів та в багатьох інших галузях господарської діяльності людини.

Принципи генетичної типізації карбонатитових родовищ опрацьовані наразі недостатньо, тому що, як свідчать матеріали багатьох дослідників, карбонатитоносні магматичні комплекси та й самі родовища, здебільшого, пов’язані низкою фаціальних переходів – насамперед глибинно-ерозійного (див. рис. 32), структурного, мінералого-генетичного плану (див. рис. 35). Межі між їхніми угрупованнями, зазвичай, нечіткі; вони доволі умовні й стосовно того, у яких кількісних співвідношеннях виявлена роль того чи іншого чинника, показника зруденіння, типу рудоутворювальних механізмів. Утім, навряд чи подібні обставини можуть мати суттєве значення в разі вирішення сучасних, власне практичних завдань прикладної геології; тим паче, що йдеться про родовища не просто комплексних, а частіше висококомплексних руд, з яких вилучають левову частку надзвичайно рідкісних і цінних елементів, які сьогодні часто-густо називають “вітамінами” промисловості.

Питання для самоконтролю

1. Назвіть риси подібності та відмінності карбонатитів і карбонатних порід осадового походження.

2. Особливості геотектонічної позиції карбонатитових РКК, причини їхньої приуроченості до зон глибинних розломів.

3. Яка послідовність і причини багатофазового розвитку інтрузивних карбонатитовмісних комплексів ультраосновних-лужних порід?

4. Структурні положення карбонатитів у масивах ультраосновних-лужних порід; причини варіацій такого положення.

5. Назвіть породоутворювальні і типоморфні акцесорні мінерали карбонатитів; які з них є рудоутворювальними?

6. Як поділяють карбонатити за складом пов'язаних з ними РКК? Наведіть приклади відомих родовищ.

7. Які глибини і термобаричний режим формування карбонатитових родовищ; про що він свідчить?

8. Які специфічні умови і механізм диференціації глибинних базальтоїдних магм, що можуть призводити до накопичення в земній корі значної кількості кальцієво-вуглекислотних магм?

9. Природні умови існування карбонатних розплавів; як впливають на їхню стійкість тиск, наявність H_2O і CO_2?

10. Суть гіпотези магматичного утворення карбонатитів; її геологічна аргументація і суперечність.

11. Уявлення Е. Сеттера про диференціацію перидотитової магми, що призводить до накопичення лужних металів і вуглекислоти; геологічна підстава гіпотези гідротермально-метасоматичного утворення карбонатитів.

12. Які, на Ваш погляд, особливості генезису та зовнішніх ознак зближують карбонатити і пегматити?

13. Які причини стійкої послідовності формування головних мінеральних парагенезисів з погляду гіпотез утворення карбонатитів?

14. Як позначається стадійність формування карбонатитів на просторовому розподілі ніобієвої та рідкіснозем ельної мінералізації?

Розділ 6
ПЕГМАТИТОВІ РОДОВИЩА

6.1. Загальні відомості

Пегматитовими називають родовища, що просторово та генетично пов'язані із суттєво кварц-польовошпатовими тілами ***пізньомагматичної розкристалізації "залишкового" розплаву*** і є результатом його подальшого ***автометасоматичного перетворення*** за участю пневматолітово-гідротермальних розчинів – похідних спорідненої інтрузії або глибиннішого походження. Отже, генетично і морфоструктурно вони займають проміжну позицію між магматичними і жильно-рудними утвореннями; розташовані переважно в покрівельних частинах ендоконтактової зони споріднених інтрузивів або поблизу них – у зоні екзоконтакту. До пегматитових належать родовища мусковіту, п'єзооптичного кварцу, оптичного флюориту, дорогоцінного каміння (берил, топаз, турмалін та ін.), керамічної сировини; промислове значення мають рудні концентрації Li, Be, інколи – Sn, W, Nb, Ta, Zr, Cs, Rb, U, Th, рідкісних елементів ітрієвої групи.

Поняття "***пегматити***" (від грец. *pegmatos* – міцний зв'язок) як самостійні мінеральні утворення виділені абатом Р. Гаюї на початку XIX ст. їх вивчало багато видатних геологів світу. Найвагоміші праці про пегматити належать академікам О. Ферсману, О. Заварицькому, К. Власову, В. Нікітіну, О. Гінзбургу; важливі праці В. Брегера, В. Гольдшміта, К. Ландеса, Є. Ларсена, П. Нігглі, Ф. Несса та ін. Сучасні уявлення про природу пегматитових утворень, особливості поширення, розмаїття мінерально-текстурних типів і можливі механізми їхнього утворення чітко відображені в працях академіка В. Смірнова (1969–1982) та його підручниках з геології корисних копалин загалом (1986). Отже, базовими є такі ***специфічні риси*** пегматитів та пов'язаного з ними зруденіння.

1. Пегматити ***просторово*** *та* ***генетично*** дуже щільно пов'язані з ***великими масивами інтрузивних порід;*** у цьому разі концентруються (рис.

36) або в ендоконтактовій зоні (сингенетичні тіла), або в екзоконтактовій, поблизу апікальних виступів (епігенетичні тіла).

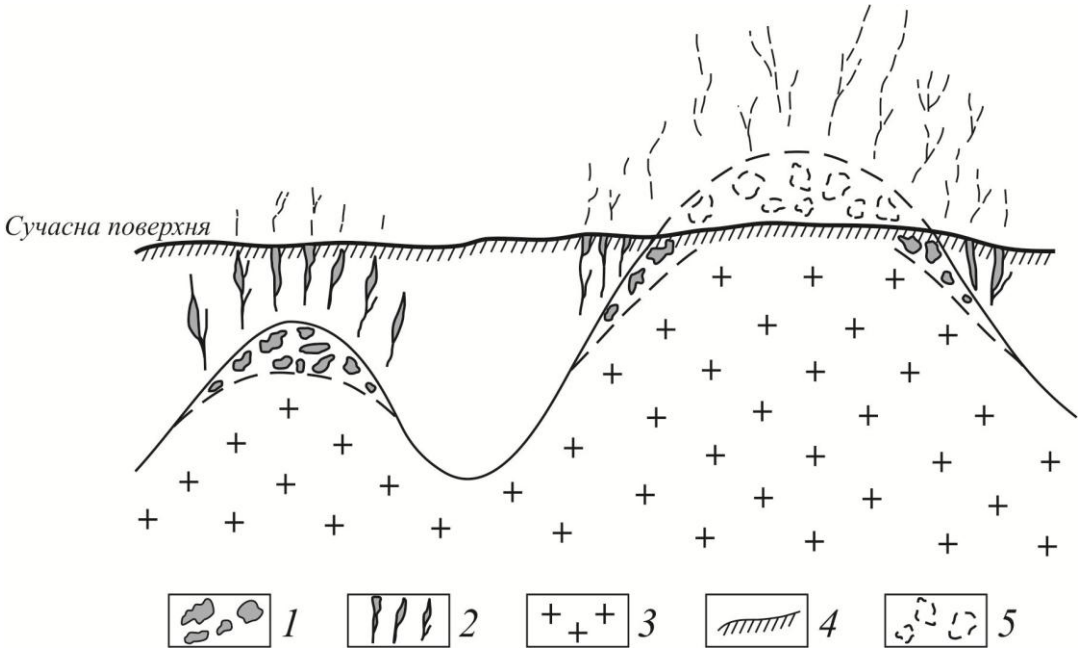


Рис. 36. Принципова схема розташування син- (*1*) та епігенетичних (*2*) пегматитових тіл відносно покрівлі інтрузиву споріднених гранітів (*3*) над поверхнею сучасного ерозійного зрізу (*4*) пегматитів, *5* – зруйновані тіла.

2. За мінеральним складом вони дуже подібні до порід материнського інтрузиву (у гранітоїдах – польові шпати, кварц, слюда, нечисленні фемічні), однак суттєво відрізняються порівняно малими розмірами тіл ($n \cdot 10 – n \cdot 100$ м), формою (гнізда, дайки, жили) та надзвичайно специфічним, часто зональним, характером внутрішньої будови.

3. Пегматити, зокрема, вирізняються переважно ***крупнозернистою*** будовою кварц-польовошпатових агрегатів, нерідко з поодинокими кристалами-гігантами, як то кристал амазоніту, у якому розташований цілий кар'єр (Південний Урал); відомі кристали кварцу довжиною 2,0–7,5 м і масою до 70 т (Південний Казахстан), сподумену – довжиною 2–14 м (Етта, США), мусковіту – площею до 5 м^2 (Росія, р. Мама), топазу – масою до 60 кг (Урал), моріону – масою до 10 т (Волинь, Україна).

4. Специфічним є набір так званих ***пегматитових структур*** мінеральних агрегатів; передусім – ***евтектоїдної*** *або* ***графічної,*** як наслідок одночасної кристалізації кварцу та польового шпату з утворенням зони так званого ***письмового граніту;*** характерні також ***пегматоїдна (***грубозерниста)

структура зон поширення польового шпату та ***друзова*** – як наслідок пізньої спільної перекристалізації мінералів суттєво кварцової ядерної частини пегматитових тіл.

5. Особливо характерним для пегматитів є поширення мінералів з наявністю легко летких (B, Cl, F, P) та рідкісноземельних (TR) компонентів; у породах спорідненого інтрузиву їх нема або трапляються дуже зрідка.

6. Показовою є повна ***відсутність зон навколопегматитової*** зміни бічних порід, які характерні для рудно-жильних тіл гідротермального походження, і навпаки – чітко виражені ознаки винятково ***внутрішньо-пегматитового метасоматозу***, що був тільки в межах самих пегматитів, зумовлюючи їхню зональну будову.

Пегматити трапляються в асоціації ***тільки з глибинними масивами*** вивержених порід ***абісальної фації,*** проте різного петрохімічного складу – кислого, лужного, основного та ультраосновного. З ультраосновними пов’язані малопоширені тіла ***габро-пегматитів***, троктолітів, бронзититів та інших порід, що складені плагіоклазом основного (анортит-бітовніт) та середнього (лабрадор-андезин) складу, ромбічним піроксеном (бронзит), зрідка – амфіболом, олівіном, біотитом та ін. Практичного значення вони наразі не мають. ***Лужні пегматити*** – сієнітові, нефелін-сієнітові – більше поширені. У їхньому складі домінують мікроклін (або ортоклаз), нефелін (або содаліт), наявні егірин, натроліт, арфведсоніт, інколи – апатит, анальцим, мінерали Zr, Ti, Nb, Ta, Cs та інші TR. У разі промислової концентрації TR можна прогнозувати родовища комплексних руд рідкісноземельних і навіть радіоактивних металів.

Найпоширенішими та найважливішими у промисловому значенні є ***гранітні пегматити***, серед яких, за О. Ферсманом, виділяють три види (або лінії):

а) ***пегматити “чистої лінії,”*** що залягають серед гранітів або порід подібного складу і тому не ускладнені чужорідними мінералами; це типові для гранітоїдів утворення – калієвий польовий шпат, кварц, плагіоклаз

(альбіт, олігоклаз), біотит, як другорядні – мусковіт, деякі фемічні та акцесорні – турмалін, топаз, берил, апатит та ін.;

б) ***пегматити "лінії схрещування"*** (***або гібридні***), які залягають серед порід іншого (негранітоїдного) складу і частково асимілюють уламки високоглиноземистих бічних порід (базити, гіпербазити, глинисті сланці та ін.). З цим пов'язані іноді *суттєві ускладнення* мінерального складу, не зовсім типового для "чистого" гранітного пегматиту: з'являються високоглиноземисті мінерали – силіманіт, дистен, андалузит, зростає частка амфіболів, піроксенів, іноді карбонатів – Mg, Fe, Ca, скаполіту;

в) ***пегматити "лінії десиліфікації",*** які теж є похідними гранітоїдної магми, проте в разі її розкристалізації серед порід, суттєво недосичених кремнеземом (ультраосновних, карбонатних та ін.), утворюють породи, що лише віддалено, здебільшого, за умовами залягання та текстурою подібні до пегматитів. Унаслідок дифузійної міграції кремнезему в бік цих порід розплав стає ним суттєво недосиченим і порівняно збагачений глиноземом. Унаслідок цього виникають своєрідні суттєво польовошпатові породи – плагіоклазити – від альбітитів до анортозитів; некомпенсована частина Al_2O_3 мінерально реалізується в складі корундових плагіоклазитів.

За речовинним складом та внутрішньою будовою гранітні пегматити поділяють на ***прості*** (або ***недиференційовані*****)** кварц-польовошпатові, незональні, та ***складні*** (або ***диференційовані***), зазвичай – багатомінеральні й чітко зональні. Складні пегматити в дуже узагальненому і дещо ідеалізованому вигляді мають такий ряд ***текстурно-парагенетичних зон*** (рис. 37, від периферії до центра тіла):

1) **контактова** – тонкозерниста аплітоподібна ***мусковіт-кварц-польовошпатова*** (потужність – 5–15 см);

2) **графічна** – типова пегматитова ***кварц-польовошпатова*** з чіткими іхтіогліптами кварцу, як ознака евтектичного типу співкристалізації цих мінералів;

3) **блокова** – пегматоїдна, майже мономінеральна мікроклінова;

4) ***кварцове ядро*** – також крупнозерниста і майже мономінеральна, з поширенням молочно-білих відмін так званого стільникового кварцу, що є продуктом його α–β-трансформації;

5) **друзова зона** – ***камера***, або система порожнин перекристалізації мінералів у межах кварцового ядра, однак дещо асиметрична – поблизу межі його з блоковою зоною, інколи багатьма відгалуженнями в бік інших зон; властиві скупчення добре сформованих кристалів кварцу (моріону, димчастого кварцу, аметисту, цитрину, гірського кришталю), берилу (смарагду, геліодору, аквамарину), топазу, інколи флюориту, в окремих випадках – клевландиту, мусковіту, альбіту, сподумену; місцями поширена рідкіснометалева мінералізація (тантало-ніобати, каситерит, гюбнерит та ін.).

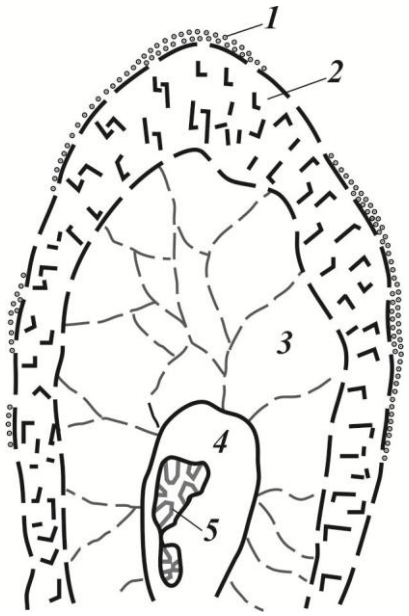


Рис. 37. Головні текстурно-мінералогопарагенетичні зони пегматитових тіл повнодиференційованого типу:
1 – контактова мусковіт-кварц-польовошпатова; *2* – графічна (кварц-польовошпатова); *3* – блокова (мікроклінова); *4* – кварцове ядро; *5* – друзова зона перекристалізації (“зануриш”).

Отже, саме повнодиференційовані відміни гранітних пегматитів мають найважливіше промислове значення. З ними пов’язані родовища рідкісної сировини, якою є оптичний флюорит, п’єзооптичний кварц, ювелірне каміння (топаз, берил, турмалін), технічний мусковіт, який видобувають винятково з гранітних пегматитів; важливими є родовища берилію, літію, рубідію, супутньо експлуатують промислове рідкіснометалеве (Ta–Nb, Sn–W) та радіоактивне (U, Th) зруденіння.

Інтенсивність та комплексний характер зруденіння пегматитів досить мінливі і визначені сприятливим поєднанням багатьох геолого-

мінералогічних та фізико-хімічних чинників. Один із них полягає в масштабності процесів диференціації реального пегматитового тіла внаслідок переважного розвитку в його межах тієї чи іншої зони. За цим принципом виділяють (К. Власов, 1952) п’ять структурно-парагенетичних типів пегматитових родовищ (рис. 38).

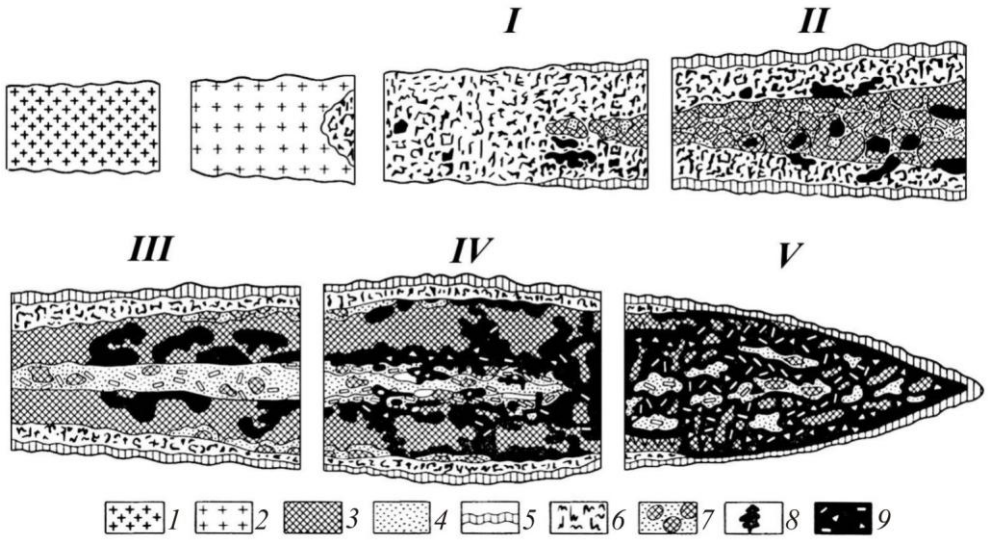


Рис. 38. Текстурно-парагенетичні типи пегматитів, за К. Власовим:
I – рівномірно зернистий (письмовий або графічний), *II* – блоковий (пегматоїдний), *III* – повнодиференційований, *IV* – рідкіснометалевозаміщений, *V* – альбіт-сподуменовий;
1 – граніт; *2* – крупнозернистий граніт; *3* – мікроклін; *4* – кварц; *5* – контактове облямування мусковіт-кварц-польовошпатового складу; *6* – пегматит письмової структури; *7* – мономінеральна мікроклінова зона; *8* – кварц-сподуменова зона; *9* – зона заміщення: альбіт, кварц, мусковіт, релікти мікрокліну, рідкіснометалеві – лепідоліт, сподумен, берил, полуцит, колумбіт, танталіт, поліхромний турмалін та ін.

І. Графічний, зовсім недиференційований і представлений винятково кварц-польовошпатовим агрегатом типу “жидівського каменю” (пертитові вростки кварцу в польовому шпаті) з кількісним співвідношенням цих мінералів близько 1:3, тому корисний як ***керамічна сировина***.

ІІ. Блоковий, що вирізняється особливо широким розвитком мікроклінової зони, іноді з великими кристалами мусковіту (до 5 м^2) метасоматичного походження – саме він задовольняє промислові вимоги ***електрорадіотехнічного виробництва***.

ІІІ. Повнодиференційований, у якому виявлені всі названі вище зони, однак особливо розвинуте кварцове ядро з однією або кількома камерами

меншого розміру з високоякісними кристалами п'єзооптичного кварцу, берилу, топазу (або флюориту).

IV. Рідкіснометалевозаміщений також є повнодиференційованим з особливо поширеним проявом процесів накладеного розвитку танталіт-колумбітового або олов'яно-вольфрамового зруденіння.

V. Альбіт-сподуменовий генетично наближений до попереднього, однак речовинно і морфоструктурно дещо специфічний, його розглядають як одне з провідних джерел постачання літію.

6.2. Генетичні моделі та фізико-хімічні умови утворення

Найважливіша особливість пегматитів та пов'язаного з ними зруденіння полягає в тому, що загалом вони є високобарними утвореннями і формувалися переважно на значних глибинах (3–10 км) абісальної зони. За О. Гінзбургом, виділяють три глибинно-фаціальні групи пегматитів:

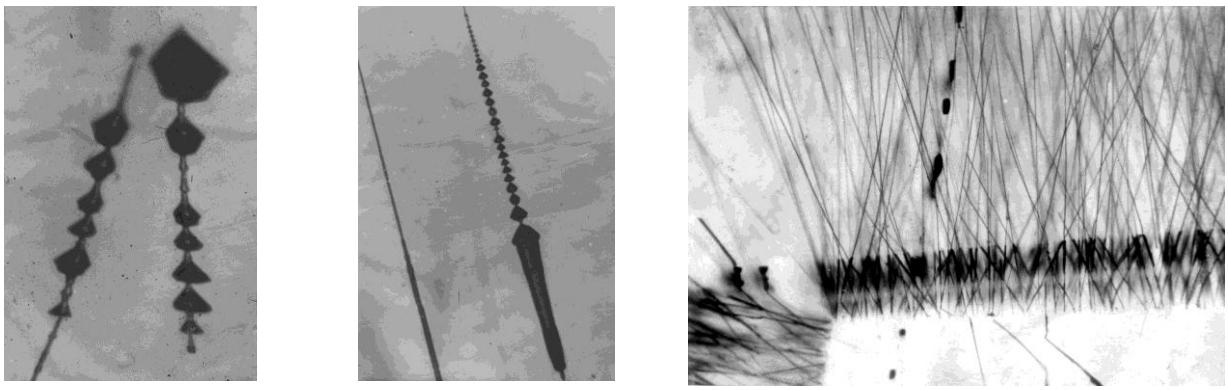
- ***власне глибинні*** (нижче 6–7 км від синрудної палеоповерхні), з якими пов'язані родовища лише керамічної сировини та мусковітів;
- ***порівняно середньоглибинні*** (4–6 км), які супроводжуються розвитком промислових концентрацій переважно рідкісних елементів (Li, Be, Cs, Ta, Nb, Sn, W та ін.);
- ***порівняно малоглибинні,*** з якими пов'язана більшість родовищ п'єзооптичної та ювелірної сировини.

В умовах значних глибин і тиску (за експериментальними даними значно вище, ніж 1 500–2 000 атм) верхня температурна межа пегматитоутворення обмежена процесом кристалізації нормальної гранітної магми (1 200–800 ºС), вона з часом помітно знижується і зі збільшенням ролі мінералізаторів залишкового розплаву (див. рис. 36) продовжує знижуватись, зокрема, за концентрації F = 0,4 % (досліди Джеймса та Барнхейма, 1958) – до 600–500 ºС. Про це свідчить і поширення в гранітних пегматитах агрегатів стільникового кварцу, що є наслідком його α→β-перетворення в діапазоні 573–644 ºС (залежно від тиску). Як структурну ознаку цієї межі можна

розглядати також графічну зону пегматитів, що є наслідком гранітної евтектики в інтервалі 700–650 ºС. Отже, верхня (початкова) теплова межа процесу пегматитоутворення, вірогідно, визначена інтервалом 700–600 ºС.

Подальші процеси перетворення гранітних пегматитів, за даними термобарогеохімічних досліджень (М. Єрмаков, В. Калюжний та ін.), відбувалися зі зниженням температури, узагальнено – за такою схемою: ранній стільниковий незабарвлений кварц (600–500 ºС), моріон, топаз (або флюорит), берил (550–350 ºС), димчастий кварц та аметист (350–150 ºС) і насамкінець – халцедоноподібний кварц і гірський кришталь із сингенетичними мікровключеннями каситериту, гетиту та ін (200–50 ºС, рис. 39). Проте зміна теплового режиму відбувалася далеко ***не еволюційно***, а зі збільшенням напруженості, тобто зі зростанням загальної кількості термобаричних інверсій та їхньої інтенсивності в разі переходу від глибинних до порівняно малоглибинних зон пегматитоутворення. У будь-якому разі за загального температурного інтервалу цих процесів 700–50 ºС їхня найважливіша, так звана ***продуктивна*** мінеральна частина, утворилася в діапазоні приблизно 600–200 ºС.

Проблематика генетичної моделі, механізмів, чинників та фізико-хімічного режиму процесів пегматитоутворення є однією з найбільш дискусійних, яку розглядають у рамках вчення про корисні копалини. Численність сучасних поглядів щодо їхньої природи є цілком логічним відображенням того розмаїття геологічних ситуацій, у яких трапляються і у яких експлуатують ці дуже своєрідні й цікаві утворення. Серед найґрунтовніше опрацьованих можна виділити чотири гіпотези, якими можна пояснити особливості процесів пегматитоутворення і які, з огляду на це, можна взяти за основу спрямованого прогнозно-розшукового процесу. Коротко розглянемо в порядку висунення та обговорення світовою громадою геологів такі гіпотези: магматичну (О. Ферсмана), магматично-метасоматичну (К. Ландеса та ін.), власне метасоматичну (О. Заварицького) та метаморфічну (Г. Рамберга).



а

б *в*

Рис. 39. Типи сингенетичних включень у кристалах п’єзооптичного кварцу (*а* – каситерит, *б* – гетит) та топазу (*в* – флюорит) з пегматитів Волині, Ляхов, 1962, 1966.

6.2.1. Магматична, або гіпотеза **“*залишкового розплаву”***, у викінченому і ґрунтовному вигляді сформульована О. Ферсманом (1940). З деякими доповненнями інших учених головні її положення зводяться до такого:

1. Тіла пегматитів розглядають як продукт розкристалізації залишкового силікатного розплаву, що в глибинних умовах перенасичений леткими та деякими іншими компонентами і не ввійшли до складу породоутворювальних силікатів (H_2O, CO_2, B, F, Cl, P) (див. рис. 36); отже, по суті, відбувається початкове відокремлення та концентрація окремих корисних елементів.

2. Принципово важливим є припущення повної ***речовинно-енергетичної*** ізоляції, тобто повної закритості фізико-хімічної системи загалом: утворення пегматитів відбувалося із ***єдиної порції залишкової магми***, без додаткових надходжень теплової енергії та мінеральних компонентів.

3. Процес відбувався в режимі поступового охолодження системи від 800–700 ºС до 100–50 ºС унаслідок фракційної кристалізації мінералів спочатку в умовах залишкового розплаву, потім – надкритичного газоподібного флюїду, насамкінець – зрідженого суттєво водного розчину.

4. Квінтесенція гіпотези полягає в тому, що О. Ферсман апріорі припускав можливість ***необмеженої розчинності*** води та інших летких компонентів у силікатному розплаві. Саме цей факт міг би допомогти пояснити значне поширення в пегматитах високобаричної глибинної фації мінеральних сполук із великою кількістю летких компонентів. Отже, фізико-хімічною базою таких поглядів слугував розгляд бінарної системи другого типу (за П. Нігглі, рис. 40), що відповідає випадку повного, тобто необмеженого взаємозмішування легко- та важколетких (В) компонентів системи у баронадкритичних ($>>P_{кр}$) умовах.

На цих підставах О. Ферсман розробив відповідну схему етапності процесів пегматитоутворення (див. рис. 40) і, зокрема, для гранітних пегматитів “чистої лінії” (табл. 2):

1) **магматичний етап** (1 000–800 °С) – його головна ортомагматична фаза полягає в завершенні кристалізації материнської магми (900–800 °С) за умов системи розплав–кристали силікатів;

2) **пегматитовий етап** (800–600 °С) з епімагматичною фазою – ***B*** – утворення дрібнозернистого кварц-серицит-польовошпатового аплітоподібного облямування (800–700 °С) у вигляді зовнішньої, або контактової, зони та власне пегматитової, або графічної, фази ***C***, коли відбувалася евтектична кристалізація кварцу та польового шпату;

3) **пневматолітовий етап** (600–400 °С), що охоплює пегматоїдні фази ***D–E***, коли за участю гомогенного газоподібного флюїду разом із крупнозернистими агрегатами мікрокліну та кварцового ядра кристалізувались мінерали, збагачені леткими компонентами – турмалін, топаз, берил, флюорит, мусковіт (600–500 °С), та пізніші, так звані надкритичні флюїдні фази ***F–G***, коли поширювалися процеси заміщення

крупноблокових агрегатів мікрокліну та кварцового ядра такими мінералами, як сподумен, літієві слюди, альбіт (500–400 °С);

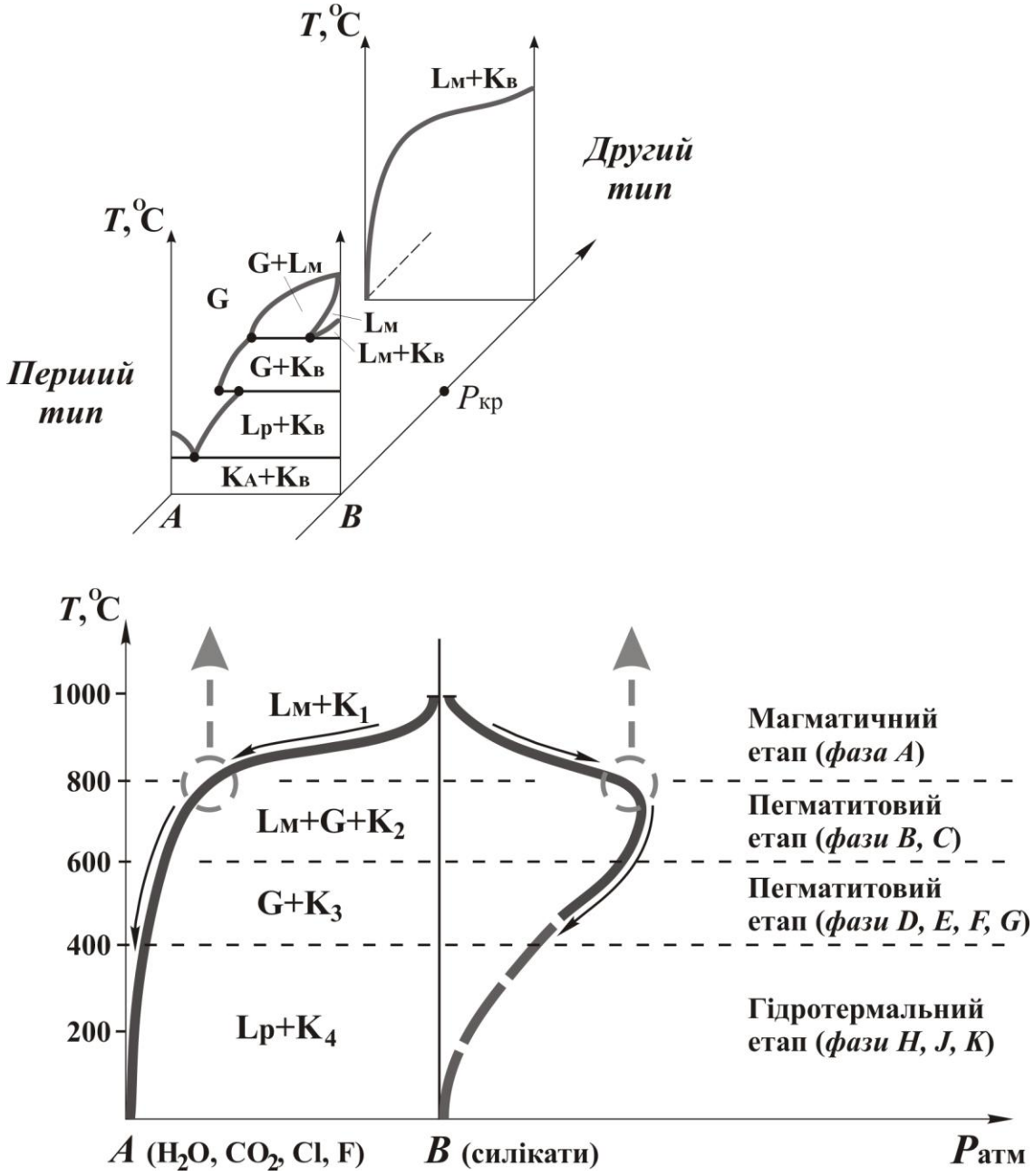


Рис. 40. Принципова схема фазового стану бінарної фізико-хімічної системи другого типу (за П. Нігглі) з необмеженою розчинністю летких (**А**) сполук у силікатній магмі (**В**); етапність процесів пегматитоутворення за А. Ферсманом.

Головні фази системи: Lм – магматичний розплав; G – надкритичний парогазовий флюїд; Lр – рідинна гідротермальна; $K_{1\text{-}n}$ – різновікові кристалічні генерації мінералів. Тонкими суцільними стрілками показаний генеральний напрям зміни *PT*-режиму та фазового перетворення системи у геологічному часі, а штриховими сірими – внутрішньобаричні умови можливого відокремлення залишкового розплаву від спорідненого інтрузиву.

Угорі відображено характер співвідношення ізобаричних перерізів бінарної системи загалом: бародокритичний (***перший тип***) та баронадкритичний (***другий тип***).

Таблиця 2

Етапність формування гранітних пегматитів, за О. Ферсманом

Етапи	Стадії (або фази)	Характер процесу та мінеральні утворення	Умови розвитку	
			тепловий режим, °С	тип мінералоутворювальної системи
Магматичний	А – ортомагматична	Завершення розкристалізації "материнської" магми	900–800	Розплав-кристали силікатів
Пегматитовий	В – епімагматична	Дрібнозернистий кварц-серицит-польовошпатовий агрегат аплітоподібної контактової зони	800–700	Перенасичений леткими розчин-розплав у рівновазі із надкритичним флюїдом, силікатами та кварцом
	С – власне пегматитова графічна	Евтектична співкристалізація кварцу та польового шпату з утворенням структури "письмового граніту"	700–600	
Пневматолітовий	О–Е – пегматоїдні	Крупноблокові агрегати мікрокліну та кварцового ядра з подальшою кристалізацією мінералів, збагачених леткими компонентами – турмалін, топаз, берил, флюорит, мусковіт	600–500	Газоподібний гомогенний флюїд-силікати, алюмосилікати, кварц у стані α–β-перетворень
	Р–О – надкритично-флюїдні	Поширення процесів метасоматичного заміщення первинних мінералів крупноблокових зон сподуменом, літієвими слюдами, альбітом	500–400	
Гідротермальний	Н – високотемпературна І – середньотемпературна К – низькотемпературна	Виповнення камер-порожнин друзоподібними агрегатами великих багатозональних кристалів топазу, берилу, моріону та димчастого кварцу з зовнішніми зонами гірського кришталю та сингенетичними включеннями сульфідів, карбонатів, тантало-ніобатів, оксидів заліза, олова та ін.	400–300 300–200 200–100 (50)	Висококонцентровані переважно водні розчини в стані трансформації газоподібних фаз у рідинні з подальшим їхнім охолодженням
Гіпергенний	Латеритного звітрювання	Фізичне та хімічне руйнування пегматитових тіл, головно їхньої слюдяно-польовошпатової складової зі збереженням кристалів п'єзооптичного кварцу та дорогоцінних мінералів у масі глинистого, переважно каолінітового матеріалу кір звітрювання	50 та нижче	Процеси окиснення та гідратації первинних алюмосилікатів у фаціях глинистого, каолінітового або латеритного звітрювання пегматитів

4) **гідротермальний етап** (400–50 °С), в межах якого виділені фази ***H***–***J***–***K***, відповідно, високо-, середньо- та низькотемпературного діапазону, коли за участю переважно гомогенних висококонцентрованих водних розчинів у близько- та докритичних умовах відбувалися процеси багатозонального розвитку кристалів кварцу, топазу, берилу, особливо їхніх зовнішніх зон із супутньою або накладеною мінералізацією сульфідів, карбонатів, танталоніобатів, оксидів заліза, олова та ін.;

5) **гіпергенний етап** (нижче 50 °С) розглядають як процес подальшого перетворення пегматитових тіл за умов фізичного та хімічного звітрювання в зонах сучасного або давнього зрізів. Особливо характерним є формування різноманітних глинистих мінералів, гідрооксидів, вторинних карбонатів, що за умов спокійного рельєфу дуже добре сприяють збереженню як велетенських кристалів п'єзооптичного кварцу, так і дорогоцінного каміння, як, наприклад, у каолінітах Волині.

Отже, відповідно до магматичної гіпотези, передумовою виникнення пегматитів глибинної фації (насамперед гранітних) є утворення специфічного "залишкового" високомінералізованого леткими сполуками розплаву, повна еволюція якого відбувається в умовах високобарної "***закритої***" (ізольованої) фізико-хімічної системи з необмеженою розчинністю води в силікатній магмі. Разом із визнанням майже універсального значення цієї гіпотези фахівцями з цих питань (К. Власов, О. Гінзбург, М. Хітаров та ін.) виявлено деякі принципові недоліки. Основні з них полягали в такому: а) уявлення про повну розчинність летких компонентів у гранітоїдній магмі суперечить експериментальним даним Р. Горансона, за якими вона становить лише 7–10 %, а за даними М. Хітарова (1959) – ще менше: 3–7 %; б) не враховані зазвичай досить поширені ознаки тектонічної діяльності, тому майже повністю ігноровано ймовірність хоча би періодичного привідкриття системи пегматитоутворення (адіабата); в) суттєве заниження ролі процесів метасоматичного перетворення ранньопегматитових мінеральних зон; г) не достатньо чітке пояснення відомої проблеми просторово-зонального

розвитку різних морфоструктурних типів пегматитових тіл стосовно материнського інтрузиву. Згодом, як обґрунтування цих питань, окремі положення гіпотези були конкретизовані, скориговані та доповнені завдяки напрацюванням К. Власова (1946–1961), О. Гінзбурга (1964), М. Хітарова (1959) та інших учених. Зокрема, у зв'язку з проблемою просторово-зонального розташування пегматитів доведено, що їхні тіла переважно поширені в склепінчастих і особливо апікальних частинах споріднених інтрузивів (див. рис. 36), тобто у місцях максимального нагромадження летких компонентів магми, вище від так званої мертвої зони. Для узгодження з експериментальними даними Р. Горансона К. Власов зробив припущення, що основна частина летких сполук потрапляє в систему пегматитоутворення не у розчиненому вигляді (7–10 %), а як самостійна фаза в складі своєрідного "пухирцевого розплаву", хоча така ймовірність суперечить даним про значну рухливість залишкових порцій розплаву та, безумовно, протидіє виникненню великих кристалів головних мінералів.

Щодо ролі тектонічного чинника, то майже всі вчені визнають його пегматитолокалізувальне значення, однак вплив на "закритий" чи "відкритий" характер самої системи досі викликає деякі розбіжності поглядів. Передусім (маючи на увазі надзвичайно широке розмаїття геолого-структурних ситуацій, у яких трапляються пегматити, та деякі їхні генетичні особливості), може йтися лише про масштабність та тривалість існування системи в тому чи іншому режимі (порівняно "закритий" чи порівняно "відкритий"), оскільки крайні форми такого стану навряд чи існують у природі.

6.2.2. Магматично-метасоматичну гіпотезу особливо наполегливо пропагують геологи американської школи – Р. Джонсон, Е. Камерон, К. Ландес, Ф. Хес, В. Шеллер та ін. Саме вони вперше звернули увагу, що нерідко в пегматитах можна спостерігати закономірний різноструктурно-віковий розподіл профільних комплексів мінеральних асоціацій. Найчастіше

виділяють такі два комплекси: ***перший*** – мінеральні агрегати якого досить закономірно зонально виповнюють пегматитове тіло, і ***другий*** – що має чітко накладений характер у вигляді новітніх метасоматичних асоціацій мінералів уздовж досить геометризованої системи тріщин у попередньому виповненні (рис. 41). На цій підставі пегматити розглядають як наслідок двох послідовних етапів розвитку – магматичного, а потім гідротермально-метасоматичного.

1. ***Магматичний етап*** пов'язаний з процесом проникнення та розкристалізації найпізніших порцій залишкового силікатного розплаву з кількістю летких сполук, відповідно до експериментів Р. Горансона, близько 7–10 %. Зі зниженням температури, подібно до попередньої гіпотези, відбувається фракційна кристалізація звичайних силікатів та кварцу; утворюються порівняно слабко зональні (одна–дві зони) пегматитові тіла простого кварц-польовошпатового типу. На відміну від попередньої гіпотези, у цей час передбачено ***напіввідкритий*** характер фізико-хімічної системи з періодичною втратою теплової енергії та відокремленням (у верхні горизонти) найбільш летких продуктів мінералоутворювального процесу; можливість постачання додаткової енергії та мінеральних речовин ззовні повністю унеможливлене.

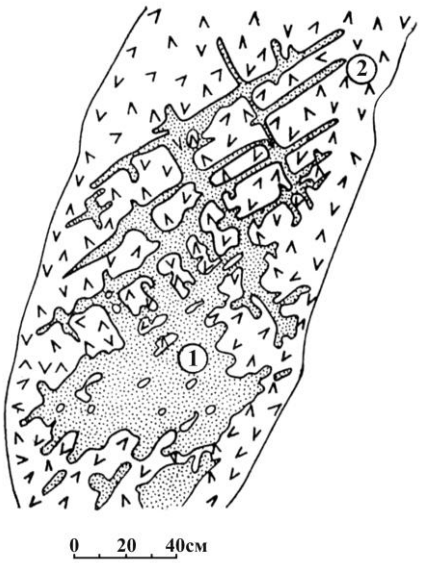


Рис. 41. Співвідношення метасоматичних зон (1) з простим вмісним пегматитом (2), за Е. Камероном та ін.

2. ***Метасоматичний етап*** супроводжується ***повним розкриттям*** пегматитоутворювальної системи внаслідок чергового пожвавлення тектонічної активності регіону з утворенням системи розломів досить глибокого закладання. Саме вони сприяли проникненню в пегматити надкритичних парогазових розчинів глибинного походження, що фізико-хімічно різко нерівноважні з

силікатами магматичного етапу. Унаслідок метасоматичної переробки силікатів уздовж новоутворених тріщин відбувалося деяке, інколи суттєве, маскування первісної зональності пегматиту, а головне – набуття ним зовсім нових мінералого-геохімічних рис відповідно до характеру джерела глибинних розчинів. Виникали складні диференційовані пегматитові тіла з розвитком специфічного зруденіння у вигляді промислових концентрацій технічного мусковіту, альбіт-сподуменових або рідкіснометалевих руд (танталіт-колумбітові, каситерит-вольфрамітові).

6.2.3. Власне метасоматична гіпотеза належить О. Заварицькому (1947), погляди якого активно підтримували М. Успенський та В. Ніколаєв. Оригінальність цих поглядів полягає у повному запереченні ідеї магматичного етапу розвитку пегматитів, принаймні тих, що належать до порівняно малоглибинної фації (3–5 км). Базовим є твердження, що під час вистигання та розкристалізації силікатної магми на глибинах понад 5 км не виникає залишковий пегматитоутворювальний розплав (як на глибинах близько 7–10 км), а відбуваються процеси інтенсивної пізньомагматичної дистиляції з відокремленням надкритичної парогазової фази водного розчину. Відтак малоглибинні пегматитові тіла є продуктом реакційної метасоматичної діяльності цих розчинів стосовно порід гранітоїдного ряду або близьких за складом гранітогнейсів, дайок аплітів, мікрогранітів, гранодіоритів та ін.

Квінтесенція гіпотези полягає у фізико-хімічному доведенні неминучості прояву газоводних еманацій магматичного розплаву з проникненням його у вищі горизонти земної кори. Базовою у цьому випадку є діаграма фазового стану бінарної системи першого типу (за П. Нігглі), що відповідає ***бародокритичним*** умовам украй обмеженого розчинення (до 10 %) летких сполук у силікатному розплаві (рис. 42). Отже, на думку О. Заварицького, пегматити порівняно малоглибинної фації формувалися у такі два етапи:

1. ***Збіркової перекристалізації*** різноманітних, переважно кварц-польовошпатових порід під дією надкритичної парогазової фази, що, як наслідок тривалих процесів пізньомагматичної дистиляції, є хімічно-рівноважною щодо типових гранітоїдних мінералів (польового шпату, кварцу, мусковіту); за умов закритої системи вона здатна лише сприяти збільшенню розмірів мінеральних індивідів з утворенням крупно- та гігантозернистих пегматитів досить простого кварц-польовошпатового типу.

2. ***Власне метасоматичний етап,*** зазвичай, є наслідком повного розкриття пегматитоутворювальної системи в період суттєвого пожвавлення тектонічних рухів та утворення потужних зон тріщинуватості. Цей процес помітно стимулювали також надмірні нагромадження летких продуктів першого етапу із суттєвим підвищенням внутрішнього тиску системи. Так чи інакше, однак дегерметизація перед тим фізико-хімічно рівноважного середовища супроводжувалася інтенсивними процесами фракційної дистиляції флюїдних фаз (головно, у напрямі верхніх горизонтів) з різкими порушеннями їхнього термобаричного режиму та хімічної активності низки елементів. Усе це, безумовно, супроводжувалося активізацією процесів метасоматичного заміщення багатьох мінералів новими – за умов пневматолітової, а потім гідротермальної стадій. Унаслідок повного розкриття системи з’являлися і деякі нові шляхи проникнення до неї зовсім неспоріднених, нетрадиційних мінеральних сполук глибинного походження, що й визначали рудно-геохімічну спеціалізацію пегматиту.

У викладеному варіанті гіпотеза стосується, головно, механізмів формування пегматитів у споріднених гранітоїдах, зокрема, їхніх близько-ізометричних тіл з поступовими, майже розмитими переходами до бічних порід ендоконтактової зони інтрузиву (див. рис. 36). В. Ніколаєв, будучи активним прибічником цих поглядів, поширив їхню дію на дайкоподібні пегматити екзоконтактових зон. Він довів, що процеси збіркової перекристалізації можливі щодо мінералів не просто гранітоїдних масивів, а й у межах дещо відокремлених їхніх дайково-жильних складових (мікрогранітів,

аплітів, плагіогранітів, плагіограніт-порфірів). Саме цим пояснюють, зазвичай, чіткий розривний характер контактів епігенетичних пегматитових тіл; з іншого боку, визнають існування розкритої системи не тільки на другому, а й на першому етапі їхнього формування, за участю надкритичних фаз газово-водних розчинів ***виняткова глибинного*** походження.

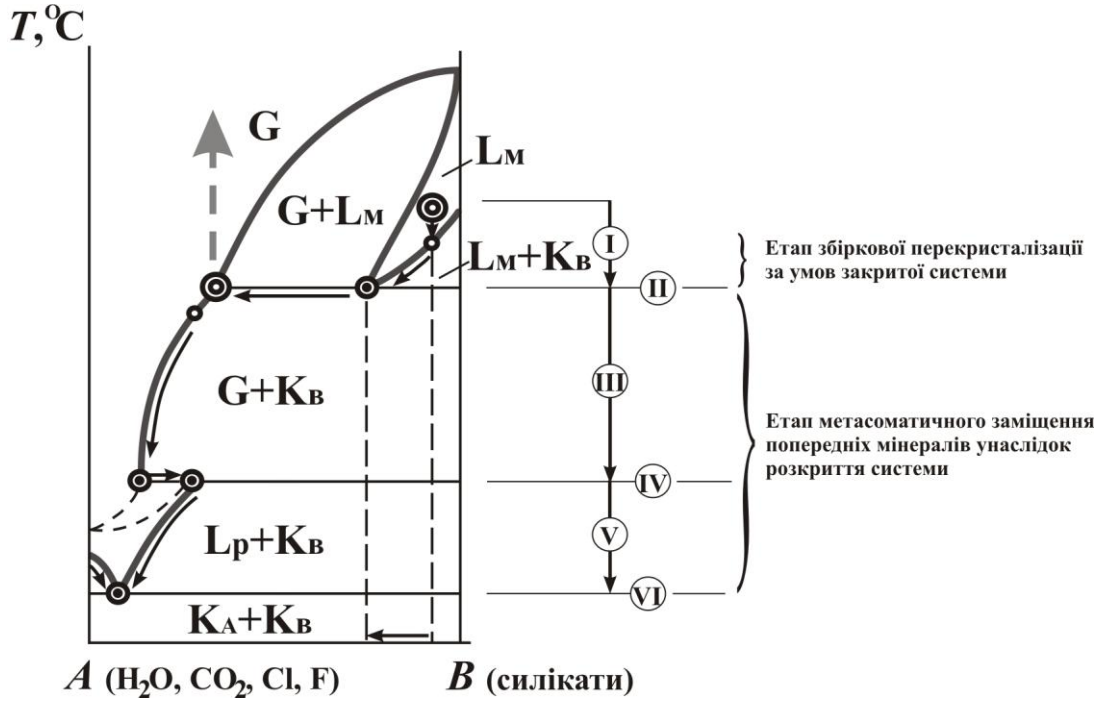


Рис. 42. Принципова схема фазового стану бінарної фізико-хімічної системи першого типу (за П. Нігглі) з дуже обмеженою розчинністю летких сполук (**А**) у силікатній (**В**) магмі; етапність процесів пегматитоутворення за А. Заварицьким.
Головні фази системи: Lм – магматичний розплав; G – надкритичний парогазовий флюїд; Lр – рідинна гідротермальна. Різновікові кристалічні генерації силікатів (Кв) та мінералів за участю летких компонентів ($К_А$). Тонкими стрілками показано генеральний напрям зміни *PT*-режиму та фазових перетворень системи в геологічному часі, а штриховою сірою – умови та напрям відокремлення надкритичної парогазової фази. Можливий порядок фазових перетворень під час охолодження системи: I – *магматична кристалізація* силікатів з нагромадженням у розплаві летких компонентів; II – початок *магматичної дистиляції* з тривалою ізотермічною рівновагою трьох фаз (Lм+Кв+G) до повної розкристалізації породи і подальшої її *збіркової перекристалізації* (або іншої – близької за мінеральним складом), формуються пегматоїдні зони пегматиту; III – *пневматолітичне* мінералоутворення; IV – ізотермічне перетворення з конденсацією водного розчину (G→Lр); V – *гідротермальне* мінералоутворення; VI – *евтектична кристалізація* пізніх силікатів та мінералів за участю летких компонентів.

6.2.4 Метаморфогенна гіпотеза вперше висловлена Г. Рамбергом (1956) стосовно пегматитів давніх кристалічних товщ західної Ґренландії; незважаючи на далеко не “глобальні” масштаби вирішення цієї проблеми, вона набула визнання та подальшого розвитку у працях Ю. Соколова,

В. Глебовицького, М. Мануйлова, К. Кратца та інших учених. За їхніми даними, у межах докембрійських структур на більшості кристалічних щитів та давніх масивів формування пегматитових родовищ відбувалося переважно на ***регресивному етапі*** процесів регіонального метаморфізму. Відомі дві формації: а) мусковітоносних пегматитів, що тяжіють до зон прояву дистен-силіманітових фацій метаморфізму (650–620 ºС, 800–750 МПа); б) рідкіснометалевих пегматитів – переважно поширених серед утворень андалузит-силіманітової фації (670–520 ºС, 500–450 МПа).

Генетично можливі три типи пегматитових утворень: 1) ***метаморфічно-метасоматичні,*** що формувалися за схемою О. Заваріць-кого, проте за участю парогазових флюїдів винятково метаморфічного походження – головно, під час кардинального прогресивно-метаморфічного перетворення порід, коли відбувалася мобілізація та концентрація (у флюїдній фазі) деяких корисних елементів, що не ввійшли до складу метаморфогенних мінералів; 2) ***ультраметаморфічні – анатектичні***; 3) ***ультраметаморфічні – палінгенні,*** які пов'язані з процесами, відповідно, ***повного*** або ***вибіркового*** переплавлення порід (у разі їхнього ультраметаморфізму) та подальшої розкристалізації залишкових порцій розплаву за схемою магматичної або магматично-метасоматичної гіпотези.

Порівняльний аналіз наведених гіпотез пегматитоутворення (табл. 3) свідчить про існування широкого діапазону наукових поглядів на їхню природу, іноді помітно суперечливих. Проте їхні розбіжності не варто розглядати з погляду певної конкуренції дослідницьких шкіл: за суттю вони є суб'єктивним відображенням доволі широкого розмаїття геологічних ситуацій, у яких трапляється надзвичайно різноманітний набір утворень, що відомі під назвою "пегматити" та відповідні родовища. Тому не варто впадати в крайності в ході пошуку найреалістичнішої гіпотези пегматитоутворення – тут може йтися лише про поглиблене розуміння певної низки фізико-хімічних процесів, що в конкретних геолого-структурних умовах сприяли виникненню цих надзвичайно цікавих утворень.

Таблиця 3

Порівняльна характеристика гіпотетичних уявлень про пегматитоутворення

Гіпотеза	Роль залишкового магматичного розплаву	Роль процесів метасоматозу	Природа парогазового флюїду	Ступінь ізоляції системи	Міра розчинності летких компонентів у розплаві
1. Магматично-залишкового розплаву (А. Ферсман та ін.)	**Визначальна**	**Допоміжна**	**Внутрішньопегматитова,** суто еволюційна на кінцевих етапах	**Повна замкненість**	**Не обмежена**
2. Магматично-метасоматична (Р. Джонсон, К. Ландес та ін.)	**Важлива** на першому етапі	**Суттєва** на другому етапі	**Глибинна**	**Замкнена** або напівзамкнена на першому етапі та повністю розкрита на другому етапі	**Обмежена**
3. Власне метасоматична (А. Заварицький, С. Нікітін)	**Заперечують**	**Визначальна** на всіх етапах	**Внутрішньопегматитова** фракційна дистиляція системи першого етапу; на другому – глибинна	**Замкнена**, або напівзамкнена на І-му етапі та **повністю розкрита** на ІІ-му етапі	**Обмежена**
4. Ультраметаморфічно-анатектична (палінгенетична)	**Визначальна** як наслідок процесів ультраметаморфізму	**Суттєва** на другому етапі	**Магматогенно-метаморфогенна**	**Напівзамкнена**, потім повністю розкрита	**Обмежена**
5. Метаморфічно-метасоматична (Г. Рамберг, Ю. Соколов та ін.)	**Заперечують**	**Визначальна** на всіх етапах	**Метаморфогенна**	**Повністю розкрита**	**Обмежена**

6.3. Геологічні умови утворення

Зв'язок із магматичними формаціями є найхарактернішою особливістю пегматитових родовищ. Це пояснюють тим, що головна передумова їхнього утворення полягає у проникненні великих магматичних мас (переважно кислого або лужного складу) з формуванням інтрузивів батолітичного типу. Відтак пегматити пов'язані винятково з глибинними формаціями магматичних порід і не трапляються в приповерхневих зонах (понад 2–3 км) розвитку вулканічних та субвулканічних фацій.

Геологічна позиція полів поширення пегматитів подвійна – вони наявні як у межах геосинклінальних зон, так і в платформних областях у складі різних магматичних формацій, проте розподілені далеко не рівномірно (табл. 4).

Таблиця 4

Особливості поширення та магматичні зв'язки пегматитів,

за В. Смірновим

Геотектонічна позиція	Тип формації споріднених інтрузивних порід	Тип пегматитів	Поширення
Геосинкліналі	**Гранітоїдна** орогенного етапу	Гранітні	Найпоширеніші
	Гранодіоритова	Гранітні	Рідкісні
	Плагіограніт-сієнітова	Лужні	Рідкісні
	Базит-ультрабазитова	Основні	Дуже рідкісні
Платформи	**Нефелін-сієнітова** в зонах тектоно-магматичної активності	Лужні	Найтиповіші
	Гранітоїдна	Гранітні	Рідкісні
	Габро-базитова	Основні	Рідкісні

Отже, переважна більшість пегматитів та пегматитових родовищ пов'язана з ***геосинклінальною*** формацією кислих та нормальних гранітів, що поширена в осьових частинах структури. Їхні інтрузії формуються, головно, у період розвитку орогенної стадії, коли зона максимального прогину геосинкліналі перетворюється на зону центральних піднять. Саме в її межах картують поздовжній ланцюг різноеродованих інтрузивів, що контролюють поля поширення пегматитів: виникають протяжні ***пегматитові пояси*** (рис. 43). Відомі вони і на платформах, в областях консолідованої складчастості, однак переважно у зв'язку з проявами лужного магматизму, уздовж лінійних

зон тектономагматичної активізації. Наймасштабнішими є Північноамериканські пояси пегматитів у Кордільєрах (довжиною до 4000 км), Аппалачах (до 2000 км), протяжні Південноамериканські пояси гірської системи Андів, Бразилійський пояс; у Середній Азії – Туркестанський (до 1 200 км), Калбінський (Східний Казахстан) пояси; у Росії відомі мусковітоносні пегматитові пояси – Мамський, Ладозький, Кольсько-Карельський.

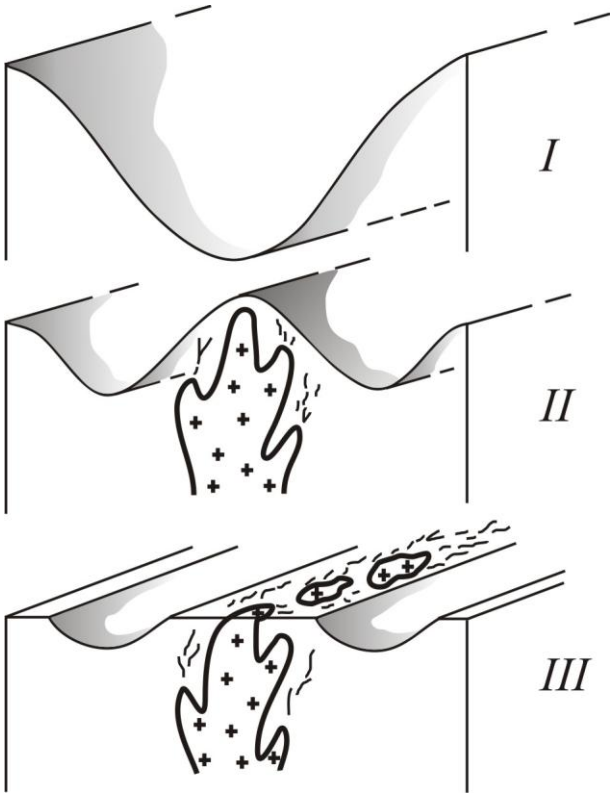


Рис. 43. Просторово-вікові позиції пегматитових поясів під час розвитку геосинклінальних зон.
Схематизовані розрізи на стадіях – власне геосинклінального прогинання (*I*), орогенезу (*II*) та склепінно-бриловій (*III*).

Руднoформаційна типізація пегматитових родовищ враховує передусім стійкий характер їхніх петрохімічних зв'язків (Котляр, 1970). Досить чітко виділяють дві руднoформаційні групи.

1. Пегматитові родовища ***гранітних формацій***, зокрема: а) ***рідкіснoземельні*** (монцонітовий мінеральний тип, полуцит-ортитовий, колумбітовий, уранінітів); б) ***мусковітоносні;*** в) ***рідкіснометалеві*** (берил-танталітовий тип, сподуменовий, лепідолітовий, керамічний); г) ***кришталеносні*** (моріоновий тип, топаз-бериловий, флюоритовий).

2. Пегматитові родовища ***нефелін-сієнітової формації***, що представлені д) танталіт-колумбітовим та е) циркононосним типами утворень.

Вікові особливості поширення пегматитових родовищ полягають у порівняно закономірному зменшенні їхньої кількості та масштабності зруденіння від найдавніших епох пегматитоутворення (архейської, протерозойської, рифейської) до порівняно молодших (каледонської,

герцинської, кіммерійської); особливо помітним був спад в альпійські часи. Кількісний аспект цієї закономірності супроводжувався і суттєвими якісними відмінами зруденіння. Зокрема, з давніми пегматитами докембрійських циклів пов'язана більшість родовищ технічного мусковіту та керамічної сировини. Пегматити каледонського, частково герцинського циклів супроводжуються переважно рідкісноземельним (Ta, Ni, La, Ce) або рідкіснометалевим (Li, Be, Sn, W) зруденінням. Переважна більшість пегматитів герцинського, менше – кіммерійсько-альпійського циклів є важливим джерелом видобутку п'єзооптичної сировини та дорогоцінного каміння (моріону, флюориту, берилу, топазу тощо).

Вмісні породи та морфоструктурні особливості пегматитових тіл значно зумовлені зональним характером їхнього зв'язку з материнськими інтрузивами. Поширені вони, головно, у приконтактовій частині великих батолітів – серед споріднених гранітоїдів ендоконтактової зони (до 2–3 км) та в зоні екзоконтакту (1–2 км), уздовж розривних структур у товщі вмісних порід. Чіткість прояву цих зон суттєво залежить від глибини сучасного ерозійного зрізу території. Порівняно молоді й слабко еродовані інтрузиви, здебільшого, супроводжуються порівняно вузькими зонами поширення пегматитів, особливо поблизу апікальних виступів покрівлі інтрузиву (див. рис. 36). Для глибоко еродованих давніх інтрузивів характерні доволі розмиті межі переважно рівномірно розрідженого поширення пегматитів із переходом на заглибленні у безпегматитові рівні інтрузиву.

Умови локалізації та морфометричні риси пегматитових тіл визначені передусім тектонічними чинниками, у цьому разі розрізняють розривні структури доінтрузивного походження (власне тектоногенні) та синінтрузивні, що виникли внаслідок розряджання магматичних напружень у зоні екзоконтакту. Щодо процесів складкоутворення відомі системи пегматитів, синхронні складчастості: це, зазвичай, згідні лінзо- та пластоподібні утворення і післяскладчасті, у тому числі поперек-поздовж січні та комбіновані (рис. 44).

За характером механізмів утворення та речовинно-енергетичних відношень зі спорідненим інтрузивом виділяють два типи пегматитових тіл – ***сингенетичні,*** що сформувалися на місці ізоляції залишкового розплаву у межах ендоконтактової зони інтрузиву, та ***епігенетичні,*** які є наслідком суттєвого переміщення окремих порцій залишкового розплаву або його похідних у вигляді надкритичних парогазових фаз, що беруть активну участь у перетворенні дайкоподібних тіл у межах зони екзоконтакту. Найвластивішими їхніми рисами є такі.

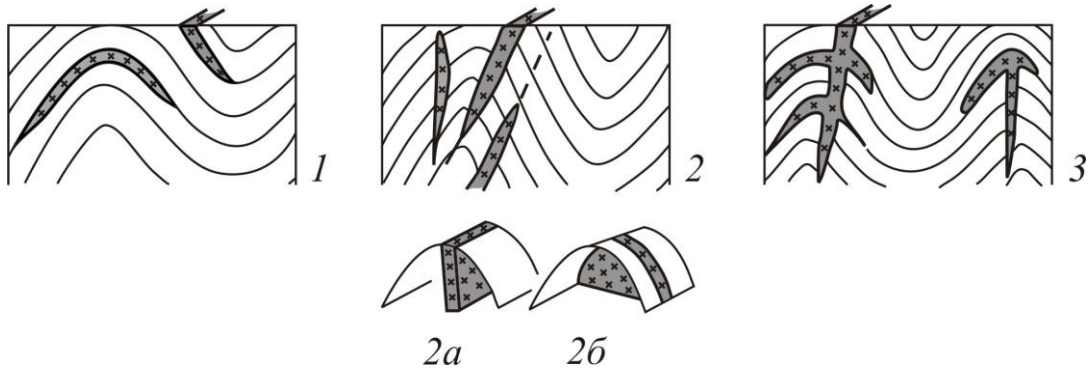


Рис. 44. Морфоструктурні типи пегматитів складчастих зон, за Г. Родіоновим:
1 – синхронно складчасті (пластоподібні); *2* – післяскладчасті: *а*) поздовжні, *б*) поперечні; *3* – комбіновані поздовж січні з пластовими апофізами.

Сингенетичні пегматити поширені винятково у склепінчастій частині ендоконтактової зони з поступовим переходом у породи материнського інтрузиву без аплітоподібного мусковіт-кварц-польовошпатового облямування; зовні частини тіла представлені кварц-польовошпатовим агрегатом графічної структури з рясними мікропорожнинами газово-міаролового типу, що виповнені кристалами різних мінералів. Форма пегматитових тіл (шліри, камери) близько ізометрична, овальна, часто неправильна, амебоподібна; розміри їх змінюються від перших метрів до 30 м у трьох вимірах; характерні кущоподібні угруповання. Генотипними є Володарськ-Волинське родовище з ділянками Дашинка, Вишняківка, Дворище в Україні; Кент, Акжайляу – у Казахстані.

Епігенетичні пегматити можуть бути розташовані в породах покрівельної частини інтрузиву та складчастої рами, чітко виявлений

тектонічний контроль локалізації, зазвичай, двовимірних (жили, дайки, лінзи), інколи трубоподібних тіл; їхні контакти різкі, з поширенням дрібнозернистих утворень аплітоподібної зони, міаролових порожнин майже нема. Розміри пегматитів змінюються в широкому діапазоні – від перших сотень метрів у довжину і 30–50 м потужності (Росія, район Мамської та Вітимської тайги), до 700 і навіть 1 500 м за простяганням (відповідно, на Тянь-Шані та США) та потужності до 150 м; інколи наводять ще більші значення.

Спільною особливістю пегматитів різного типу та походження є їхня здатність створювати цілком закономірні угруповання, різні за масштабом та конфігурацією. Окрім згаданих ***пегматитових поясів***, що трасовані вздовж центрально-геосинклінальних піднять та зон тектономагматичної активізації платформ, у межах цих поясів виділяють ***пегматитові поля,*** що пов’язані з окремими інтрузивними масивами; у межах полів досить чітко картують зони лінійного поширення епігенетичних пегматитів, що нерідко корелюють зі структурами антиклінального типу та місцями ундуляції їхніх шарнірів. Сингенетичні тіла пегматитів, зазвичай, згруповані вздовж ендоконтакту спорідненого інтрузиву та особливо поблизу апікальних виступів його покрівельної частини. Поодинокі тіла пегматитів майже не трапляються, що дуже важливо в ході проведення комплексу прогнозно-розшукових та геологорозвідувальних робіт різного масштабу.

6.4. Генетична класифікація родовищ

В основі генетичної типізації пегматитів є фундаментальні уявлення про рівень їхньої речовинно-структурної диференціації як наслідок функціонального співвідношення ролі чільних мінералоутворювальних процесів – розкристалізації залишкового розплаву та пневматолітово-гідротермального метасоматозу попередніх кварц-польовошпатових утворень. Саме такий підхід з обґрунтуванням у кожному конкретному випадку правомірності положень певної гіпотези (див. табл. 3) дає змогу

оцінювати ступінь досягнення пегматитоутворювальною системою того чи іншого етапу її розвитку, а відтак і обґрунтовувати певну генетичну ієрархію різнодиференційованих пегматитів та їхнього зруденіння. З урахуванням саме ***ступеня досягнення*** певного етапу формування та масштабності прояву відповідних процесів пегматитові родовища поділяють на чотири генетичні класи (Смирнов, 1969, 1976).

І. Клас простих пегматитів, що представлені тілами кварц-польовошпатового складу з чітко вираженою структурою письмового граніту (рис. 45) – для них характерно те, що зовсім нема ознак перекристалізації мінеральних агрегатів та їхнього метасоматичного заміщення; тіла, зазвичай, не зональні, належать до "графічного" типу, за К. Власовим (1952). Природу таких пегматитів досить логічно пояснюють з позицій власне магматичної, ультраметаморфічно-магматичної або магматично-метасоматичної теорії, проте у випадку завершення пегматитоутворювального процесу вже на першому етапі – евтектичної розкристалізації залишкового розплаву в умовах закритої, можливо частково привідкритої системи. З такими пегматитами переважно пов'язані родовища ***керамічної сировини*** зі співвідношенням кварцу до польового шпату 1:3, що важливо для одержання екстра-сортів порцеляни ("севр") та фаянсу ("опак").

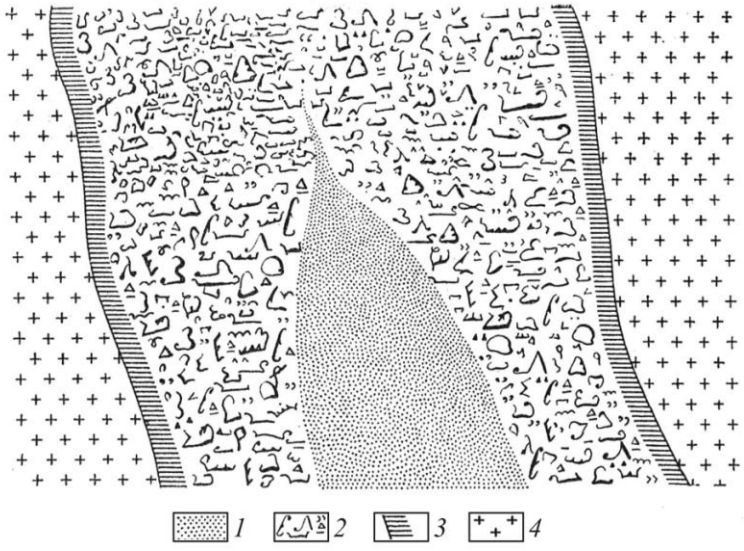


Рис. 45. Переріз простого пегматиту:
1 – кварцове ядро; *2* – пегматит письмової структури; *3* – слюдяна облямівка; *4* – граніт.

ІІ. Клас перекристалізованих пегматитів, що є кварц-мусковіт-польовошпатовими і вирізняються варіаціями розміру мінеральних агрегатів

від крупно- до гігантозернистого (рис. 46), часто крупноблокового (“блоковий” тип, за К. Власовим). Формуються такі пегматити за участю хімічно рівноважного (до гранітів) надкритичного парогазового флюїду, що в умовах лише частково привідкритої системи міг накопичуватися в процесі фракційної дистиляції магматичного розплаву (див. рис. 42). У цьому разі з позицій власне метасоматичної гіпотези парогазовий флюїд першого етапу, коли саме відбулася збіркова перекристалізація провідних мінералів, міг бути продуктом становлення як спорідненої інтрузії, так (на думку В. Ніколаєва) і іншої, але подібного типу.

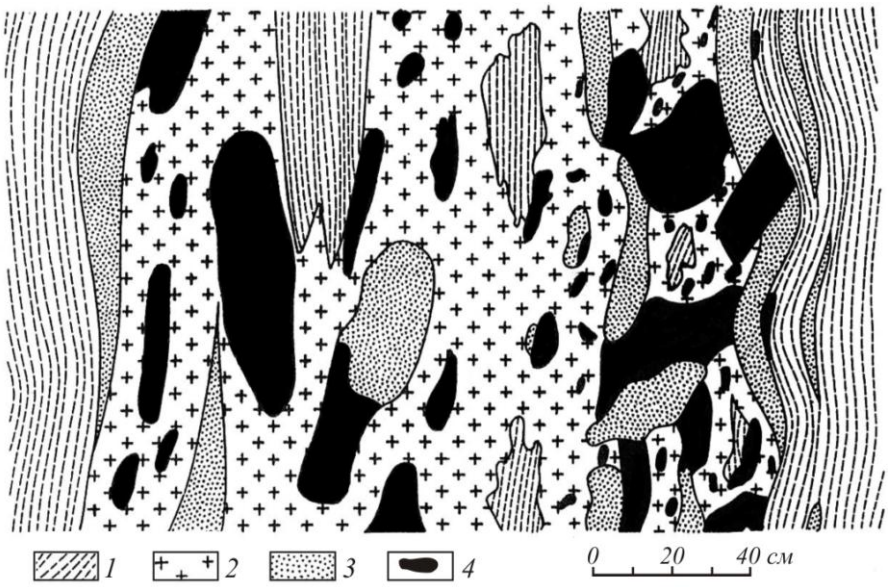


Рис. 46. Переріз перекристалізованого пегматиту (жила 4) Слюдяногірського родовища, Прибайкалля, за Г. Кулешовим та ін.:
1 – гнейси; *2* – середньозернисті пегматити; *3* – кварц; *4* – мусковіт.

До пегматитів цього класу зазвичай належать родовища ***мусковіту*** з кристалами площею до 4–5 м^2 (слюдоносні провінції Індії, Бразилії, Карелії, Мамсько-Вітимська у Росії); ***керамічної сировини***, інколи з майже монокристалічними блоками польового шпату розміром з кар’єр, ***вогнетривкої, абразивної, кварцової сировини*** для скляного виробництва.

III. Клас метасоматично заміщених пегматитів, які є найрізноманітнішими за мінеральним складом та структурно-текстурною будовою і мають чітку зональну будову; за К. Власовим, відповідають типу “повнодиференційованих”, “рідкісноземельних”, “рідкіснометалевих” та

“альбіт-сподуменових” (рис. 47). Особливо характерною рисою є масштабність накладених процесів – спочатку натрового (альбітизація мікрокліну), а потім калієвого (грейзенізація) метасоматозу. Подібну ситуацію знаходить пояснення з позицій магматично-метасоматичної й особливо власне метасоматичної та метаморфічно-метасоматичної гіпотез (див. табл. 3): саме вони визначають як ***частково привідкритий*** характер системи на першому етапі збіркової перекристалізації кварц-польовошпатових утворень (за участю спорідненого хімічно рівноважного до них флюїду), так і ***повністю відкритий*** на другому, коли й відбувалися основні метасоматичні та спряжені рудогенерувальні перетворення за участю фізико-хімічно нерівноважних флюїдів, імовірно, глибинного походження.

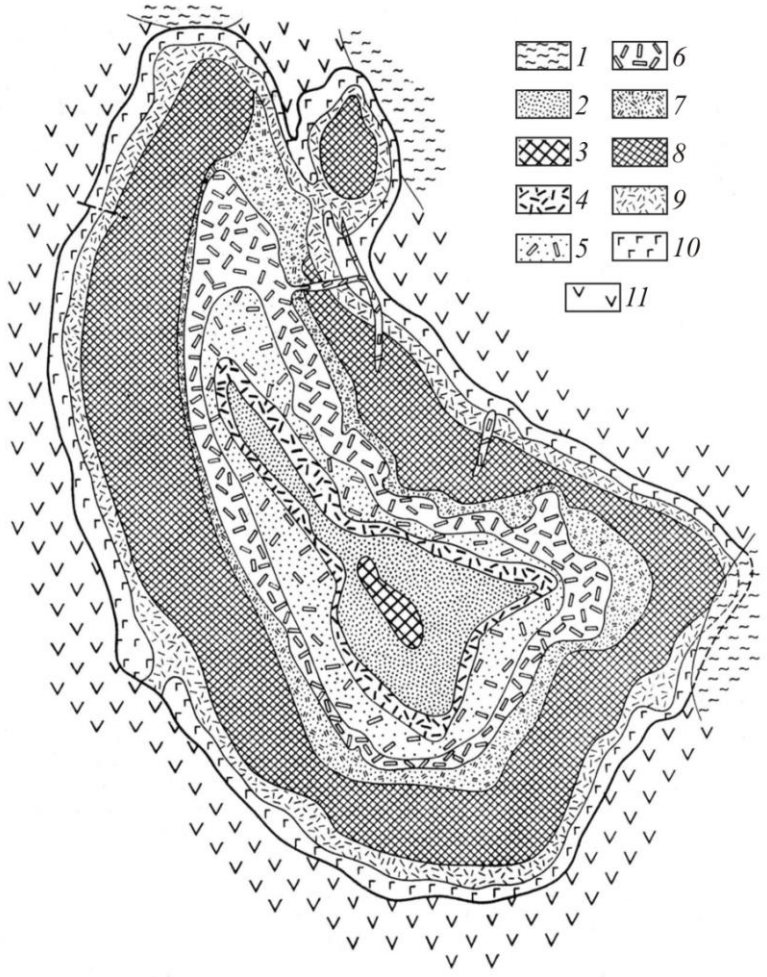


Рис. 47. Переріз метасоматично заміщеного пегматиту, за Н. Солодовим.
1 – наноси; *2–10* – зони: *2* – крупноблокового мікрокліну, *3* – блокового кварцу, *4* – дрібнопластинчастого альбіту, *5* – кварц-сподуменова, *6* – клевеландит-сподуменова (по зовнішній периферії цієї зони розташована малопотужна зона цукроподібного альбіту, не показана на рисунку через дрібний масштаб), *7* – кварц-мусковітова, *8* – мікроклінова, *9* – дрібнозернистого альбіту, *10* – графічна кварц-мікроклінова (місцями сильно альбітизована); *11* – вмісні породи.

Родовища цього класу різноманітні за речовинним складом і найважливіші щодо мінерально-сировинної бази цінних неметалевих і металевих корисних копалин. Зокрема, це кришталеносні пегматити

камерного типу як найважливіше джерело ***п'єзооптичної сировини*** (димчастий кварц, моріон) та ***дорогоцінного каміння*** (смарагд, гелеодор, аквамарин, топаз, аметист, турмалін), що поширені в Бразилії, Колумбії, Індії, країнах Південної Африки та в Україні (Володарськ-Волинське родовище), та дуже своєрідні і мало поширені родовища ***оптичного флюориту*** у Казахстані (Кент, Акжайляу).

Серед рудних відомі родовища ***рідкіснометалевих*** (Li, Be, Sn, W) та ***рідкісноземельних*** (Ta, Nb, Zr, La, Cs, Rb тощо) пегматитів, інколи ***ураноносних*** (U, Th). Перші представлені переважно гранітними пегматитами з альбіт-сподуменовим або лепідолітовим типом зруденіння (велике родовище Ля Корн у Канаді, Етта і Тін-Маунтін у США, Карібібе в Африці, Пілбара у Західній Австралії), важливі також берил-танталітові та вольфраміт-каситеритові пегматити Східного Казахстану (Калбинський хребет) та Забайкалля. Рідкісноземельні, переважно лужні пегматити представлені танталіт-колумбітовим типом зруденіння (Північна Бразилія, Конґо, Ніґерія, Австралія, Індія, Росія), полуцит-ортитовим (США, ПАР, Швеція, Росія – Кольський півострів). Відомі також монцонітовий, цирконовий та уранініт-торитовий типи.

IV. Клас десиліфікованих пегматитів, що представлені власне польовошпатовими (від андезину до анортиту) тілами плагіоклазитів, троктолітів та марундитів (дайки, штоки) серед масивів ультраосновних порід (перидотитів, піроксенітів, горнблендитів, серпентинітів), інколи у серпентинізованих доломітах. Специфічність цих утворень зумовлена процесами міграції значної частини кремнезему за участю надкритичної парогазової фази у бік недосичених ним рудовмісних порід. Відтак, у ***відкритій*** системі пегматитоутворення виникає суттєвий надлишок насамперед глинозему, що може реалізуватися тільки у вигляді самостійної мінеральної фази – корунду; кількість його в достатньо десиліфікованому пегматиті може сягати 15–20 %, у типових корундових плагіоклазитах або корундитах – навіть 60–70 %. Розміри кристалів корунду подекуди сягають

30–40 см (Борзовське родовище на Південному Уралі), а порівняно дрібні кристали можуть мати ювелірну цінність (сапфір, рубін).

Бічні ультраосновні породи під дією парогазових еманацій нерідко перетворюються у своєрідні біотититі з гніздоподібними скупченнями кристалів смарагду, олександриту, фенакіту. Родовища цього генетичного типу розробляють на дорогоцінне каміння у США (Північна Кароліна, Пенсильванія), Південній Африці (район Сомерсет), Єгипті, Індії; вони відомі в Австралії, на півдні Уральського хребта в Росії (Карабаш, Борзовське).

Питання для самоконтролю

1. Генетична класифікація пегматитових родовищ та її принципи.
2. Якого складу пегматити Вам відомі, з якими породами вони асоціюють і на яких глибинах утворюються?
3. Чим відрізняються пегматити від аналогічних за складом інтрузивних порід?
4. Чи трапляються пегматити в складі порід вулканічних і субвулканічних комплексів? Чому?
5. Чим відрізняються гранітні пегматити “чистої лінії” від гібридних і десиліфікованих? У чому причина таких відмінностей?
6. Головні відмінності складу і внутрішньої будови простих (недиференційованих) і складних (диференційованих) гранітних пегматитів. Які головні причини таких відмінностей?
7. Вертикальна зональність крутоспадних пегматитових тіл, їхні текстурно-парагенетичні типи за К. Власовим і значення для розшуково-розвідувальної практики.
8. Корисні копалини, пов’язані з пегматитами різноглибинних зон; систематика А. Гінзбурга.
9. У чому суть гіпотези О. Ферсмана? Її слабкі сторони, суперечності з експериментальними даними Р. Горансона, доповнення К. Власова.
10. Яка роль метасоматичного перетворення пегматитів і які джерела

металоносних парогазових розчинів передбачені в гіпотезах американських учених, О. Заварицького і Г. Рамберта?

11. Головні відмінності син- та епігенетичних пегматитів; чим є камерні, шлірові пегматити; як вони утворюються?

12. У чому суть гіпотези О. Заварицького, її слабкі сторони, критика і доповнення В. Ніколаєва.

13. Суть гіпотези Г. Рамберга, типи метаморфогенних пегматитів і пов'язані з ними корисні копалини.

14. Головні причини зональної будови тіл гранітних пегматитів. Покажіть це з позицій різних гіпотез утворення пегматитів.

15. Мінеральний склад лужних пегматитів, які корисні копалини з ними пов'язані та яка їхня класифікація за В. Котляром?

16. У чому принципові відмінності поглядів О. Ферсмана й американських геологів (Р. Джонс, Е. Камерон, К. Ландес, Ф. Хесс та ін.) на процеси пегматитоутворення? Які геологічні та фізико-хімічні передумови таких відмінностей?

17. Процес збірної перекристалізації у разі формування пегматитів; чим він зумовлений з фізико-хімічних позицій? Поясніть це на бінарних діаграмах другого роду за П. Нігглі.

18. Практична значимість пегматитових родовищ, які належать до класу перекристалізованих, метасоматично заміщених, десилікованих; які підрозділи РКК відповідають їм за систематикою К. Власова?

Розділ 7
СКАРНОВІ РОДОВИЩА

7.1. Загальні відомості

Скарновими називають ендогенні родовища, що просторово і генетично пов'язані з полями (зонами) поширення вапняково-силікатних (головно гранат-піроксенових) порід, утворених за участю гідротерм у процесі ***контактово-метасоматичної взаємодії*** гіпабісальних інтрузивів помірно кислих гранітоїдів з карбонатними товщами. Відтак, це скупчення металевих (Fe, Cu, Pb, Zn, W, Mo) і деяких неметалевих (флогопіт, графіт, тальк тощо) корисних копалин, що разом із вмісними гідротермально-метасоматичними породами ("скарнами") є наслідком речовинного взаємообміну на межі карбонатних і кислих силікатних порід за суттєвої ролі високотемпературних гідротерм магматогенного або глибиннішого походження. Подібні родовища можуть бути **"власне скарновими"** і **"накладено-скарновими"**, тобто порівняно "відірваними" від споріднених метасоматитів ("скарнів") у часі та просторі.

Уперше поняття "скарн" увів у геологічну літературу А. Тьорнебом (1880), який вивчав залізорудні родовища Швеції. Він звернув увагу на певну своєрідність рудовмісних порід, висока щільність і твердість яких досить влучно коригували з лексикою гірників: "скарн" шведською означає "важка порода", "рудиця", "відходи". Надалі подібні родовища вивчала плеяда всесвітньо відомих учених, зокрема, В. Гольдшміт, В. Кеннеді, Е. Ларсен, В. Ліндгрен, Ф. Хесс, П. Пилипенко, проте особливо системно – Д. Коржинський та представники його наукової школи (В. Жаріков та ін.). У підсумку сукупність скарнорудних утворень фігурує сьогодні як ***самостійна геологічна формація*** з дуже високим рівнем вірогідності поширення зруденіння. За суттю – це сукупність ***типових післямагматичних,*** зокрема ***гідротермально-метасоматичних,*** утворень з досить своєрідним – так званим ***біметасоматичним*** – механізмом речовинного обміну. За Д. Коржинським, необхідно чітко розрізняти такі відміни рудоносних метасоматитів:

а) **“скарноїди”** – породи, що за походженням (процесуально) є дуже близькими до типових скарнів, проте утворилися внаслідок заміщення так званих забруднених (не зовсім однорідних) суттєво карбонатних відкладів (мергелі, вапнякові туфи тощо);

б) **“навколоскарнові породи”** – ті, що безпосередньо прилягають до скарнів, повністю споріднені з ними і пов’язані фаціальними переходами з поступовим домінуванням польових шпатів, скаполіту, епідоту, актиноліт-тремоліту, кальциту та інших мінералів нижчого температурного діапазону, ніж має типовий гранат-піроксеновий парагенезис власне скарнів;

в) **“скарноподібні породи”** – близькі до скарнів за мінеральним складом, однак не за їхньою природою, що свідчить про певну конвергентність формування гранат-піроксенових парагенезисів; генетична позиція таких утворень визначена конкретною геологоструктурною ситуацією.

Власне скарнові родовища корисних копалин мають важливе промислове значення, оскільки з ними пов’язані магнетит-гематитові, халькопірит-борнітові, галеніт-сфалеритові, шеєліт-молібденітові, а також часто уранoносні, оловоносні, бороносні руди. Серед неметалевих утворень поширені родовища бору, складені датоліт-данбуритовими ($CaBSiO_4(OH) – CaB_2Si_2O_8$) та суаніт-котоїтовими ($Mg_2B_2O_5 – Mg_3(BO_3)_2$ парагенезисами, флогопіту ($K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$), тальку ($Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$), пірофіліту ($Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$), хризотил-азбесту ($Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$), графіту.

Найважливіше прогнозно-розшукове значення має поширення скарнових родовищ ***виняткова в зонах контактів*** карбонатних та вивержених силікатних порід помірно кислого ряду (рис. 48). Саме тому в різні часи їх називали просто контактовими (В. Обручов, Ф. Шахов), або контактово-пневматолітовими (Г. Шнейдерхен), піро-метасоматичними (В. Ліндгрен, А. Кнопф), навіть контактово-метаморфічними (Ф. Хесс, Е. Ларсен). Найкоректніша їхня сучасна назва – контактово-метасоматичні (А. Бетехтін, П. Татаринов, В. Смірнов, В. Котляр та ін.), бо відомі зони скарнування не тільки “гарячого” (інтрузивного)

контакту, а й “холодного” уздовж тектоногенних зон тріщинуватості, по яких проникали гідротерми.

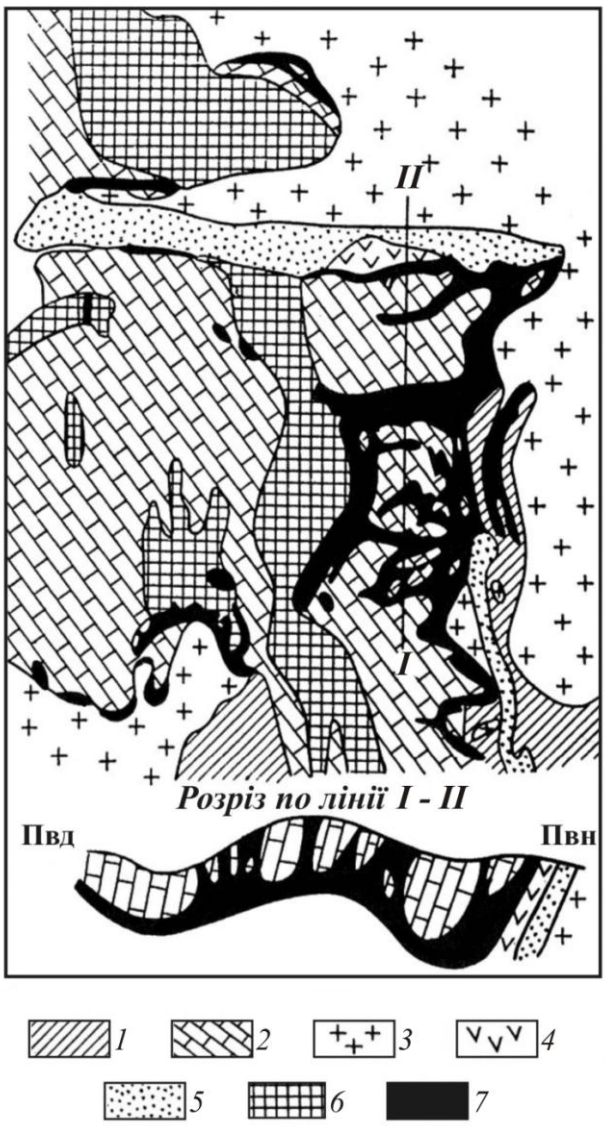


Рис. 48. Схема геологічної будови шеєлітового скарнового родовища Лянгар, Середня Азія, за Х. Абдулаєвим:
1 – сланці; *2* – вапняки; *3* – адамеліти; *4* – тоналіти; *5* – граніт-аплiти; *6* – вапняково-силікатні роговики; *7* – скарни.

Серед найпродуктивніших скарнорудних зон “гарячого” контакту розрізняють ***“ендо- та екзоконтактові скарни”,*** що утворилися під час метасоматичного заміщення (скарнування), відповідно, периферійної частини інтрузиву та прорваних ним карбонатних порід (рис. 49). Екзоскарнові зони, зазвичай, більше поширені та масштабніші, їхня потужність може сягати декількох десятків, у сприятливих умовах – сотень метрів, а вздовж великих розломних зон – навіть 1–2 км (рис. 50). ***“Комбіновано-скарнові” родовища***, у яких помітна роль як ендо-, так і екзоконтактових скарнів, є досить рідкісними; однак і в цьому випадку перспективнішими на зруденіння є периферійні частини зон аповапнякових (по вапняках) метасоматитів.

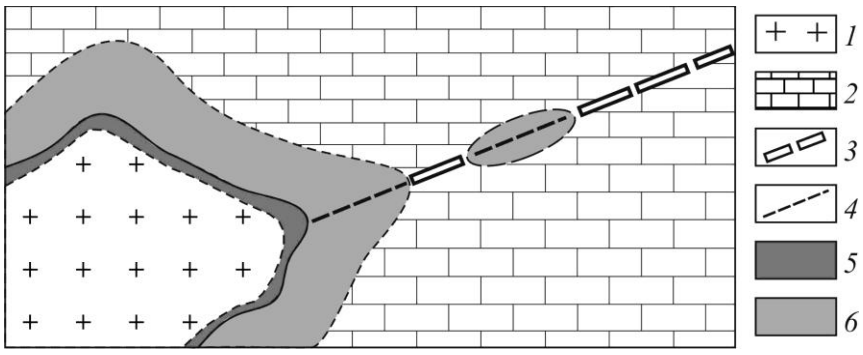


Рис. 49. Принципова схема співвідношення зон скарнування в області інтрузивного контакту:
1 – масив гранітоїдів; *2* – товща вапняків; *3, 4* – давня зона розломів; *5* – ендоконтактові скарни (по гранітоїдах); *6* – екзоконтактові скарни (по вапняках).

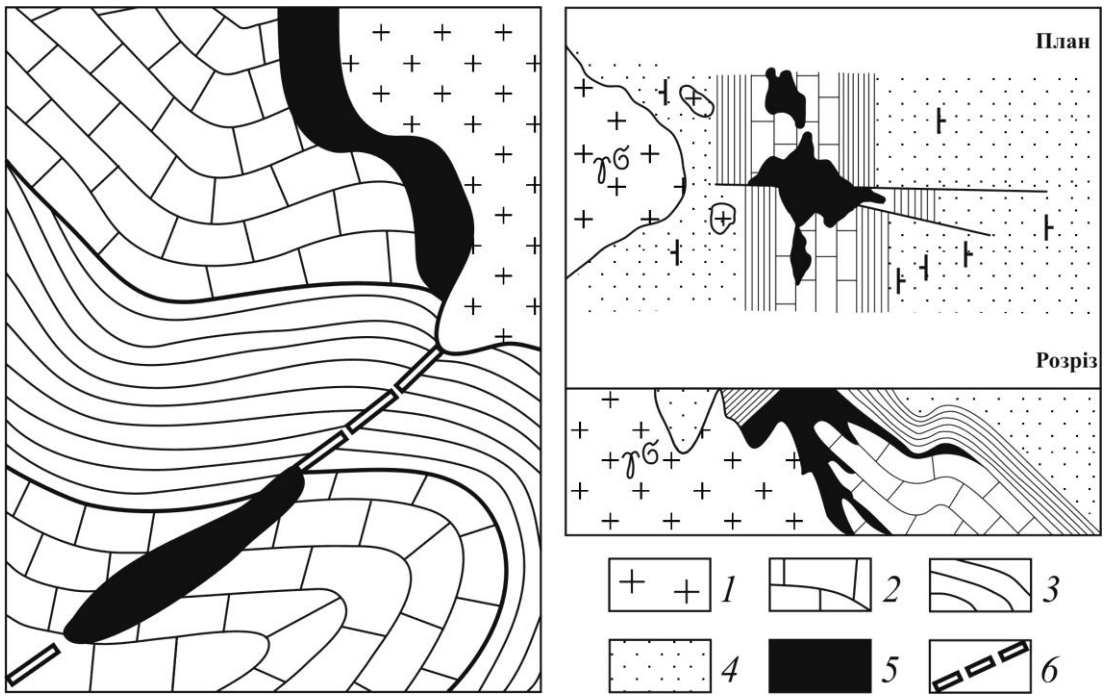


Рис. 50. Типові варіанти поширення рудоносних скарнів у зонах інтрузивного контакту:
1 – інтрузив гранодіоритів ($\gamma\delta$); *2* – вапняки; *3* – глинисті сланці; *4* – пісковики; *5* – скарни; *6* – зона розломів домагматичного закладання.

7.1.1. Мінеральні типи скарнів розрізняють відповідно до складу вихідних порід, що заміщені (скарновані); найважливішими є такі.

I. Вапнякові скарни, що виникли за рахунок суттєво карбонатних, здебільшого вапнякових товщ, є найпоширенішими. На 90–95 % вони складені гранатами гросуляр-андрадитового ($Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ – $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$) та піроксенами діопсид-геденбергітового ($CaMg[Si_2O_6]$ – $CaFe[Si_2O_6]$) ряду; можуть бути везувіан ($Ca_3Al_2[SiO_4](OH)_4$), воластоніт ($Ca_3[Si_3O_9]$), скаполіт Na–Ca ряду від маріаліту ($Na_4[AlSi_3O_8]_3(Cl_2,CO_3,SO_4]$) до мейокіту ($Ca_4[AlSi_3O_8]_3(Cl_2,CO_3,SO_4)_6$); променисті амфіболи (актиноліт, тремоліт), епідот, поодинокі скупчення кальциту, кварцу, магнетиту.

II. Магнезіальні скарни, що розвинуті по доломітах, доломітизованих вапняках і на 90–95 % складені з діопсиду в асоціації з суттєво магнезіальними мінералами, насамперед форстеритом ($Mg_2[SiO_4]$), серпентином ($Mg_6[AlSi_4O_{10}](OH)_8$), магнезіальною шпінеллю ($Mg[Al_2O_4]$), флогопітом ($KMg_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$), доломітом ($Ca\ Mg(CO_3)_2$), інколи магнетитом та ін.

III. Силікатні скарни – наслідок метасоматичного заміщення різних за походженням порід, помітно збагачених оксидно-карбонатними сполуками

кальцію та магнію, наприклад, травертинами (“вапнякові туфи”), мармурами, амфіболітами, деякими метаморфічними сланцями і навіть порфіритами. За мінеральним складом це переважно піроксен-скаполітові скарни, або так звані салітові, у яких домінує саліт ($Ca(Mo,Fe)Si_2O_6$), що асоціює з окремими мінералами вапнякових скарнів.

7.1.2. Текстурно-структурні риси скарнів також досить специфічні й спричинені саме гідротермально-метасоматичною природою цих утворень. Зокрема, надзвичайно характерні чіткі ознаки багаторазового і закономірно послідовного в часі заміщення ранніх мінеральних зерен пізніми генераціями з утворенням “багатоступеневих” псевдоморфоз. Причому і для гранатів, і для піроксенів простежена досить закономірна послідовність заміщення кальцієвих відмін на магнезіальні та залізисті (Ca → Mg → Fe). Загалом характерний певний ряд послідовного заміщення мінералів:

гросуляр → воластоніт → діопсид → саліт → геденбергіт → андрадит.

За розміром мінеральних виділень скарни нерівномірно зернисті ($n \cdot 0{,}1$ мм – 1 см), інколи простежуються порівняно крупніші виділення метакристів ($n \cdot 10$–15 до 30–50 см), наприклад, діопсиду (так званий байкаліт) у слюдоносних скарнах родовища Слюдянка (Росія). Структури скарнів здебільшого реліктові, гранобластові, порфіробластові, інколи волокнисті та ін. Текстура масивна, плямиста, смугаста, місцями друзова.

7.1.3. Зональна будова смуг скарнування є другою (після їхньої приконтактової позиції) найхарактернішою ознакою, що суттєво впливає на спрямування прогнозно-розшукових робіт. Звичайно ця зональність залежить від специфіки конкретної геологоструктурної ситуації, складу вихідних порід, інтенсивності процесів рудоутворення тощо. Проте однотипність спрямування процесів зумовлює існування здебільшого подібної послідовності генетично пов’язаних зон метасоматитів. Класичним прикладом, за Д. Коржинським, є Тур’їнські мідні копальні на Уралі; серед родовищ вольфрам-молібденових руд досить показові Лянгарське в Середній Азії, Тирниаузьке на Північному Кавказі,

свинцево-цинкові та мідні об’єкти в Хакасії і Середній Азії. У генералізованому вигляді відповідну зональність можна проілюструвати (перпендикулярно до “гарячого” контакту) таким рядом зон (рис. 51): 1) незмінений ***гранодіорит*** (ℊ), 2) світлий ***кварцовий діорит*** (Qℊ), 3) навколоскарнові ***піроксен-плагіоклазові породи,*** 4) ***піроксен-гранатові*** ендоконтактові скарни, 5) майже мономінеральні ***гранатовий*** і ***гранат-салітовий*** екзоконтактові скарни, 6) навколоскарнові ***піроксен-епідотові, актинолітові, хлоритизовані*** породи, 7) ***мармуризований вапняк,*** 8) ***незмінений вапняк.***

За просторово-віковим співвідношенням у зонах скарнування розрізняють такі три типи спорідненого зруденіння:

1) ***власне скарновий*** – тип одночасного зі скарнами нагромадження цінних мінералів безпосередньо в процесі формування гранат-піроксенових парагенезисів ендо- і, головно, екзоскарнових зон. Характерні родовища залізних руд (магнетитові), боратних (суаніт-котоїтові, доломіт-данбуритові) та графітові; контури поширення рудних тіл та власне скарнових зон здебільшого збігаються (див. рис. 51);

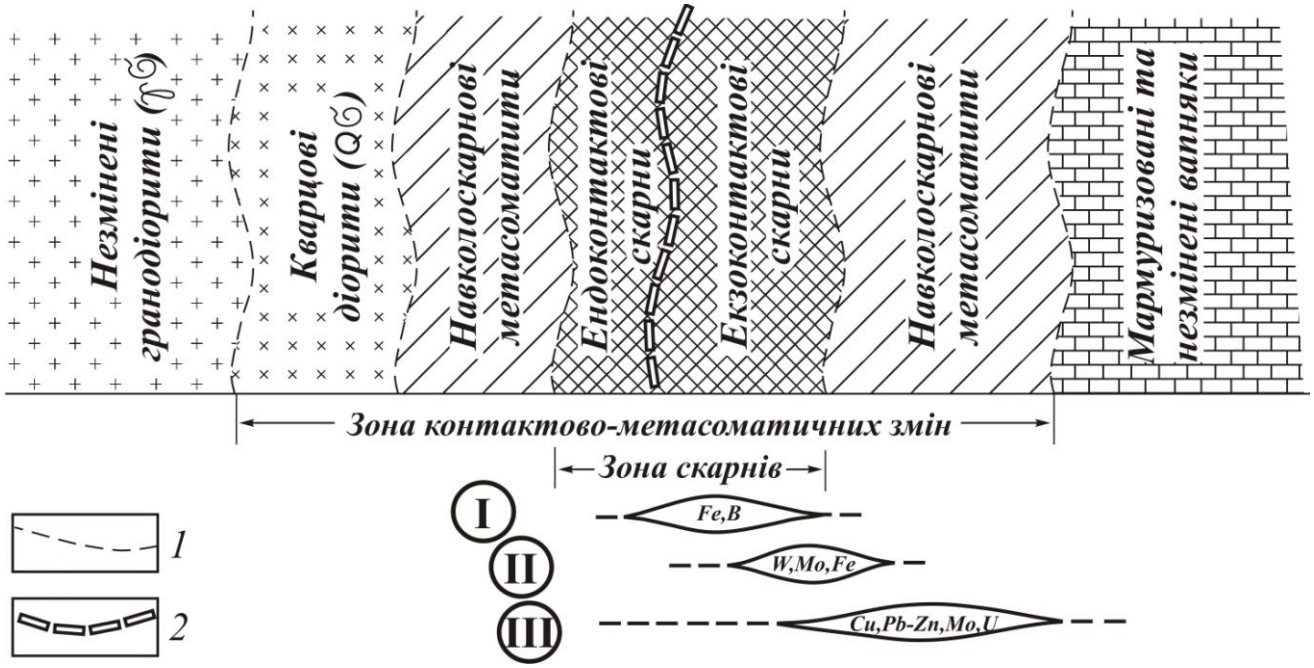


Рис. 51. Просторове співвідношення зруденіння з зонами скарнування.
Типи зруденіння: I – власне скарновий (одночасний); II – відставально-скарновий; III – накладено-скарновий.
1 – імовірне положення інтрузивного контакту;
2 – межі фаціальних метасоматичних змін.

2) ***відставально-скарновий*** – тип супутнього зруденіння, коли виділення корисних мінералів відбувається наприкінці формування скарнів або безпосередньо відразу після них, без будь-якої перерви в мінералоутворювальному процесі. Характерні родовища вольфрамових (“шеєлітоносних скарнів” із шеєлітом, молібдошеєлітом), залізних (магнетит-гематитові), інколи боратових (датоліт-данбуритові) руд; рудні тіла займають лише частину зони екзоскарнів, здебільшого периферійну, місцями простежені в навколоскарнових метасоматитах;

3) ***накладено-скарновий*** – тип зруденіння є поширеним у випадках, коли виділення цінних мінералів пов’язане з порівняно пізнім гідротермальним етапом процесу скарнування (стадія “водних скарнів”, за П. Пилипенком). Рудні тіла, зазвичай, мають січний характер, виходять за межі власне скарнових зон і поширені, здебільшого, серед навколоскарнових метасоматитів, а частково і в полях незмінених або слабко змінених бічних порід. Характерні родовища мідних (халькопіриту ($CuFeS_2$), борніту (Cu_5FeS_4)), молібденових (кварц-молібденітові жили, молібдошеєліт у скарнах), свинцево-цинкових (галеніт-сфалеритові з бляклими рудами) руд, відомі родовища серпентиту, оловоносних скарнів, уранових, слабко золотоносних тощо.

7.2. Фізико-хімічні умови процесів скарноутворення

Спочатку дослідники скарнів уважали їх суттєво **пірогенними,** що є продуктом безпосередньої теплової активності та виливання магматичного розплаву на породи: звідси уявлення про їхню “контактово-метаморфічну” (Ф. Хесс, Е. Ларсен) природу, або “контактово-пневматолітову” (Г. Шнейдерхен). Згодом, коли довели, що скарни формуються не тільки за рахунок прорваних інтрузією осадових порід, а й вивержених, стало зрозуміло: у зоні “гарячого контакту” інтрузив відіграє подвійну роль, тому необхідно розрізняти два такі процеси: 1) “передскарновий” – ***контактово-термального метаморфізму*** ореольного типу з утворенням мармурів по вапняках, кварцитів по пісковиках, роговиків по глинистих сланцях; 2) після цього “власне

скарновий" процес ***гідротермального метасоматозу*** порід "гарячого" контакту за участю розчинів післямагматичного (автометасоматоз) або іншого походження (ксенометасоматоз) джерела. Принципово важливі співвідношення між зонами контактово-термального метаморфізму і рудоносних метасоматитів (скарнів та інших) наведені в табл. 4.

Таблиця 4

Контактові термально-метаморфічні утворення	Контактові гідротермально-метасоматичні утворення
Формування на ***ранніх етапах*** інтрузивної діяльності	Формування на ***пізніх етапах*** становлення інтрузиву
У вигляді суцільного "ореолу"	У вигляді ***локальних полів*** по карбонатних породах у межах "ореолу"
Процес – ***без привнесення*** речовини, лише шляхом перекристалізації вихідних порід	Процес – ***із суттєвим привнесенням*** нових компонентів різного походження
Формуються в широкому баричному діапазоні, тому пов'язані з ***магматизмом різноглибинних фацій***, навіть абісальної	Формуються тільки ***в умовах помірних глибин гіпабісальної зони*** за суттєвого перевищення флюїдного тиску магматогенних розчинів над літостатичним ($P_{фл} >> P_{літ}$)

Зони скарнування, у тому числі й рудоносні, пов'язані з тілами винятково гіпабісальних інтрузивів, що виявили майже всі дослідники, і ніколи не утворюються за високобарних умов абісальних зон. Пояснюють це, головно чином, закономірним зростанням інтенсивності процесів магматичної дистиляції (відокремленням летких компонентів) та поширенням післямагматичної системи гідротерм зі зменшенням глибини становлення спорідненого інтрузиву (рис. 52). Головна причина полягає в поступовому ***зменшенні зовнішнього*** (літостатичного $P_{літ}$) тиску навколишніх товщ на ***користь внутрішнього*** (флюїдного $P_{фл}$) тиску летких компонентів; на значних глибинах можливість відокремлення летких компонентів блокована високим літостатичним тиском ($P_{літ} >> P_{фл}$), а на середніх та вище – навпаки, порівняно низьким $P_{літ} << P_{фл}$. Саме тому оптимальними для формування скарнових родовищ є глибини від 3,0–3,5 до 1,0–0,5 км; діапазон термобаричних умов мінливий – від 1 000 до 450 атм та від 850–700 до 100–50 °С. За В. Жаріковим, виділяють такі температурні фації скарнів: воластоніт-плагіоклазова (850–750 °С), піроксен-гранатова (800–500), гранат-епідотова (500–450), піроксен-епідотова (450–400), метасоматити навколоскарнових зон (нижче 400–300 °С).

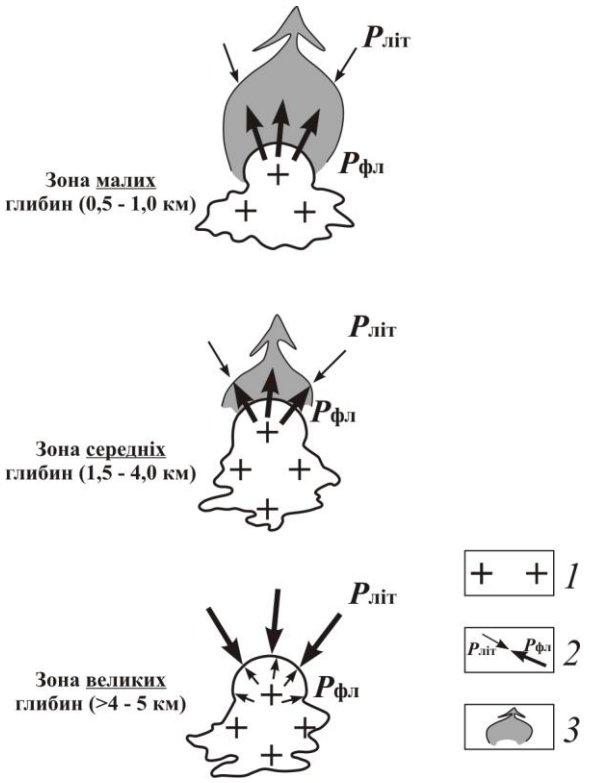


Рис. 52. Зміна інтенсивності процесів магматичної дистиляції за різноглибинних умов:
1 – умовне вогнище гранітної магми в умовах різноглибинних зон; *2* – напрям та співрозмірність стрілок відображають характер протидії баричних зусиль літостатичного (*Р*літ) та флюїдного (*Р*фл) походження; *3* – ореол мінералоутворювальної діяльності післямагматичних гідротерм.

Генетична своєрідність контактово-метасоматичних утворень з урахуванням широкого діапазону мінливості глибин, геологоструктурних умов, літолого-фаціальних та фізико-хімічних чинників зумовлює досить суттєві варіації поглядів щодо їхнього походження. Принципово важливі генетичні положення найлогічніше та експериментально аргументовано у формі двох відомих гіпотез. Перша з них – "гідротермально-стадійна", розроблена П. Пилипенком, друга – "інфільтраційно-дифузійного метасоматозу" – належить Д. Коржинському з деякими доповненнями його учнів та послідовників.

Нагадаємо, що поняття ***інфільтрація*** та ***дифузія*** використовують у рудній геології для вирізнення двох принципово різних механізмів переміщення мінералоутворюювальних сполук у геологічному просторі, у нашому випадку за умов гідротермальної системи. Зокрема, ***інфільтрація*** передбачає міграцію розчинених у гідротермах компонентів разом з їхнім носієм (розчинником), напрям руху якого визначений в ендогенних умовах ***тренд-градієнтом зниження тиску*** ($\Delta P_{фл}$); в екзогенних умовах поверхневих зон рудоутворення – ***гравітаційно.*** Поняття ***дифузія*** також передбачає міграцію розчинних компонентів, проте за умов майже застійної системи гідротермального розчину в напрямі природного ***тренд-градієнта зниження концентрації*** (ΔC)

відповідного компонента (або компонентів). У першому випадку міграція мінеральних речовин відбувається значно швидше, інколи вибухоподібно й на досить значну відстань; у другому – дуже повільно, відповідно до індивідуально-міграційних можливостей конкретного хімічного елемента (або іонного комплексу), окремо і на відстань перших метрів (хоча з урахуванням геологічного часу може йтися не про один десяток метрів).

7.2.1. Гідротермально-стадійна гіпотеза П. Пилипенка є суто інфільтраційного спрямування і враховує, головно, роль баричного градієнта (ΔP). Сутність її можна сформулювати у вигляді трьох головних тез:

1) скарни та супутнє зруденіння є наслідком ***дискретно-переривчастої інфільтрації*** надзвичайно активних, дуже специфічних (так званих "скарнувальних") гідротерм, які утворились ***у ході асиміляції магмою карбонатних порід;***

2) головна маса мінеральної речовини скарнів не є *in situ* (***не місцевого походження***, і в цьому полягає головна квінтесенція гіпотези), її ***постачали виняткова постмагматичні розчини***, що надходили окремими порціями (постадійно); відтак досить сумнівний висновок: речовинна специфіка скарнів закладена вже в самих гідротермах, що спроможні "скарнувати" будь-які породи;

3) скарни формувалися ***послідовно-стадійно, відповідно до циклів тріщиноутворення*** зі зниженням температури та відповідними змінами хімічного складу й активності мінералоутворювальної системи.

За П. Пилипенком, суттєво відрізняються два типи скарнів (так звані сухі та водні), що формуються у шість фаз (стадій):

1) ***"кремнієвого" метасоматозу*** (початок утворення "сухих" скарнів) – з привнесенням і активною роллю кремнеземних комплексів, що беруть участь у формуванні, головно, ***воластоніт-діопсидових порід*** ($Ca_3[Si_3O_9]$ – $CaMg[Si_2O_6]$);

2) ***"алюмосилікатного" метасоматозу*** – з активізацією Al - Si-комплексів і утворенням гранатів, ***близьких до гросуляру*** ($Ca_3Al_2[SiO_4]_3$);

3) ***“галоїдного” метасоматозу*** – привнесення, головно, хлоридних, частково сульфатних комплексів, з чим пов’язана ***суттєва скаполітизація*** ($Na_4[AlSi_3O_8]_3(Cl, SO_4, CO_3)_3$) порід;

4) ***“залізного” метасоматозу*** **–** з привнесенням і активізацією металоносних комплексів дво- та тривалентного заліза, що сприяє розвитку ***магнетит-гематитової мінералізації;***

5) ***“флюїдно-вуглекислотноводного” метасоматозу*** (початок утворення “водних” скарнів) – з діяльністю висококонцентрованих хлоридно-калій-натрових розчинів, часто з помітною роллю металоносних (W, Mo, Sn) комплексів, що сприяло кристалізації гідроалюмосилікатів (рогова обманка, епідот, актиноліт тощо) в асоціації з шеєлітом, молібдошеєлітом, карбонатами, інколи з молібденітом та бороалюмосилікатами;

6) нарешті, стадія ***“сульфідного” метасоматозу*** – за умов привнесення й активної ролі гідросульфідних металоносних (насамперед Cu, Pb, Zn, Ag, Au та інших) комплексів з утворенням різноманітних сульфідно-сульфосольових парагенезисів, нерідко промислово цінних.

Незважаючи на досить логічний характер цієї гіпотези, до неї є такі зауваження: а) якщо справді існували своєрідні, вкрай спеціалізовані “скарнувальні” розчини, то власне скарнові утворення не тяжіли б винятково до контактів з вапняками або до близьких за складом порід; б) стадійна схема процесів здається багатьом занадто спрощеною та ідеалізованою, що цілком природно в умовах широкого геологоструктурного та літолого-фаціального розмаїття різноглибинного прояву процесів скарноутворення. Проте ідея П. Пилипенка про зміну в часі хімічної активності певного ряду елементів (Si–Al–Cl–Ca–Fe–W, Mo–Cu, Pb, Zn тощо) також є незаперечною, статистично вагомою фактологією, а тому – безумовною квінтесенцією не тільки цієї гіпотези, а і подальших науково-теоретичних поглядів. Саме ця ідея є базовою і з погляду геологів сучасної наукової школи академіка Д. Коржинського; утім, їхнє пояснення механізмів реалізації процесів скарноутворення з позиції поглибленого фізико-хімічного аналізу ґрунтовніше та реалістичніше.

7.2.2. Інфільтраційно-дифузійна гіпотеза Д. Коржинського ґрунтується на результатах аналізів (у тому числі експериментальних) природної взаємодії баричних (ΔP) та концентраційних (ΔC) градієнтів скарноутворювальних систем у різних геологоструктурних і літолого-фаціальних ситуаціях.

На першому етапі розробок чільне місце відводили процесам винятково ***дифузійного біметасоматозу*** (ΔC), а згодом і ***гідротермального*** (ΔT). Суть явища дифузійного біметасоматозу (або ***подвійно-зустрічного взаємозаміщення*** мінеральних компонентів порід) полягає у тому, що в зоні "гарячого" інтрузивного контакту (гранодіорит – вапняк) порово-тріщинні води (як звичайна складова осадових товщ) набувають енергетичного рівня ***термальних*** розчинів і створюють ***єдину,*** проте ***хімічно різко нерівноважну систему "застійного типу" з надзвичайно високим рівнем*** ΔC***.*** У разі природного прагнення до рівноваги розпочинається ***зустрічна дифузійна міграція*** спочатку легко-, а потім і більш важкорозчинних мінеральних компонентів, що на шляхах пересування беруть участь в ***обмінних реакціях*** між собою або з мінералами заміщення; з'являються нові фізико-хімічно рівноважні мінеральні парагенезиси скарнів ("сухих", у розумінні П. Пилипенка). У масштабі геологічного часу відбувається майже одночасне мінеральне заміщення і гранітоїдів, і вапняків (рис. 53).

Отже, складність зональної будови контактово-метасоматичних утворень пояснюють загалом дією двох чинників. З одного боку, ***різним "ступенем рухливості"*** хімічних елементів (іонів, сполук), що в умовах стабільного теплового поля (T° – константа) виявляється в закономірному зниженні їхньої концентрації в напрямі фронту дифузії з ***однаковою швидкістю***; за ступенем дифузійної рухливості розрізняють дуже рухливі (H_2O, CO_2, інші), просто або цілком рухливі (S, Cl, K, Na), зміннорухливі (Si, O_2, Ca, Mg, Fe) і малорухливі, або інертні (P, Al, Ti), сполуки чи йони. З іншого боку, не менш важливим є чинник ***термобаричного режиму,*** оскільки подальше ускладнення зональності скарнів зумовлене досить помітною зміною рухливості окремих елементів

(особливо другої і третьої групи) у процесі природного охолодження системи, зміни її тиску, хімізму та pH і Eh; коли особливо зростає міграційна здатність силіцію, кальцію, а заліза, навпаки – знижується. У цьому разі Д. Коржинський розрізняв ***високотемпературні*** (піроксен-гранатова, піроксен-епідотова), ***середньотемпературні*** (актиноліт-епідотова, хлорит-епідотова) та ***низькотемпературні*** (пренітова, пумпелітова, кальцит-альбітова, кальцит-кварц-серицит-хлоритова, кальцит-кварц-серицит-доломітова, цеолітова) зони метасоматитів.

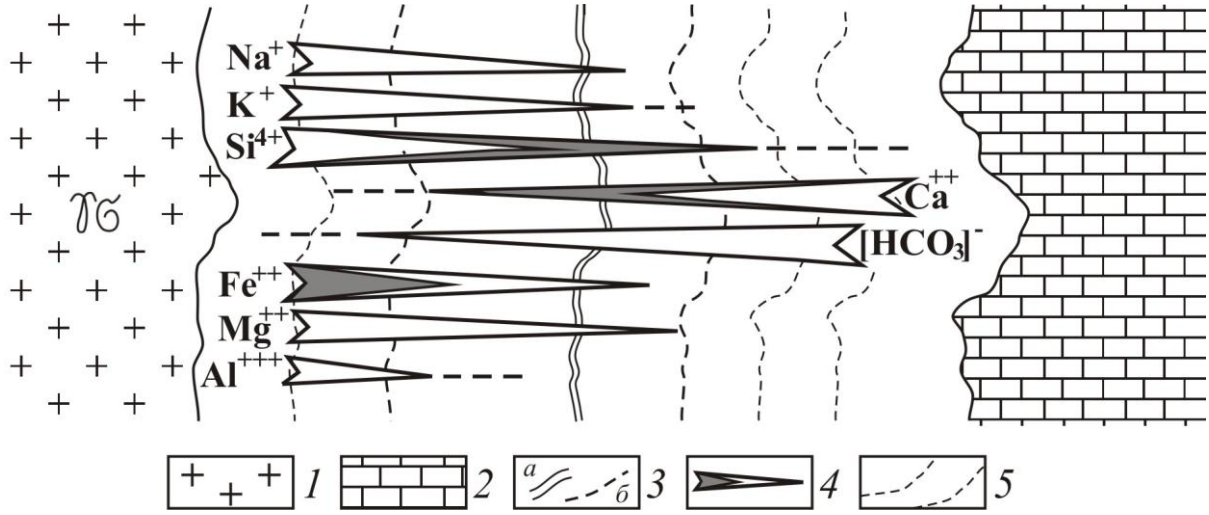


Рис. 53. Принципова схема зустрічної дифузії і взаємодії мінералоутворювальних компонентів за умов малорухливого середовища порово-тріщинних вод на контакті гранодіорит–вапняк:
1 – незмінені гранодіорити; *2* – незмінені вапняки; *3* – імовірне положення інтрузивного контакту (*а*), межі ендо- та екзоскарнових зон (*б*); *4* – напрям та інтенсивність зниження ступеня рухливості хімічних елементів в ізотермічних умовах початку ($T_п^o$ – світле поле) та кінця ($T_к^o$ – темне поле) процесу скарнування ($T_п^o >> T_к^o$); *5* – умовні зони метасоматитів, що відрізняються певним, дуже специфічним співвідношенням хімічної активності елементів (відповідно до товщини стрілок), що зумовлює фаціальну зміну мінерального складу новоутворень.

Однак за всієї чинності та фізико-хімічної логічності уявлення про винятково дифузійно-біметасоматичний механізм утворення скарнів за умов саме застійного характеру фізико-хімічної системи виявилися не спроможними пояснити таке. По-перше, можливість виявлення скарнів часто-густо на значній відстані від інтрузивного контакту – або серед вапняків, або серед гранітоїдів. По-друге, не до кінця зрозумілими є дані про виникнення рудоносних скарнів на відстані понад 1–2 км від спорідненого інтрузиву. Привнесення в цьому випадку понад 60–70 % кремнезему у вмісні вапняки лише за допомогою дифузійних

процесів уявити неможливо. Саме тому виникла потреба розвитку домінувальної дії ***дифузійного біметасоматозу*** (з урахуванням лише градієнта $\Delta C_{конц}$) над концепцією ***інфільтраційно-дифузійного*** типу процесів та з урахуванням і баричного (ΔP), і концентраційного (ΔC) градієнтів.

Отже, потрібно сформулювати такі кардинальні та завершальні положення:

1) ***скарни формуються*** за участю спочатку майже ***застійних порових*** розчинів ($\Delta P_{фл} \approx C$), а потім – активно ***циркулювальних післямагматичних,*** що надходять в області інтрузивного контакту по зонах розломів;

2) компоненти скарноутворювальних мінералів були залучені ***не тільки з бічних порід*** у процесі дифузії, ***а й їх привносили фільтрувальні розчини*** з ***кореневих частин спорідненого вогнища***;

3) роль процесів ***дифузійного біметасоматозу*** мала визначальне значення переважно на ***ранніх стадіях*** утворення "сухих" скарнів, під час ***формування "власне скарнового" типу зруденіння*** (Fe, B, W–Mo);

4) процеси інфільтраційного метасоматозу мали суттєве значення на ***пізніших стадіях*** формування "водних" скарнів ***разом з "накладеним" типом зруденіння*** (Cu, Pb, Zn, Mo).

7.3. Геологічні умови утворення

7.3.1. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями. Переважна більшість скарнорудних родовищ сформована в межах зони ***внутрішніх (або центральних) піднять геосинклінальних областей*** у зв'язку з розвитком ***гранітоїдних комплексів*** "орогенної" стадії. Менше вони поширені в крайових прогинах геосинкліналей, у міжгірських западинах; інколи трапляються на платформах, переважно в зонах їхньої тектономагматичної активізації склепінно-брилового типу.

Характерний зв'язок рудоносних скарнів не просто з кислими інтрузивами, а, здебільшого, з ***гранітоїдами підвищеної основності***, тобто їхніми ***помірно кислими відмінами гіпабісальної та менш глибинних фацій*** (від 4,0 до 1,5 км).

Найтиповіша асоціація зі штокоподібними тілами порфіроподібних порід, насамперед, гранодіоритами, кварцовими діоритами, плагіогранітами, інколи монцонітами і навіть сієнітами. У випадку багатофазових інтрузивних комплексів можуть бути і багатофазові скарни (Уйзокське залізо-скарнове родовище Тельбеської групи у Західному Сибіру), однак далеко не завжди (наприклад, Тирниаузьке шеєліт-молібденітове родовище на Північному Кавказі та ін.).

За часом утворення рудоносні скарни тяжіють до жильної серії споріднених інтрузивних комплексів; нерідкісними є доскарнові дайки, інтра(внутрішньо)скарнові, відомі навіть постскарнові (Соколово-Сарбайське залізорудне поле в Казахстані, Магнітогорське на Уралі (рис. 54)). Стосовно геологічного віку скарнових родовищ потрібно зазначити про надзвичайно широкий діапазон їхнього формування – від докембрію до пізньотретинного часу; суттєвих змін характеру та інтенсивності процесів мінералоутворення в часі не простежено. Переважна більшість промислово цінних скарнорудних утворень припадає на верхній палеозой–мезозой.

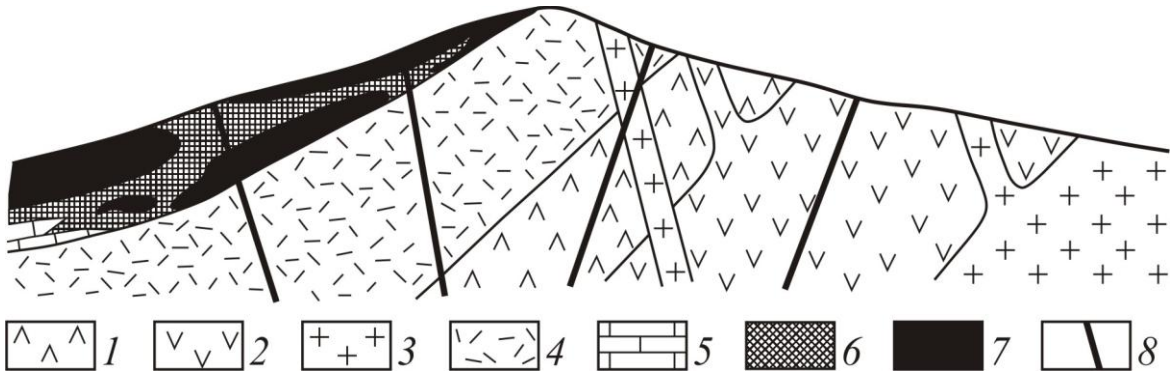


Рис. 54. Схематичний геологічний розріз гори Магнітної, за В. Смірновим:
1 – діорит; *2* – гранодіорит; *3* – граніт; *4* – атачит (метаморфізований туф); *5* – нижньо-кам'яновугільний вапняк; *6* – скарн; *7* – магнетитова руда; *8* – діабазові дайки.

7.3.2. Геологічна структура родовищ, що пов'язані зі скарнами, є далеко не типовою та визначена співвідношенням дії двох груп чинників – літологічних і тектонічних. Перші важливі для процесів дифузійного метасоматозу ранніх стадій, другі стимулюють процеси інфільтраційно-гідротермальної діяльності на пізніх стадіях. Саме тому вони майже ніколи не створюють суцільного кільця навколо інтрузиву (рис. 55). Уже зазначена, що це

далеко не “ореольний” тип зруденіння: з одного боку, він контрольований зонами метасоматично змінених порід певного складу (в ідеалі – вапняків, однак не тільки), з іншого, – лінійними зонами розломів і тріщинуватості (див. рис. 49, 50), що є головними “трансляторами”, а нерідко і локалізаторами накладеної на метасоматити промислово цінної гідротермальної мінералізації.

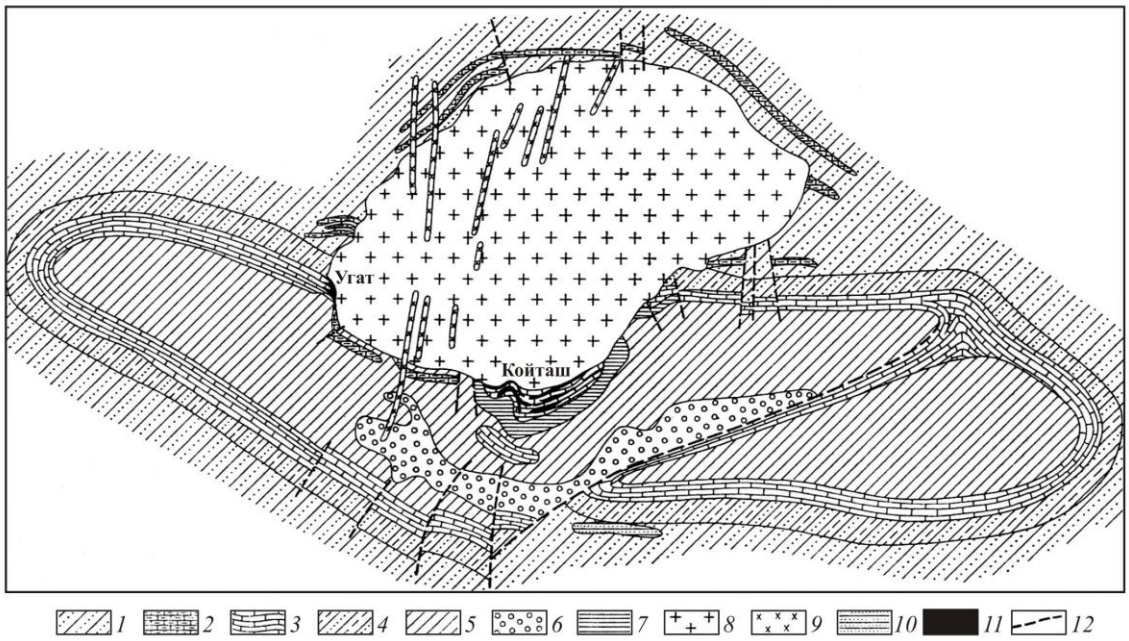


Рис. 55. Геологічна схема розташування скарнових родовищ гори Койташ у Середній Азії, за Н. Ушаковим:
1 – сланці та пісковики PZ; *2* – вапняки і світлі роговики PZ; *3* – вапняки C_2; *4* – піщано-глинисті сланці C_2; *5* – сланці C_2; *6* – конгломерати C_3; *7* – піроксенові роговики; *8* – граніти; *9* – дайки гранодіорит-порфірів; *10* – кварцити; *11* – скарнові поля; *12* – тектонічні порушення.

Літолого-фаціальні чинники скарноутворення досить різноманітні, проте головні такі:

1) найсприятливішим є інтрузивний контакт з ***власне карбонатними породами*** типу осадових вапняків (рис. 56, *а*), доломітизованих вапняків, травертинів (вапнякових “туфів”), менш сприятливий – з деякими збагаченими кальцієм ефузивними породами: порфіритами, їхніми туфами, інколи – амфіболітами; зовсім не сприятливий – з глинистими сланцями, пісковиками, аргіліт-алевролітами, конгломератами, більшістю виверженних порід;

2) особливо важливою є так звана ***літолого-структурна неоднорідність*** товщ з перешаруванням їхніх середньо-дрібнозернистих тріщинуватих відмін

або з дрібними лінзами та малопотужними прошарками інших, навіть теригенних, відкладів (пісковиків, глинистих сланців тощо).

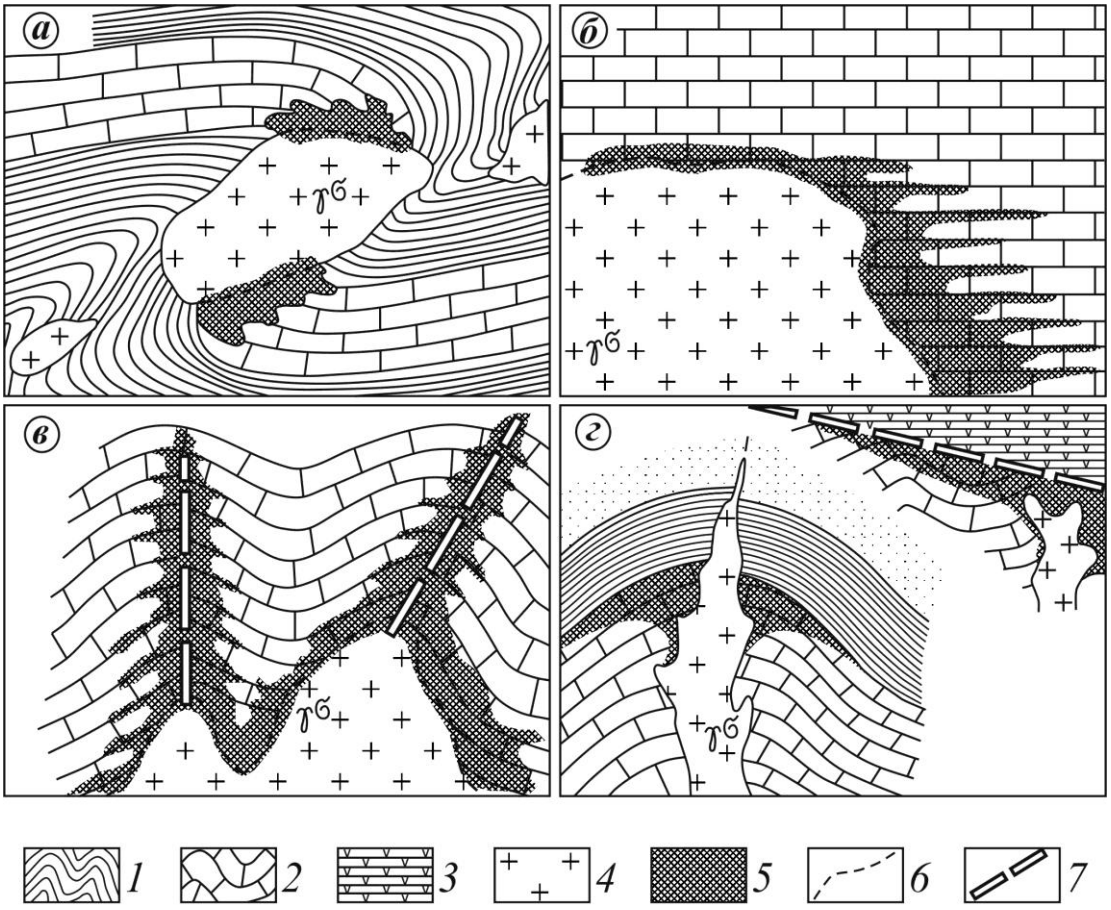


Рис. 56. Різномасштабні фрагменти геологоструктурних ситуацій утворення рудоносних скарнів:
а – вибірковість скарнування осадових товщ (план); *б* – морфометрична залежність зон скарнування від типу інтрузивного контакту (згідний–незгідний); *в* – інфільтраційно-метасоматичні зони вздовж тектоногенних структур, що транслюють та локалізують накладено-скарнове зруденіння купольної частини інтрузиву (розріз); *г* – рудо-екранувальна роль глинистих сланців антиклінальної структури (родовище Тирниауз, Північний Кавказ) та насуву порфіритів (родовище Тетюхе, Сіхоте-Алінь);

1 – глинисті сланці; *2* – вапняки; *3* – порфірити; *4* – гранодіорити ($\gamma\delta$ – масиви, куполи, апікалі, штоки); *5* – рудоносні зони скарнів; *6* – вірогідне положення інтрузивних контактів; *7* – тектонічні порушення прото- та синскарнового закладання.

Структурно-тектонічні чинники ще різноманітніші, а саме:

1) особливе значення має ***тип поверхні контакту*** виверженних та вмісних порід: ***"січний"*** сприяє потужному скарнуванню зі складною системою відгалужень уздовж поро-тріщинуватості нашарувань, тоді як ***"згідний"*** супроводжується витриманим, але малопотужним облямування скарнів (див. рис. 56, *б*);

2) важливі різноманітні системи тектонічних порушень і тріщин, які відіграють подвійну роль: каналів-трансляторів для гідротерм, а місцями і локалізаторів зруденіння (див. рис. 56, *в*);

3) надзвичайно сприятливі структурно-фаціальні елементи, що зумовлюють своєрідний ***"ефект скарнування" зруденіння*** з вибірковим заміщенням порід певної частини розрізу; зокрема, посуви, міжпластові зміщення товщ з перекриттям рудоносних каналів важкопроникними товщами (дтв. рис. 56, *г*), утворення порожнин локального вилуговування вапняків зони дроблення порід з украй різними фізико-механічними властивостями, або наявність антиклінальних структур різного масштабу з тріщинуватими вапняками (у ядрі), що перекриті важкопроникними для гідротерм шарами глинистих сланців (рис. 57).

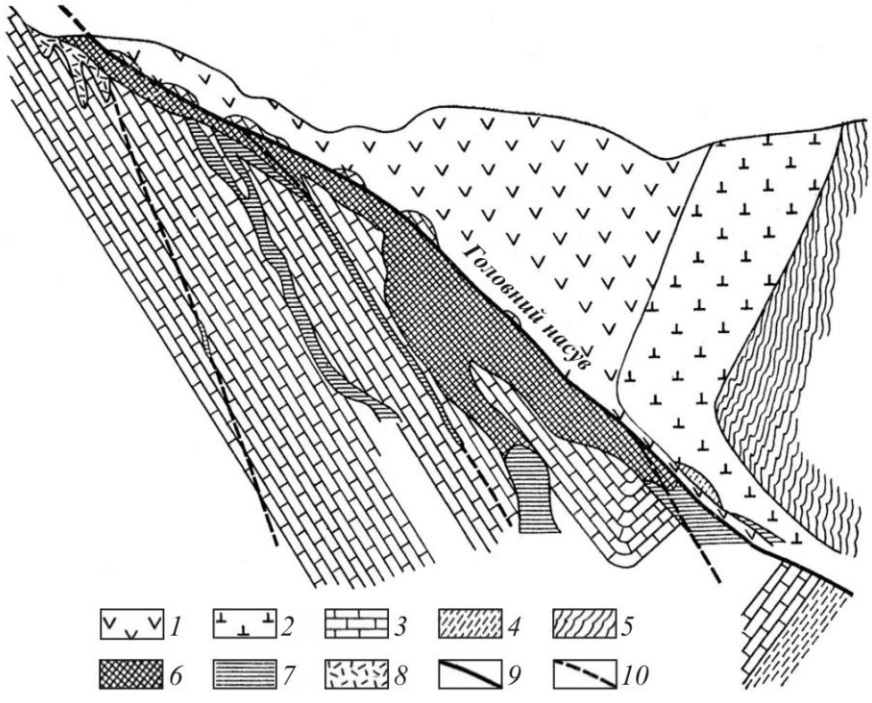


Рис. 57. Схематичний розріз свинцево-цинкового скарнового родовища Верхнє, Далекий Схід Росії, за І. Томсоном і Н. Мозговою: *1* – кварцові порфіри; *2* – андезити; *3* – вапняки; *4* – сланці і пісковики; *5* – кременисті сланці; *6* – скарни; *7* – проекції скарнових тіл; *8* – зона окиснення цинкових руд; *9* – розлом; *10* – передбачувані розломи.

7.3.3 Морфотипія скарнорудних тіл надзвичайно важлива та складна з огляду на вкрай нечіткі межі заміщення вмісних порід рудними мінералами. Залежно від ролі тих чи інших рудоконтролювальних чинників відомі такі форми промислово важливих утворень: 1) ***пластоподібні*** тіла, що безпосередньо тяжіють до скарнованого контакту виверженних порід з карбонатними породами, що полого залягають (наприклад, залізорудні родовища Дашкесан в

Азербайджані та Сарбай у Казахстані, Магнітогорське в Росії та ін.); 2) ***сідлоподібні*** тіла в шарнірних частинах антиклінальних складок, у яких вапнякові ядра перекриті товщами глинистих сланців (рис. 58); 3) ***жилоподібні*** тіла вздовж крутоспадних розломів згідно з контактом вивержених і карбонатних порід (родовище Алтин-Топкан у Середній Азії); 4) ***трубоподібні*** тіла, що приурочені до перехрестя або підчленування двох систем тектонічних порушень (свинцево-цинкові родовища Дальногорського поля в Росії, Кансай у Таджикистані та ін.); 5) ***комбіновані*** за формою тіла руд особливо поширені й нерідко поєднують морфофрагменти декількох попередніх типів, а "розмитість" меж просто унеможливлює будь-яку їхню геометризацію (див. рис. 56).

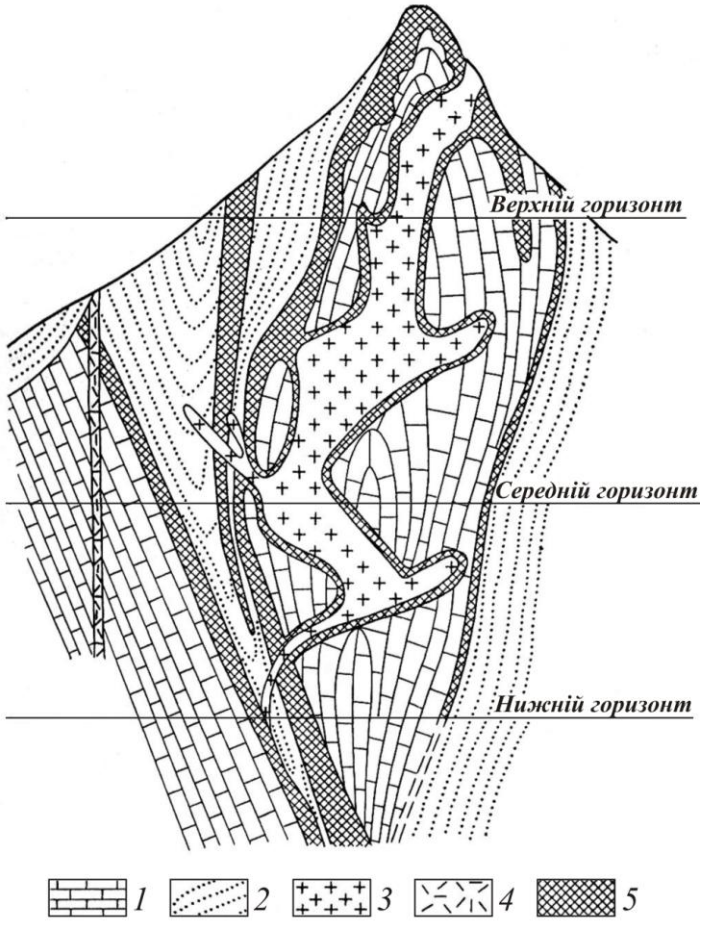


Рис. 58. Схематичний розріз молібден-вольфрамового скарнового родовища Тирниауз, за А. Пеком, в інтерпретації В. Смірнова:
1 – мармуризовані вапняки; *2* – біотитові роговики; *3* – лейкократові гранітоїди; *4* – ліпарити; *5* – скарни.

Мінливість розмірності рудних тіл надзвичайно суттєва і помітно змінюється навіть в одній зоні сканування, зокрема, відомі пластоподібні тіла довжиною від декількох сотень метрів до 1–2 км, потужністю $n \cdot 10$–200 м, із заглибленням понад 1 000 м.

7.3.4. Класифікаційні положення стосовно скарнорудних родовищ, на жаль, поки що недостатньо розроблені. Наявні такі головні принципи їхньої систематики: 1) за розміщенням до інтрузивного контакту – ***ендо-, екзоскарнові, комбіновані*** (за Д. Коржинським); 2) за можливим джерелом рудоносних гідротерм – ***автоскарнові***, що пов'язані зі спорідненим вогнищем, та ***алоскарнові*** – чужорідного походження (за Х. Абдулаєвим); 3) за складом вихідних порід, що перетворені у ***вапнякові, магнезіальні*** та ***силікатні*** скарни (селітні); 4) за температурними фаціями профільних метасоматитів, шо є рудоносними, – ***воластоніт-плагіоклазові, гросуляр-піроксенові, андрадит-епідотові, піроксен-епідотові*** (за В. Жаріковим); 5) за стадіями часового співвідношення з метасоматитами – одночасні ***власне скарнові*** (Fe, W, Mo, B) та більш пізні ***накладено-скарнові*** (Cu, Pb, Zn, інколи U, Be, Sn). У прогнозувально-розшуковій справі базовим є так званий ***рудноформаційний*** принцип поділу родовищ за ***структурно-речовинною*** ознакою. Насамперед, це ***власне-*** та ***накладено-скарнові*** родовища ***магнетит-скарнової*** формації (нерідко кобальтоносні) Північного Уралу (Магнітогорське, Благодатське, Високогірське); Хакасії (Абаканське, Таштагол, Тейське, Тельбес), Казахстану (Соколовське, Сарбай, Качарське), Азербайджану (Дашкесан), Румунії (Банат), Сербії (Бор), Марокко (Риф), США (Майнт-Айрон); важливі ***шеєліт-скарнові*** (часто молібденоносні) родовиша Середньої Азії (Інгічке, Лянгар, Чорух-Дайрон, Майхура), Північного Кавказу (Тирниаузьке), Далекого Сходу (Лермонтовське, Восток II), США (Пайнкрік), Марокко (Азегур), Румунії (Бойтца), Кореї (Санг-Донг – найбільше в складі цієї формації); відомі ***борато-скарнові*** (котоїт-суанітові) та ***боросилікат-скарнові*** (датоліт-данбуритові) родовища Далекого Сходу (Росія). Серед ***накладено-скарнових*** формацій особливо поширені ***борніт-халькопіритова*** (Тур'їнський рудний район Середнього Уралу, Саякський – у Північному Прибалхашші) та ***галеніт-сфалеритова***, зокрема, типові родовища Дальногорського рудного району хребта Сіхоте-Алінь (Тетюхе та ін.), Центрального Казахстану (Кизил-Еспе, Аксоран, Кансай), Південного Казахстану (Алтин-Топкан), США (Лоуренс, Косо

та ін.), Аргентини (Агілар), Мексики (Ельпотосі), Сербії (Трепча), Японії (Кампона); досить рідкісні каситеритоносні скарни (Катпар у Казахстані), флогопітоносні та тальк-пірофілітовмісні (Середній Урал), інколи урано- та золотоносні.

Питання для самоконтролю

1. Що прийнято називати скарнами, скарноїдами, скарноподібними і біляскарновими породами? Як з ними співвідноситься поняття контактово-метасоматичне родовище?
2. Особливості мінерального складу вапнякових, магнезіальних і силікатних скарнів; чим вони зумовлені?
3. Чим відрізняються за складом вапнякові (магнезіальні) ендо- та екзоскарни? Який характер їхньої зональності? Про який тип зональності йдеться – пульсаційний чи фаціальний?
4. Назвіть гірські породи (або їхні сполучення), особливо сприятливі для формування скарнових родовищ.
5. Назвіть структурні чинники, які сприяють розвиткові скарново-рудної мінералізації.
6. Чи можуть магнезіальні ендоскарни формуватися на магматичному етапі, а екзоскарни – на постмагматичному?
7. Назвіть головні корисні копалини, пов’язані з магнезіальними скарнами, вапняками. Наведіть приклади відомих Вам родовищ.
8. На контакті з інтрузивами якого складу карбонатні породи скарновані особливо інтенсивно? Чому?
9. Чи є обов’язковим зачислення вапняково-скарнових родовищ до “гарячого” контакту магматичних порід? Доведіть це на прикладі.
10. Чому скарнові родовища є утвореннями, здебільшого, гіпабісальної зони? Чим це пояснити з фізико-хімічних позицій?
11. Чи формуються вапнякові скарни з інтрузіями габроїдного й ультраосновного складу? Чому?

12. Чим принципово відрізняються геологічне положення та механізм утворення скарнів і контактових роговиків?

13. Чинники, які визначають напрям інфільтраційного і дифузійного переміщення мінеральної речовини. Які масштаби такої міграції?

14. Суть уявлень Д. Коржинського про процеси скарноутворення. Що таке біметасоматоз? Чи можливе утворення всіх скарнових родовищ біметасоматичним шляхом? Якщо так, то чому?

15. Які елементи зачисляють до групи порівняно рухомих; чому їх називають змінно-рухомими?

16. Уявлення П. Пилипенка про формування скарнових родовищ; які дані свідчать про їхню багатостадійну природу?

17. Головні стадії скарноутворення за П. Пилипенком; що таке сухі та водні скарни?

Розділ 8
АЛЬБІТИТОВІ ТА ГРЕЙЗЕНОВІ РОДОВИЩА

8.1. Загальні відомості

Альбітит-грейзеновими називають післямагматичні родовища (головно рідкісних та радіоактивних металів), що просторово та генетично пов'язані з однойменною формацією гідротермально перетворених порід унаслідок процесів ***лужного автометасоматозу кислих та лужних*** інтрузивів гіпабісальної зони. Характерні такі їхні риси:

1) тісний ***просторовий зв'язок*** з купольними та надкупольними елементами споріднених масивів, їхніми апікальними виступами та апофізами (рис. 59);

2) чіткий ***генетичний зв'язок*** з рудоспряженим масивом, що є єдиним речовинно-енергетичним джерелом рудогенерувальної системи впродовж майже всього часу становлення магматичного вогнища;

3) ***своєрідність мінерального складу*** руд і супутніх елементів визначена особливостями міграційного режиму здебільшого Na, K, F, Cl, B і головних рудоутворювальних – W, Mo, Sn, Be, Li, Zr, Ta, Nb, U, Th;

4) визначальною рисою мінералоутворювального процесу є ***еволюційна зміна кислотно-лужного*** (pH) та ***окисно-відновного*** (Eh) режиму з відповідною зміною хімічного типу гідротерм у процесі їхнього просочування і взаємодії з породами спорідненого інтрузиву;

5) ***автометасоматичних змін*** зазнають як породи ***материнських*** інтрузивів, так і ***вмісні*** – різноманітні алюмосиликатні, інколи карбонатні (табл. 5); специфічність рудовмісних метасоматитів визначена процесами ***вертикально смпрямованої міграції***, перш за все ***лужних компонентів*** (Na, K) з послідовним утворенням зони ***альбітитів*** (по інтрузивних породах), а ***вище – грейзенів*** (частково по альбітитах периферійної підзони – "ендоконтактові грейзени", однак, зазвичай, по алюмо-силікатних породах покрівлі – ***"екзоконтактові грейзени"***) (рис. 60).

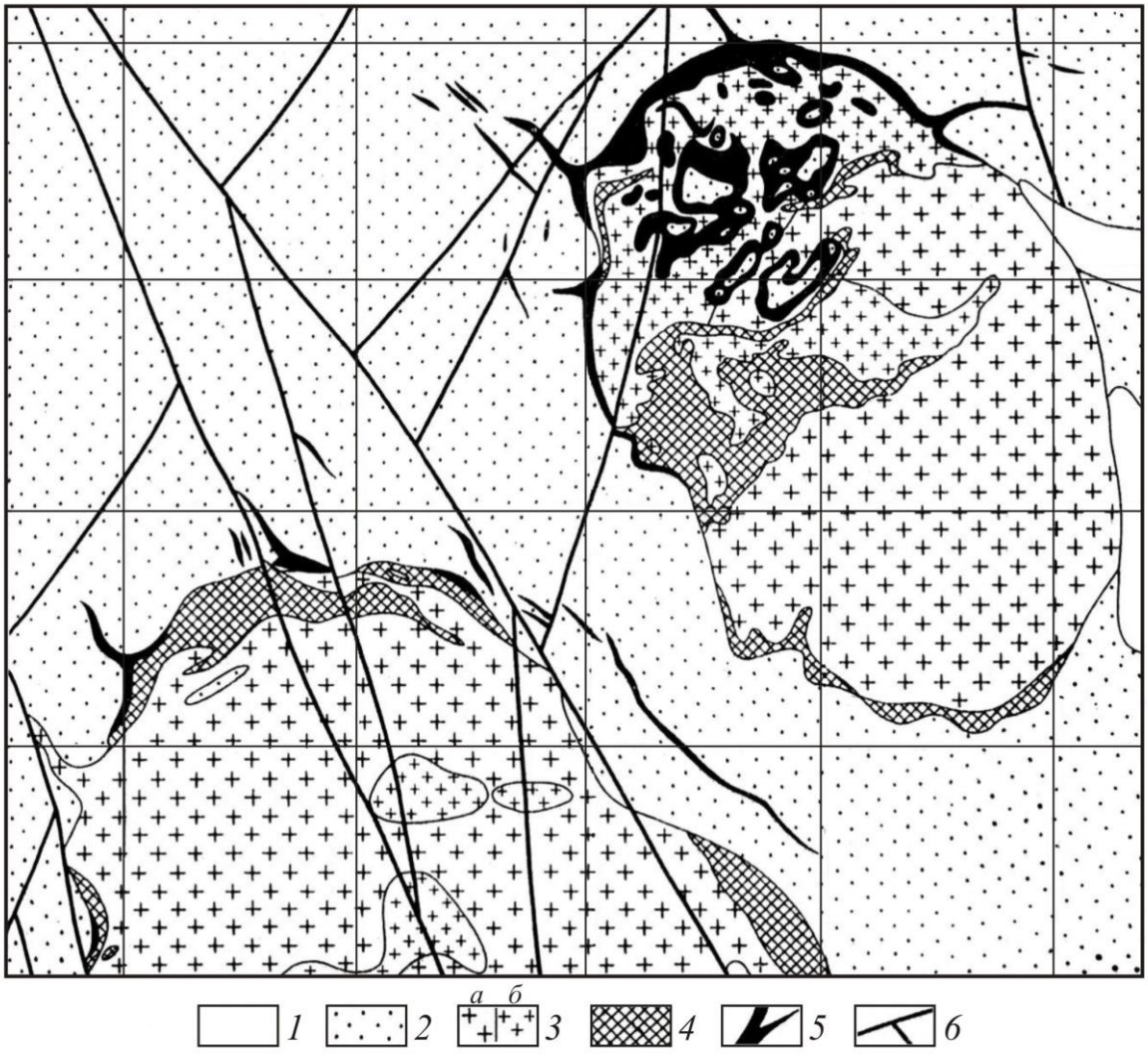


Рис. 59. Схема геологічної будови альбітитових масивів, Казахстан, за В.Бєловим та ін.:
1 – четвертинні суглинки; *2* – алевроліти і туфопісковики; *3* – альбітити ранні (*а*) і пізні (*б*); *4* – пегматоїдні граніти; *5* – рибекітові та егіринові метасоматити; *6* – тектонічні порушення.

Альбітитами називають (А. Беус, 1950 р.) здебільшого лейкократові відміни порід, що сформовані під час процесів ***натрового метасоматозу*** (винесення калію) мікроклінізованих гранітоїдів припокрівельної частини масивів; нерідко характерна порфіроподібна будова метакристалів мікрокліну (до 2–3 см) і кварцу серед основної дрібнозернистої маси альбіту з включеннями лужних піроксенів, амфіболів, слюд (егірин, рибекіт тощо).

Грейзени (А.-Г. Вернер, 1971 р.) формуються дещо пізніше, унаслідок процесів ***калієвого метасоматозу*** (винесення натрію) по альбітитах та алюмосилікатних породах покрівлі рудоносного масиву; особливості мінерального складу породи відображені у назві (з німецької – “той, що легко

розщеплюється”): ідеться про досконалу спайність мусковіту, що є головним у різних кількісних співвідношеннях з кварцом, часто типоморфні топаз, берил, флюорит, турмалін (шерл), нерідко наявні релікти недозаміщених польових шпатів.

Таблиця 5

Узагальнена схема вертикальної зональності автометасоматитів купольної та надкупольної частин гранітоїдних масивів, за В. Смірновим

Типи вихідних порід	Типи метасоматитів*	Мінеральні типи фаціальних зон (за часом утворення)
Граніти нормального ряду	Альбітити ендоконтактові	5. Грейзен ендоконтакту 4. Альбітит 3. Альбітизований граніт 2. Двослюдяний граніт з мікрокліном 1. Біотитовий граніт (не змінений)
Алюмосилікатні породи різної природи (ефузиви, туфи, сланці, алевроліти, пісковики тощо)	Грейзени *екзоконтактові* *ендоконтактові*	11. Гідротермаліти з сульфідами 10. Окварцьовані породи 9. Серицитизовані породи 8. Адуляризовані породи 7. Турмалін-кварцовий грейзен ***екзо***контакту 6. Мусковіт-кварцовий грейзен ***екзо***контакту 5. Топазовий грейзен ***ендо***контакту 4. Топаз-кварцовий грейзен ***ендо***контакту 3. Кварцовий грейзен ***ендо***контакту 2. Мусковіт-кварцовий грейзен ***ендо***контакту 1. Грейзенізований граніт ***ендо***контакту
Основні та ***ультраосновні*** виверженні породи	Слюдити (магнезіально-залізисті з тальком, актинолітом) *екзоконтактові* *ендоконтактові*	6. Хлоритизований амфіболіт 5. Отальковий амфіболіт 4. Актиноліт-флогопітова зона ***екзо***контакту 3. Біотит-плагіоклазитова зона ***екзо***контакту 2. Флогопіт-плагіоклазитова зона (з кварцом) 1. Грейзенізований граніт ***ендо***контакту
Вапнякові породи різного походження	Скарноїди (з флюоритом, топазом, турмаліном) *екзоконтактові* *ендоконтактові*	6. Кварц-сульфідизовані та флюоритизовані 5. Турмалін-флюоритизована зона ***екзо***контакту 4. Топаз-флюоритова зона ***екзо***контакту 3. Слюдяно-флюоритова зона ***екзо***контакту 2. Скарновані мармури **екзо**контакту 1. Грейзенізовані граніти ***ендо***контакту

* Штрихом позначене положення інтрузивного контакту екзо- та ендоконтактової зони метасоматитів.

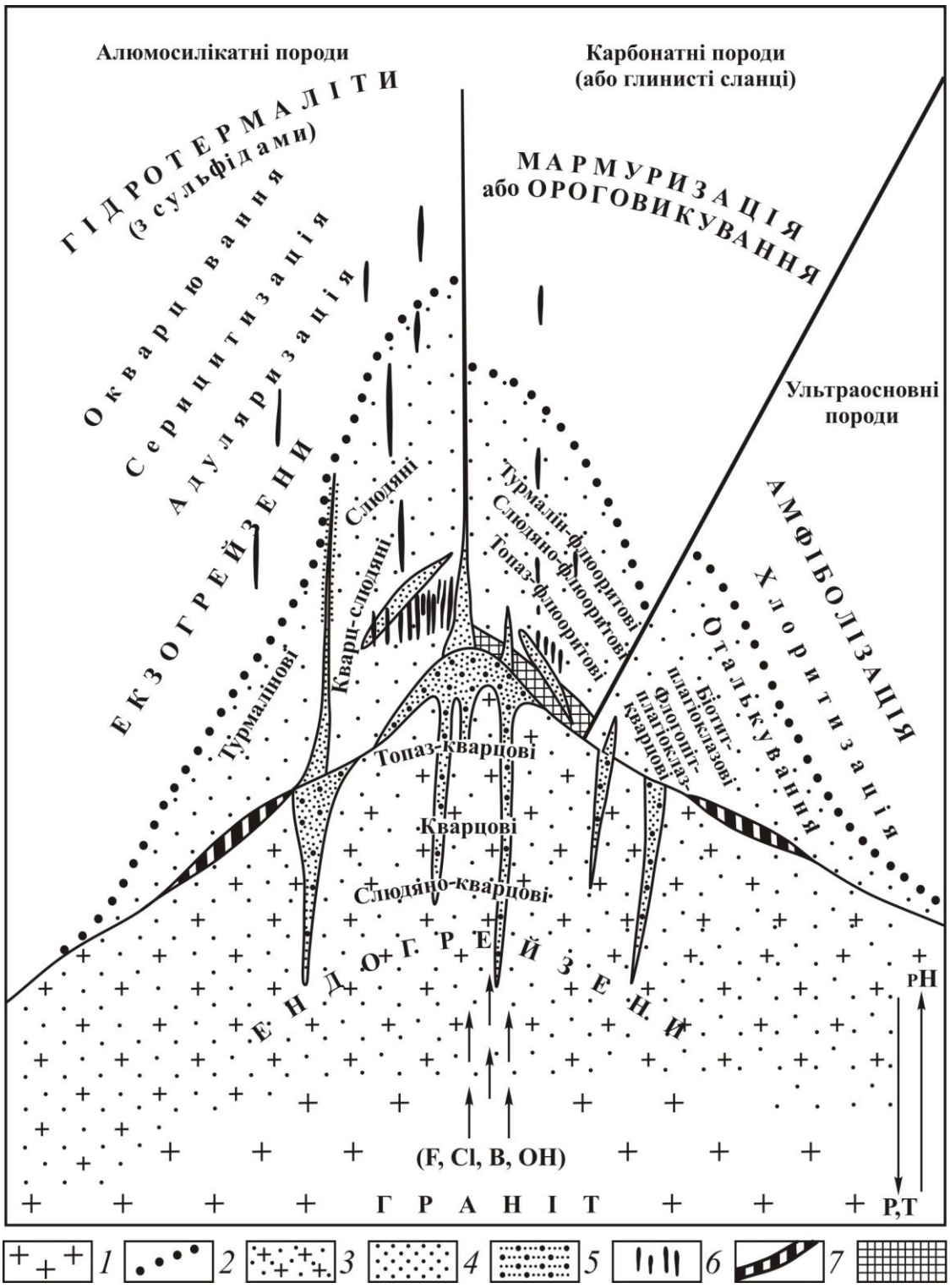


Рис. 60. Принципова схема зональності грейзенів, за Г. Щербою:
1 – калішпатизовані граніти інтрузиву; *2* – верхня межа процесів грейзенізації; *3* – грейзенізовані альбітити ендоконтакту; *4* – грейзенізовані породи покрівлі; *5* – власне грейзени; *6* – потенційно рудоносні кварцові жили і штокверки; *7* – пегматити; *8* – скарни.

Отже, зони альбітитів та грейзенів, які є результатом еволюційного розвитку єдиного речовинно-енергетичного джерела, пов’язані між собою спільністю геолого-структурних, фізико-хімічних умов утворення і, певною мірою, місцем локалізації. Випадки їхнього “окремішого” розвитку виявляються

лише на кількісному рівні, оскільки процеси альбітизації більше поширені у зв'язку зі становленням гранітних інтрузивів лужного ряду, а грейзенізації – нормального. В узагальненому вигляді можна говорити про досить чітку кореляцію у вертикальному розрізі поведінки лужних (Na^+, K^+) та деяких угруповань рудоутворювальних компонентів (рис. 61). Тому на рівні промислових концентрацій із зонами альбітитів частіше пов'язане зруденіння ***танталo-ніобатів***: танталіт ((Fe, Mn)(Ta, $Nb)_2O_6$), колумбіт ((Fe, Mn)(Na, $Ta)_2O_6$), лопарит ((Na, Ca, Ce)(Nb, Ti)O_3), пірохлор ((Na, Ca, Ce, $Th)_2$(Nb, Ta, $Ti)_2O_6$[F, OH]); ***торію-урану***: торит (Th[SiO_4]), уранініт (UO_2), ***цирконію***: циркон, малакон (Zr[SiO_4]). Для грейзенів характерне ***рідкіснометалеве*** зруденіння у вигляді кварцових жил або штокверків, іноді штокшейдерів (мінералізованих куполів) з вольфрамітом (гюбнеритом) ((Fe, Mn)WO_4), молібденітом (MoS_2), каситеритом (SnO_2), берилом ($Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$), хризоберилом ($BeAl_2O_4$), топазом, флюоритом, літієвими слюдами (лепідоліт, цинвальдит), сульфідами (халькопірит, пірит, бісмутин, сфалерит) тощо.

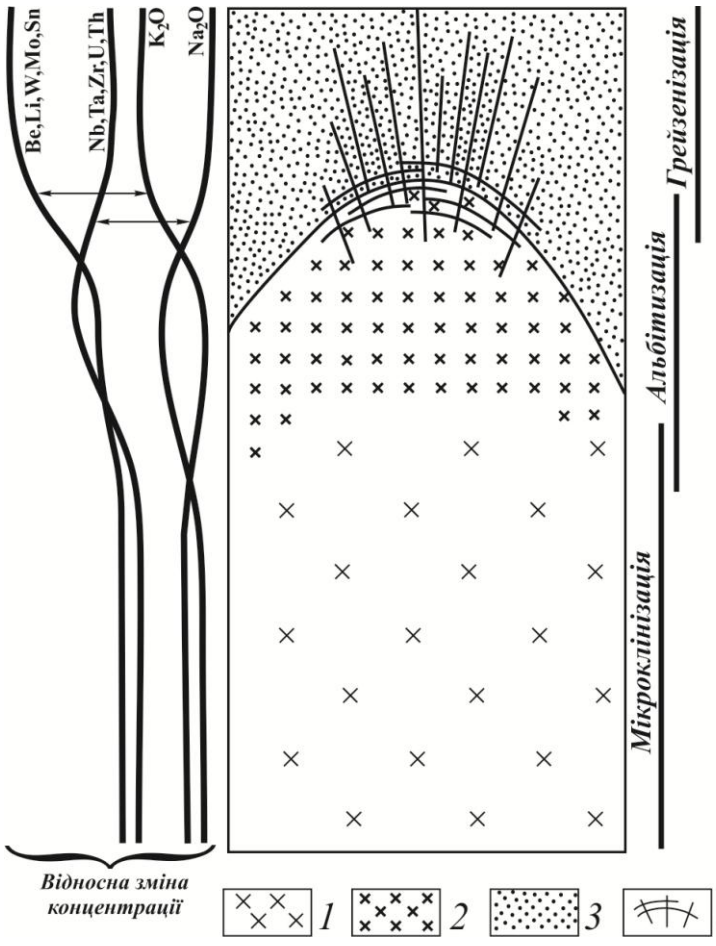


Рис. 61. Схема перерозподілу деяких елементів під час метасоматичного перетворення гранітів, за В. Смірновим:
1 – мікроклінізований граніт; *2* – альбітит; *3* – грейзенізовані породи покрівлі; *4* – рудоносні кварцові жили і штокверки.

8.2. Фізико-хімічні умови та стадійність утворення

Родовища, що сформувалися в зонах поширення альбітитів та грейзенів, є наслідком ***багатостадійної*** дії ***високотемпературних*** (600–500 ºС і нижче), ***хімічно активних*** (головно, галоїдно-***гідротермальних***) розчинів на масу вже розкристалізованих магматичних порід купольної частини ***спорідненого*** масиву. Процес відбувається, за даними Г. Щерби, на ***глибинах від 5–4 до 2–1,5 км***, що забезпечує достатній масштаб магматичної дистиляції. Рудоутворення відбувається за участю декількох (трьох–чотирьох) порцій розчинів в ***однонаправленому режимі зниження*** термодинамічних параметрів (600–500 до 250 ºС, 1 200–400 атм), проте з чітко ***інверсійними*** змінами кислотно-лужних умов – від слабколужних до кислотних та знову до лужних. Саме в цьому полягає змістовна квінтесенція процесів лужного автометасоматозу, що й зумовлює в цьому разі всю своєрідність зруденіння загалом.

За А. Беусом, уся низка процесів автометасоматичного перетворення порід і супутнього зруденіння складається з двох гілок (рис. 62) – ***прогресивної кислотності*** (здебільшого рудопродуктивна) та ***регресивної*** (післяпродуктивна, що є початком власне гідротермального мінералоутворення). За даними гомогенізації флюїдних включень у мінералах прогресивна гілка процесів розвивалася за участю ***газоподібних*** надкритичних розчинів, а регресивна відповідає дії вже зріджених гідротерм. Відповідно, розрізняють етапи – ***кислотного вилуговування*** та ***облуговування*** порід – виділенням п’яти стадій: 1) ранньої мікроклінізації, 2) ранньої альбітизації, 3) грейзенізації, 4) пізньої альбітизації, 5) пізньої мікроклінізації. Кожна з них відповідає певному режиму міграції головних лужних компонентів (K^+, Na^+) за умов закономірної зміни так званих інтенсивних (тиск, температура, хімізм – РТХ) фізико-хімічних параметрів системи та супроводжується новим типом зруденіння в межах ядерної, купольної та надкупольної частини материнського масиву.

Отже, перша стадія – ***ранньої мікроклінізації*** – є наслідком калієвого автометасоматозу порід ядерної частини масиву під впливом ранньої газоподібної порції термобаронадкритичних (600–550 ºС) лужних дистилятів з

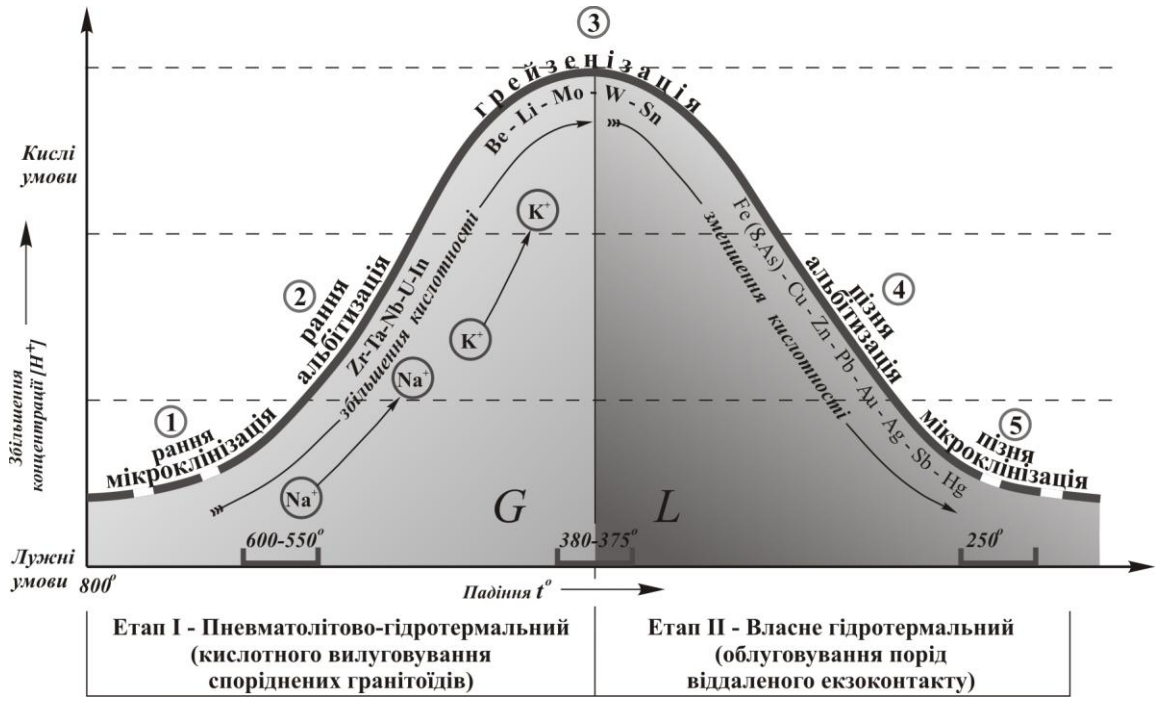


Рис. 62. Загальна схема стадійності та фізико-хімічного режиму рідкіснометалевого зруденіння альбітит-грейзенового типу, за А. Беусом.
Показана вірогідна позиція пізніших металоносних утворень зони віддаленого екзоконтакту гранітоїдного масиву (власне гідротермальний етап). Фоном позначено області еволюції агрегатного стану гідродинамічної системи: *G* – газоподібна, *L* – рідинна.

магматичного вогнища; під час поступового охолодження та відповідного збільшення кислотності розчинів (“кислотно-фільтраційний” ефект)* зростала й інтенсивність процесів вилуговування натрію, що насичував флюїди наступних порцій. Так виникала передумова розвитку другої стадії – ***ранньої альбітизації,*** яка є наслідком ***натрового автометасоматозу*** переважно ***периферійних*** частин масиву під впливом ущільнених газів у діапазоні 550–450 ºС; подальше зростання кислотності зумовлює заміщення в складі мінералів активнішого і рухливішого йона K^+ порівняно слабким і менш рухливим Na^+: виникає парагенезис альбіт-егірін-рибекіт. Третя стадія – ***грейзенізації*** алюмосилікатних порід покрівлі, частково периферійної підзони альбітитів – відбувається зі зниженням термобаричного режиму (470–300 ºС), ущільненням, а потім і конденсацією післямагматичних дистилятів, відтак рівень їхньої кислотності

* Експериментально доведено, що в умовах тривалої односпрямованої фільтрації (через породи) нейтрального водного флюїду його найдрібніші і тому найрухоміші складові (наразі йони H^+) створюють своєрідний хімічно-активний фронт – випереджувальну “хвилю” метасоматичних процесів кислотного вилуговування: саме в цьому закладена і передумова подальшої нейтралізації флюїду як наслідок поступового його насичення лугами.

набуває найбільших значень, що зумовлює вилуговування спочатку Na^+, а потім і K^+ з утворенням кварц-серицитових (грейзени) і майже безслюдистих метасоматитів (вторинні кварцити). Четверта і п'ята стадії – ***пізньої альбітизації***, а потім ***пізньої мікроклінізації,*** – за масштабністю мінералізації значно поступаються попереднім. Вони виявлені у вигляді системи малопотужних прожилків альбіту і пізнішого адуляру та є наслідком попередніх процесів інтенсивного насичення лугами, а відтак і закономірно поступової нейтралізації гідротерм середньотемпературного діапазону (300–250 ºС) з подальшим облуговуванням порід надінтрузивної зони.

8.3. Геологічні умови утворення

8.3.1. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями. Родовища цієї генетичної групи формувалися переважно в орогенний (інверсійний) етап розвитку геосиклінальних областей у зв'язку зі становленням ***гранітоїдних*** комплексів зони ***центральногеосинклінальних піднять***; притаманні зонам ***тектономагматичної активізації*** платформ у зв'язку з інтрузивами ***лужного*** складу. В обох випадках рудоносними є масиви виверженних порід середнього- та менш глибинного закладання, що зумовлювало достатньо високу інтенсивність і масштабність процесів магматичної дистиляції. В геосинклінальних областях рудоносні масиви гранітоїдів (за термінологією А. Беуса, ***"апогранітів"***) можуть бути представлені формаціями як ***нормальних*** (двослюдяних), так і ***лужних гранітів***; на платформах – переважно ***лужними*** масивами ***"апосієнітів"*** (по лужних та нефелінових сієнітах).

За віком утворення відомі родовища від докембрійських до альпійських часів, однак найбільші поширені в ***герцинських*** (Казахстан, Росія (Сибір), Німеччина, Австралія, країни Африки) та ***кіммерійських*** (Китай, Монголія, острови Тихоокеанського архіпелагу) структурах. Для більшості регіонів характерним є досить чіткий структурний контроль поширення цього типу зруденіння. Найчастіше воно групується у вигляді "рудних поясів" довжиною до 1 000–1 200 км. Їхнє положення визначене приуроченням материнських

апоінтрузивів до протяжних регіональних структур різного типу. Зокрема, у геосинклінальних областях це ***центральноосьові антиклінорії***, уздовж яких інтрудували материнські масиви гранітоїдів чистої лінії (Калба-Наримський пояс Східного Казахстану); інколи – ***глибинні розломи***, що контролюють цілі "пояси" малих інтрузивів гранітоїдів лужного ряду (Успенська зона зминання, Центральний Казахстан). У межах платформ подібну роль відіграють більш потужні зони ***регіональних розломів*** (так звані зони тектономагматичної активізації), уздовж яких трасуються "пояси", інколи окремі "вузли" поширення штокоподібних інтрузивів лужних і нефелінових сієнітів (Південна Африка Африка).

8.3.2. Геологічна структура родовищ, що пов'язані з зонами альбітитів і грейзенів, неоднакова. Найчастіше вона визначена тим, що альбітити утворюються дещо раніше (див. рис. 60–62), у ***тиловій частині фронту метасоматичних процесів*** за участю більш високотемпературних (надкритичних) слабколужних розчинів. Грейзени розпочинали формуватися помітно пізніше і, здебільшого, у ***фронтальній частині*** колони автометасоматитів за участю менш високотемпературних газово-рідинних суттєво кислих розчинів. Відповідно, відрізняються і морфометричні характеристики супутнього зруденіння: в альбітитових переважають пластоподібні тіла метасоматичного заміщення, що не мають чітких меж і картовані лише за даними опробування (розміри зон $n \cdot 100$ м – 1 км, руди вкраплені з рівномірним розподілом корисних компонентів), а грейзени супроводжуються рудними тілами штокверкового і прожилково-жильного типу (рис. 63) з нестійким вмістом корисних і супутніх елементів.

Структурні особливості та масштабність зруденіння визначені роллю таких чинників: 1) найсприятливішим є ***незгідне*** положення інтрузивного контакту щодо площин нашарування вмісних товщ (***згідний*** характер контакту, як у випадку зі скарнами, є несприятливим); 2) наявність ***порожнин купольного відшарування*** та ***тріщин відокремлення*** порід як наслідок контракції в разі

просідання покрівлі рудного масиву; 3) важливим є характер співвідношення структурних елементів, що пов'язані з розрядкою ранньомагматичних напружень материнського вогнища – ***радіальних, конусоподібних*** та пізніших ***кільцевих*** тріщин просідання; 4) рудолокалізувальну роль нерідко відіграють різноманітні тіла ***експлозивних брекчій***, так звані трубки "газових вибухів" тощо; 5) для зруденіння в зонах грейзенізації не менш важливими є власне ***тектоногенні системи*** порушень у вигляді тріщин "сколювання" та "відриву".

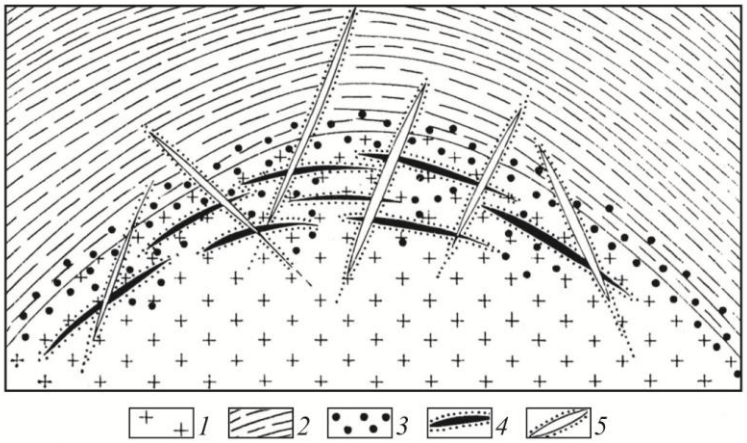


Рис. 63. Схема розвитку геологічної структури під час процесу грейзенізації, за І. Григор'євим; спрощена:
1 – граніти; *2* – пісковики і сланці; *3* – зона передрудної грейзенізації гранітів і вмісних порід; *4* – жильні та штокверкові грейзени ранньої (*а*) і пізньої (*б*) стадій.

Відповідно, розрізняють і морфометричні типи рудних тіл: для зон поширення альбітитів характерні ***пласто-лінзоподібні*** поклади, що певною мірою згідні з ендоконтактовою зоною материнського інтрузиву, можливі також ***штоко- та гніздоподібні*** тіла; грейзени супроводжуються переважно ***штокверково-жильним*** типом зруденіння грубоізометричної або чітко витягнутої в плані конфігурації (див. рис. 63).

8.4. Класифікація родовищ альбітит-грейзенової групи

Проблема систематизації цих утворень полягає в тому, що хоча за природою вони і взаємозумовлені стадійним характером розвитку процесів лужного метасоматозу, однак за масштабністю розвитку головних його мінеральних стадій (див. рис. 62) досить чітко тяжіють до різних магматичних формацій: ***альбітитові*** – до масивів сієнітів та нефелінових сієнітів, а ***грейзенові*** – до гранітоїдних. Відтак відповідні генетичні класи родовищ відрізняються не тільки за характером магматичних зв'язків та навколорудних метасоматитів, а й за особливостями геотектонічної позиції, геологічної

структури, морфометрії рудних тіл, специфікою мінералого-геохімічних асоціацій за суттєвої відмінності фізико-хімічних параметрів рудогенезу загалом.

8.4.1. Клас альбітитових родовищ. Представлені, головно, метасоматично-вкрапленими покладами (пласти, лінзи, гнізда) ендоконтактової зони спорідненого інтрузиву, винятково серед альбітитів, з якими пов'язані і просторово, і генетично. Характер асоціацій промислово цінних металів певною мірою залежить від типу вихідних порід, що альбітизовані: у випадку гранітів нормального або слабколужного ряду провідними є Be, Ta, Nb, U, Th, Rb, сієнітів – Zr, Nb, Tr ітрієвої або церієвої групи. Розподіл корисних компонентів здебільшого рівномірний, межі рудних тіл нечіткі, часто їх визначають за даними опробування відповідно до кондицій. Найважливішими, за В. Смірновим, є родовища таких рудних формацій.

1. ***Колумбітоносні альбітизовані апограніти***, що поширені в геосинклінальних областях і представлені пластоподібними покладами вкраплених руд з характерною асоціацією колумбіту ($(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$); пірохлору ($(Na, Ca)(Nb, Ta)_2O_6(F, OH)$), циркону ($Zr[SiO_4]$); родовища типу Кафф у Нігерії.

2. ***Танталіто-берилоносні альбітизовані, частково грейзенізовані апограніти,*** що поширені в областях консолідованої складчастості типу Забайкалля (Росія) і тяжіють до апікальних виступів споріднених інтрузивів, частково їхньої тріщинуватої покрівлі (пласто-, гніздоподібні тіла тонкопрожилково-вкраплених руд досить широкого геохімічного профілю – Be, Ta, Nb, Li, Sn, W, Pb, Se, F), головні рудоутворювальні мінерали: берил ($Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$), танталіт ($(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$), часто колумбіт.

3. ***Ніобієво-циркононосні альбітизовані апосієніти,*** що контрольовані лінійними зонами тектономагматичної активізації (ТМА) платформ, інколи структурами центрального типу карбонатитоносних комплексів; характерні пласто-, лінзоподібні тіла вкраплених руд з чіткою геохімічною спеціалізацією

(Nb, Zr, Tn) мінерального парагенезису, здебільшого – пірохлору, циркону (малакону), ториту ($Th[SiO_4]$), ортиту ($(Ca, Ce)_2(Fe, Mg)Al_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$).

4. ***Урановосно-альбітитова,*** що відома в складі масивів апогранітів (геосинклінальні області) та апосієнітів (ТМА платформ, щитів); за морфометрією покладів та текстурно-структурними рисами зруденіння подібна до попередніх формацій, геохімічна спеціалізація – U, Zr, Fe, P, мінеральний парагенезис – уранініт (UO_2), альбіт, егірин, родусит-азбест. Важливі родовища стратегічно-енергетичного значення відомі в Казахстані, Китаї, Україні (Жовті Води).

8.4.2. Клас грейзенових родовищ. Серед родовищ, що генетично та просторово тісно пов'язані з зонами грейзенізації алюмосилікатних порід, доцільно розрізняти два підкласи: ***ендогрейзенової*** підзони та ***екзогрейзенової.*** Перші формувалися під час максимального нарощування процесів кислотного вилуговування шляхом заміщення фронтальних зон альбітитів купольної частини рудоносних масивів (штокверки, зони прожилково-вкраплених руд); другі – дещо пізніше, наприкінці стадії кислотного вилуговування (умовно перехід до стадії облуговування) алюмосилікатних порід покрівельної частини з утворенням системи кварцових жил або жильно-штокверкових зон. Промислове значення мають такі рідкіснометалеві рудні формації з досить однотипною геохімічною спеціалізацією: W, Mo, Sn, F, B.

1. ***Кварц-каситеритова***, яка відіграє провідну роль у створенні сировинної бази олововидобування і є джерелом формування великих розсипищ, особливо в Південно-Східній Азії; характерна для апікальних виступів гранітоїдних масивів з переходом від штокверків (в екзогрейзенах) до жильних зон (в ендогрейзенах), типовим є кварц-каситеритовий (SnO_2) парагенезис з вольфрамітом $(Mn, Fe)WO_4$, молібденітом MoS_2, бісмутином Bi_2S_3, мусковітом та польовим шпатом. Приклади родовищ – Ононське, Етика, Хаканджа (Забайкалля), Іультінське (Східна Якутія), Тигрине (хребет Сіхоте-Алінь), Джидінське (Інкурський штокверк, Бурятія), Панаскейра (Португалія),

Сіхуаншань (Китай), особливо відомі оловоносні провінції півострова Корнуол (Англія) та Південно-Східної Азії (Китай, Бірма).

2. ***Кварц-вольфрамітова***, що в багатьох аспектах геологічної структури родовищ, морфометрії рудних тіл та їхніх мінералого-геохімічних характеристик подібна на попередню та інші грейзенові формації, однак постійне домінування в рудах або вольфрамітової, або гюбнеритової складової надає їй провідного значення в галузі світового вольфрамовидобування. Приклади родовищ – Цзянсі (Китай), Акчатау, Верхнє Кайракти, Караоба, Коктенколь, Нура-Талди, Шалгія (Центральний Казахстан), Джидінське (Холтосонські жили, Бурятія), Бом-Горхон, Білуха, Букука (Забайкалля), Мучі (Бірма), Кемп (Австралія).

3. ***Кварц-молібденітова*** пов'язана взаємопереходами з попередньою формацією, однак для неї характерне поширення у кварцових жилах, головно, молібденіту за підпорядкування майже всіх інших мінералів власне грейзенового парагенезису (гюбнерит, вольфраміт, каситерит, бісмутин, мусковіт, польові шпати, інколи флюорит, турмалін, топаз). Приклади родовищ – Східний Коунрад, Джанет (Центральний Казахстан), Парагайчай (Азербайджан), Шахтама, Бугдая, Чікой (Східне Забайкалля).

4. ***Комплексна рідкіснометалева*** (W, Mo, Sn, Be) генетично пов'язана переважно із середніми за розміром інтрузивами лейкократових гранітів (аляскіти), рудовмісними (штокверки, жили) є ендо- та екзогрейзени. Специфічна також порівняно широка геохімічна асоціація – W, Mo, Sn, Be, Li, F; мінеральний парагенезис руд, крім головних мінералів (кварц, вольфраміт, гюбнерит, молібденіт, каситерит), охоплює берил ($Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$), хризоберил ($BeAl_2O_4$), літієві слюди (лепідоліт, цинвальдит), топаз, флюорит, нерідкісними є сульфіди – пірит, халькопірит, бісмутин, сфалерит. Генотипні приклади родовищ Караоба, Нура-Талди (Центральний Казахстан), Циннвальд (Чехія), Альтенберг (Німеччина) тощо.

Питання для самоконтролю

1. Які метали типоморфні для альбітитових і грейзенових родовищ?

2. Що таке рідкіснометальні апограніти; апосієніти? У яких геотектонічних зонах вони трапляються?

3. Для якої глибинної зони земної кори – абісальної чи гіпабісапьної – характерні альбітити і грейзени?

4. Чому альбітитові та грейзенові родовища зачисляють до автометасоматичних? Чи є риси, що зближають їх зі скарновими родовищами?

5. Назвіть головні петрохімічні особливості гірських порід, з масивами яких генетично пов’язані типові альбітитові і грейзенові родовища?

6. Чи спричиняє генетична спряженість процесів альбітизації і грейзенізації просторову суміщеність альбітитових і грейзенових родовищ? Чому?

7. Загальні уявлення про процеси лужного метасоматозу на прикладі мінеральних перетворень під час альбітизації гранітів.

8. Суть процесів грейзенізації; чим відрізняються грейзени за умовами утворення та мінеральним складом від вторинних кварцитів?

9. Назвіть типоморфні мінерали апьбітитів і грейзенів; які з них є рудоутворювальними?

10. Процес кислотного вилуговування; які зміни мінерального та хімічного складу гранітів він зумовлює?

11. Поясніть причини інверсійної зміни кислотності постмагматичних розчинів з максимумом поблизу 400 °С?

12. У чому суть кислотно-фільтраційного ефекту? Яка його геологічна інтерпретація?

13. Чому саме на стадії грейзенізації досягається максимальна кислотність розчинів і вони переходять у рідкий стан? За якої температури відбувається цей перехід?

14. З чим пов’язане зниження кислотності розчинів наприкінці стадії грейзенізації; чим вона замінюється?

15. Які рівні ерозійного зрізу (глибокі чи мілкі) материнських інтрузивів найсприятливіші для розшуків альбітитових і грейзенових родовищ? Чому?

Розділ 9
ГІДРОТЕРМАЛЬНІ РОДОВИЩА

9.1. Загальні відомості

Гідротермальними називають родовища, що утворилися внаслідок кристалізації мінеральної речовини з термальних, складно мінералізованих газово-рідинних водних розчинів підземної циркуляції різного походження – магматогенного, метаморфогенного, глибинно-мантійного або поверхнево-метеорного; нерідкісні комбіновані варіанти їхніх першоджерел. Уперше поняття "гідротермальні родовища" вжив 1897 р. французький геолог де Лоне, який припускав рудоутворювальну роль винятково рідинних фаз власне водних систем. У процесі комплексних досліджень багато видатних геологів XX ст. (А. Бетехтін, А. Грейтон, М. Єрмаков, С. Левицький, В. Ліндгрен, Т. Ловерінг, С. Смірнов, Г. Шнейдерхен та ін.) дійшли висновку, що у формуванні гідротермальних родовищ різних глибин брали участь не тільки рідинні, а й газоподібні, часто надкритичні (так звані пневматолітові) фази розчинів, до того ж вони мали не просто водний, а здебільшого вуглекислотно-водний склад із поширенням на глибині навіть вуглеводневих сполук. Тому сучасне трактування терміна "гідротермальні родовища" є доволі широким з виділенням їхніх "власне гідротермального" і "пневматолітово-гідротермального" типів різного термобарично-градієнтного діапазону розвитку (Лазько и др., 1981; Бобров та ін., 2004). Уявлення Т. Шнейдерхена про можливість існування родовищ "власне пневматолітового" типу виявилися, за даними термобарогеохімічних та фізико-хімічних експериментальних досліджень (М. Єрмаков, Є. Лазько, М. Хітаров та ін.), не зовсім коректними: у природних геологічних умовах шляхи фізико-хімічної еволюції пневматолітових систем завжди пов'язані з переходом до порівняно високощільних фаз зріджених гідротерм.

Загалом гідротермальні родовища належать до найпоширеніших і різноманітних утворень, які вже давно людина використовує для видобування низки, якщо не переважної більшості, металевих і неметалевих корисних копалин, зокрема, кольорових, благородних, рідкісних і радіоактивних, частково

– чорних металів. Вони є головними об'єктами високоцінних *комплексних* Cu–Mo, Pb–Zb, Au–Ag, Mo–W–Sn, Hg–Sb, Cd–In, Re–Ga–Ge, Th–Se–Ag та інших руд. З неметалевих дуже важливими є родовища флюориту, ісландського шпату, гірського кришталю, магнезиту, бариту, різноманітного ювелірного та виробного каміння.

Скупчення корисних копалин гідротермального походження формувалися, головно, двома шляхами: 1) унаслідок *заповнення* (мінералами) різноманітних порожнин у гірських породах, крізь які могли просочуватися розчини (це так звані "тіла *виповнення"*); 2) шляхом "*заміщення*" (гідротермальними мінералами) певних шарів гірських порід, які за складом і структурою є найсприятливішими для процесів метасоматозу (це так звані *гідротермально-метасоматичні* тіла). Отже, форма рудних тіл гідротермального походження в загальному випадку залежить або від *морфології* рудовмісних порожнин, або від форми (*контурів*) ділянок чи шарів порід, що заміщуються більш чи менш інтенсивно. Тобто стосовно "бічних" (рудовмісних) порід гідротермальні руди завжди є *епігенетичними*. Проте порожнини, що їх локалізують, можуть бути як епігенетичними, так і сингенетичними до навколишніх порід.

Сингенетичні елементи рудовмісних товщ представлені: 1) здебільшого *міжзерновими інтерстиціями*, так званими порами навколо зерен породоутворювальних мінералів, що порівняно стійкі до гідротермального заміщення; 2) важливі *площини нашарування* осадових товщ; 3) *газово-міаролові* порожнини, що залишаються після газових пухирів серед ефузивних порід з мигдалекам'яною структурою.

Епігенетичні елементи локалізації гідротермальної мінералізації різноманітні: 1) особливо важливі *порожнини розчинення* порід у зонах карстування (суфозії) різної масштабності; 2) тріщинуватість у зонах *теплової контракції* магматичних порід, що утворилися внаслідок зменшення їхнього первісного об'єму в процесі поступового вистигання; 3) *метаморфогенні* порожнини як наслідок перекристалізації мінеральних агрегатів (у разі домінування процесів динамометаморфізму); 4) різновеликі порожнини *брекчій*

просідання порід (“завалини”) *вулканогенно-еруптивних* і *експлозивних* брекчій (приповерхневі газово-вибухові (фреатичні) структури). Водночас провідну рудоконтролювальну роль відіграють тектоногенні структури: 5) порожнини *міжпластового* або *внутрішньопластового відшаровування* порід; 6) лінійні зони *тріщинуватості* товщ і, особливо, окремі *великі розломи* та вузли їхнього зчленування або розгалуження включно з численними апофізичними структурами вищих порядків.

Отже, у локалізації продуктів гідротермального зруденіння провідну роль відіграють саме тектоногенні чинники, і тому найхарактернішими формами рудних тіл є *жили виповнення* різного типу і складності, нерідкісні *штокверки*, штокверкові зони, їхні комбінації з жильними зонами. Зі збільшенням глибинності зруденіння поступово зростає роль *гідротермально-метасоматично* заміщених тіл: штоків, лінз, пластоподібних покладів, складно комбінованих утворень неправильної форми, часто в асоціації з жилоподібними та іншими тілами, що не мають чітких меж, притаманних жилам виповнення.

Характер співвідношення гідротермального зруденіння з різко нерівноважним до нього навколишнім середовищем (перш за все енергетично та фізико-хімічно) має важливе прогнозно-розшукове значення. Необхідно враховувати, що той чи інший тип рудних тіл у складі гідротермальних родовищ зовсім не є чимсь чужорідним стосовно безпосередньо бічних рудовмісних порід. Річ у тому, що вони, зазвичай, розміщені (залягають) серед попередньо геохімічно вже врівноважених, тобто *гідротермально-змінених* порід (рис. 64). Потужність зон таких навколорудних метасоматитів залежно від розмірів рудних тіл може коливатися від перших десятків сантиметрів до декількох десятків метрів, а особливості їхнього мінерального складу відображають досить широкий діапазон фізико-хімічних процесів дорудного метасоматозу (табл. 6). Ще потужнішими (до 20 м) є ореоли так званого гідротермального пропарювання рудовмісних порід (див. рис. 64), мінерали яких (особливо кварц) вирізняються надзвичайно великою кількістю вторинних газово-рідинних включень: вони є реліктами рудоутворювальних гідротерм і їх чітко фіксують методами

термоакустичної або термовакуумної декрептометрії (Ермаков, Долгов, 1979; Пизнюр, 1986). Помітний результат прояву гідротермальної діяльності – зони поширення розсіяної мінералізації та специфічні геохімічні ореоли розсіювання, що є типовим облямуванням більшості рудних тіл: контрастність їхнього прояву поступово і закономірно знижується з віддаленням (на 50–100 м) від рудних тіл.

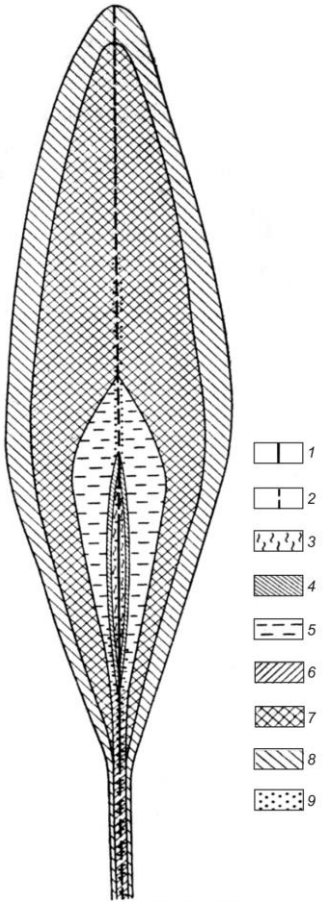


Рис. 64. Схема будови ореолу навколорудних змін вмісних порід у вертикальному розрізі навколо жили уранової руди, за Е. Барановим, Г. Вертеповим, Г. Гладишевим:
1 – рудне тіло; *2* – рудоносна тріщина; *3* – аргілітизовані породи; *4* – скварцьовані породи; *5* – альбітизовані породи; *6* – серицитизовані породи; *7* – освітлені породи з піритом; *8* – освітлені породи без піриту; *9* – почервонілі породи.

Очевидно, суттєва масштабність проявів наслідків взаємодії розчинів з рудовмісними породами (навколорудні метасоматити, гідротермальне пропарювання, геохімічні ореоли) помітно сприяє ефективному прогнозуванню та розшукам зруденіння певного типу. Особливо тоді, коли власне рудні тіла гідротермального походження мінливі в дуже широкому діапазоні метричних параметрів з переважанням малопотужних форм помірного простягання. Дуже великі тіла порівняно рідкісні, наприклад, у Росії відомі золотоносні сульфідно-кварцові жили довжиною понад 2,5 км (родовище Дарасунське в Забайкаллі, родовище Березівське на Уралі), золоторудні тіла родовища Колар (Індія) простежені на глибину 3,2 км, унікальна “Материнська жила” в Каліфорнії має довжину (зі стоншеннями потужності) близько 200 км.

Таблиця 6

Мінералого-геохімічні типи гідротермальних метасоматитів

Тип метасоматичного процесу	Фізико-хімічні умови	Типи метасоматитів
Лужний	Високотемпературні пневматолітові розчини, що трансформуються в гідротерми в разі високої активності Na^+ та K^+ на тлі поступової зміни слабколужних умов висококислотними	***Мікроклінізація, альбітизація, серицитизація***
Кременистий	Широкий температурний діапазон кислотно-лужних умов (сприятливіші кислі)	Окварцювання з утворенням ***вторинних кварцитів*** (по кислих вивержених породах та пісковиках) і ***джасперо їдів*** (по пісковиках)
Аргілізитовий	Низький термобаричний діапазон приповерхневих зон, підвищена кислотність періодично киплячих розчинів, інколи з колоїдною фазою	***Каолінізація*** (або ***дикітизація***) алюмосилікатів у кислих умовах, нерідко ***монтморилонітизація*** (або ***бентонітизація***) в слабкокислих лужних середовищах
Карбонатний	Слабколужні гідротерми середньо-низькотемпературного діапазону з підвищеною кислотністю (CO_2)	Зони заміщення мінералів основних порід карбонатами Ca, Mg, Fe, Mn
Магнезіальний	Широкий температурний діапазон (особливо сприятливі середні температури)	***Серпентинізація*** базитів та ультрабазитів, ***отальк ування*** порід основного складу та вапняків, ***доломітизація*** вапняків
Залізистий	Слабкокислотний режим у високотемпературному діапазоні та слабколужний у середньо-низькотемпературному	***Хлоритизація*** (шамозит, тюрингіт) порід, багатих на піроксен, афіболи, біотит-флогопіт
Сульфідний	Широкий температурний діапазон кислотно-лужного режиму в разі підвищеної активності S та As	***Піритизація, арсенопіритизація, піротинізація*** у вигляді зон імпрегнації сульфідами порід різного складу
Вуглекислотно-сульфідний	Високо-середньотемпературний діапазон в умовах помірно кислого слабколужного режиму пневматолітово-гідротермальної системи	***Березитизація*** (серицит, кварц, кальцит, пірит) – по гранітоїдах; ***лиственітизація*** (хлорит, альбіт, епідот, магензит, пірит) по породах основного-середнього складу
Сульфатний	Середньо-низькотемпературний діапазон періодично киплячих розчинів вулканогенного походження з порівняно підвищеною кислотністю	***Алунітизація, баритизація***
Гідратний	Високий термобаричний діапазон пневматолітово-гідротермальних систем помірно кислого, слабколужного режиму переважно в зонах глибинної циркуляції розчинів	***Біотитизація*** та ***амфіболітизація*** у високотемпературних зонах; ***мусковітизація, тремолітизація, епідотизація*** – у середньотемпературних

9.2. Природа та фізико-хімічний режим гідротермальних систем

9.2.1. Речовинний склад і ступінь дисперсності гідротерм

Відповідно до загальної теорії розчинів, під час вивчення природних гідротерм розрізняють дві їхні складові частини – ***дисперсійну*** (сам розчинник, носій мінеральної речовини) та ***дисперсну*** (розчинені гази, солі, їхні комплексні та йонні сполучення). Дисперсійними є власне водна та вуглекислотно-водна фази; мінералоутворювальна роль вуглекислотно-водної досить закономірно збільшується з глибиною, про що свідчать дуже ґрунтовні результати термобарогеохімічних досліджень мікрореліктів палеогідротермальних розчинів у вигляді цілих систем різновікових газово-рідинних та рідинно-газових включень у мінералах (Ермаков, 1972; Гаррельс, Дихтер, 1960; Реддер, 1980; Лазько и др.,1981). У глибинних умовах земної кори рудоутворювальну роль можуть відігравати вже насиченіші водно-вуглекислотні й навіть суттєво вуглекислотні системи; за екпериментальними даними за тиску понад 1 000–2 000 атм діоксид вуглецю сам перетворюється на рідину, що здатна розчиняти, переносити та відкладати мінеральну речовину. Подібна закономірність виявляється і в поведінці вуглеводневих сполук (CH_4 та ін.), а в особливо високобарних умовах це припускають і щодо водню (Летников, 1985).

Найповніше вивчені власне водні та вуглекислотно-водні палеогідротерми, що є сильно розведеними слабкокислими (або слабколужними) електролітами з сумарною концетрацією переважно галоїдних мінеральних солей від $n \cdot 0{,}1$ % до 8–11 % (інколи 45–60 % NaCl еквівалента). Сумарна насиченість їх газами досить мінлива – від 70–80 % до 4 000 г/л, головно завдяки CO_2, CO або H_2S лікувальних вод; інколи наявні аргон, гелій, азот глибинного походження, у порівняно малих кількостях фіксують метан (CH_4), етилен (C_2H_4), C_2, H_2 та деякі інші.

За ступенем дисперсності рудоутворювальні розчини поділяють на такі: а) ***зависи*** – найбільш грубодисперсні ***суспензії*** з мінеральними частинками дещо більше 0,1 мк (рудоутворювальна роль несуттєва); б) ***колоїдні системи*** з розмірами дисперсної фази 0,1–0,001 мк у вигляді гідрофільних міцел, що в

складі гідрозолю утворюються в приповерхневих умовах різкої зміни *PT*-режиму з подальшою коагуляцією гелю, його синерезису (втрати води) та кінцевою розкристалізацією метаколоїдних мас (помітного значення, здебільшого, набуває в процесах вулканогенного рудонагромадження); в) ***іонно-молекулярні системи*** – найбільш високодисперсні, так звані справжні, або істинні, розчини, дисперсна фаза яких (менше 1 ммк) представлена молекулами мінералоутворювальної речовини, комплексними йонами включно з найпростішими її катіонами; роль таких гідротермальних систем у процесах рудоутворення є найважливішою.

Під час аналізу особливостей рудогенерувальних гідротермальних систем, окрім ступеня їхньої дисперсності, компонентного та фазового складу, враховують також дуже важливі показники їхніх кислотно-лужних властивостей ($pH + {}^{-}\lg [H^{+}]$) і окисно-відновного потенціалу (Eh), інших параметрів фізико-хімічного стану системи загалом. Серед параметрів розрізняють ***екстенсивні***, що змінюються пропорційно до розмірів тієї чи іншої системи (наприклад, її об'єм, маса, теплоємність, ентропія тощо), та ***інтенсивні***, які залежать від розмірів самої системи (здебільшого, температура, внутрішній тиск, густина). Саме вони є найважливішими чинниками, характер мінливості яких безпосередньо впливає на стан інших показників гідротермального рудоутворення, і тому нерідко їх розглядають на рівні класифікаційних ознак (Линдгрен, 1907; Грейтон, 1933; Баддингтон, 1935; Шнейдерхен, 1955; Смирнов, 1969, 1976).

За **тепловим режимом** рудоутворювальні гідротермальні системи та їхні мінеральні продукти прийнято поділяти на низькотемпературні (20–200 °С), середньотемпературні (від 200 до 300–350 °С) та високотемпературні (від 300–350 до 550–600 °С).

За **баричним режимом** серед них розрізняють – малобарні (*n*·0,1 % – 21,8 МПа), середньобарні (від 20–30 до 150–200 МПа) та високобарні (понад 200–350 МПа); у цьому разі в приповерхневих умовах природа порівняно малобарного режиму пов'язана, головно, з дією ***гідростатичного градієнта*** щодо ефекту "сполучених посудин" (1 км~10 МПа), тоді як у середньобарних

умовах провідну роль відіграють ***літостатичні*** (1 км~25 МПа), ще вищі рівні тиску частіше є проявом напруження самої парогазової системи глибинного походження.

Природно, що обидва параметри *PT*-режиму будь-якої гідротермальної системи певним чином пов'язані і з впливом на її стан термодинамічного поля планетарного порядку, однак такий зв'язок не є прямим, а умови рудоутворення визначені, здебільшого, енергетичною потужністю джерела гідротерм (магматичні вогнища, зони регіонального метаморфізму, ультраметаморфізму, підкорові області) і суттєво ускладнюються залежно від геологоструктурних ситуацій їхньої подальшої міграції. Саме тому за даними оцінки реальної (або припустимої) глибини їхнього функціонування досить умовно розрізняють мінеральні скупчення (у тому числі й родовища) "***малих глибин***" ($n \cdot 10$ м – 1,2 до 1,5 км), "***середніх***" (1,5 – 2,5 до 3,5 км) та порівняно "***великих***" (понад 3,5–5,0 км). Значення цього чинника виявляється, перш за все, у наявності чіткого градієнтного характеру зміни (стабільності) теплового режиму гідротермальних систем у просторі, зокрема по вертикалі на кожні 100 м: 7–12 °С у глибинніших зонах, 15–30 °С – у середньоглибинних та від 30–40 до 50–70 °С – для найменш термостатованих малоглибинних і приповерхневих рівнів.

9.2.2. Природні джерела гідротермальних систем

За походженням такі системи є полігенними – переважно глибинні, іноді поверхневі, досить поширені комбіновані. Складність питання полягає в тому, що за даними ізотопно-геохімічного аналізу джерела їхньої власне дисперсійної складової (водні, вуглекислотно-водні фази) та дисперсно-речовинних компонентів далеко не завжди збігаються (Смирнов, 1976).

9.2.2.1. Головні джерела дисперсної складової гідротерм поділяють на три типи: а) ***ювенільні*** (з грец. недоторкані), що ніколи не з'єднувалися з денною поверхнею і здатні постачати значну кількість енергетично-речовинно насичених флюїдів у процесі дистиляції підкорово-мантійних мас та розкристалізації магматичних розплавів глибинно-корового похождення;

б) **“*метаморфогенні*”**, що є наслідком мобілізації як капілярних, поверхнево-плівкових вод у складі вихідних осадових порід, так і продуктів дегідратації та декарбонатизації відповідних мінеральних форм (з 1 т вапняків можна отримати близько 300 кг води); в) ***“метеорні”*** (або водозні), що є наслідком проникнення поверхневих вод (океанічних, атмосферних) уздовж певних літолого-структурних зон порівняно полегшеної циркуляції (розломні структури) на глибини до 2–3 км, де під дією геотермічного градієнта (особливо в зонах тектономагматичної активізації або безпосередньо під впливом теплового ореолу конкретного магматичного вогнища) ці води набувають досить високих термодинамічних характеристик, цілком достатніх для вибіркового розчинення, перенесення та відкладання окремих компонентів бічних порід на кшталт розчинів ендогенного походження.

Щодо ювенільних джерел, то серед них розрізняють: найбільш енергоємні, глибинні ***“підкорово-мантійні”*** та пов’язані з ними так звані трансмагматичні (за Д. Коржинським), що виникли під час локального переплавлення порід земної кори під впливом парогазових носіїв мантійної енергетики (та речовини) з подальшою їхньою реалізацією, проте вже у вигляді типових ***“після-магматичних”*** утворень; нарешті, третій, також дуже важливий підтип, – власне ***“корово-магматичні”*** джерела як наслідок плавлення різноманітних порід земної кори під впливом теплового ефекту від розпаду радіоактивних елементів з подальшою асиміляцією порід нижньої частини осадового чохла. У таких розплавах на глибині близько 30–40 км (за Р ~1000 МПа) сумарна кількість летких (H_2O, CO_2, H_2S, Cl, P, B тощо) може сягати, за даними Г. Кеннеді, понад 25 %, а вище – на рівні 12 км (300 МПа, 100 °С) – 8–10 % у складі як гранітоїдних, так і базальтоїдних розплавів (Хитаров, 1959). Водночас на шляхах проникнення у вищі поверхи земної кори процеси їхньої магматичної дистиляції відбувалися по-різному: під час наближення до рівня 1,5–2,0 км (30 МПа, 900 °С) базальтоїдні маси майже зневоднюються (летких не більше 3 %), тоді як гранітоїдні зберігають понад 6–7 % летких (рис. 65), що сприяє суттєвій активізації процесів їхньої дистиляції, а відтак і післямагматичної

пневматолітово-гідротермальної діяльності – як показано Р. Горансоном, у разі розкристалізації 1 $м^3$ гранітоїдної маси може відокремитися близько 0,2 $км^3$ водного розчину. Цікаво, що переважна більшість промислових родовищ, здебільшого металевих корисних копалин, так чи інакше (генетично, парагенетично, просторово, структурно або енергетично) пов'язана з різномасштабними проявами саме кислого або помірно кислого магматизму переважно в середньоглибинних та приповерхневих зонах. Інтрузиви, штоки, дайки, покриви основних та ультраосновних порід, як зазначено раніше, супроводжуються, головно, магматогенними скупченнями корисних копалин (Fe, Ti, V, Ni, Co, Cr, алмази тощо) за дуже обмеженої гідротермальної мінералізації (серпентин, тальк, азбест).

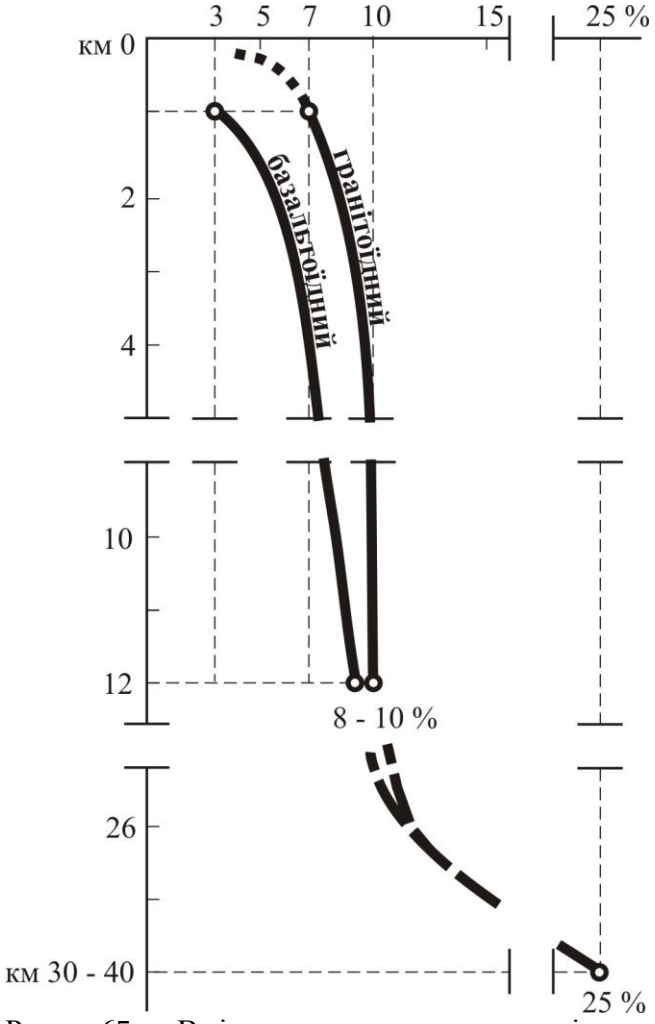


Рис. 65. Вміст летких компонентів у магматичних розплавах різноглибинних зон (експериментальні дані М. Хітарова, 1959, з урахуванням матеріалів Р. Горансона та Г. Кеннеді).

Отже, рудогенерувальні гідротермальні системи є не просто полігенними, а й різноглибинними, що важливо враховувати під час прогнозно-розшукових робіт. Зокрема, у ***глибинних зонах*** земної кори найсуттєвіша частка в їхньому складі належить вуглекислотно-водним (навіть водно-вуглекислотним) розчинам ***ювенільного*** походження, а частка метеорно-вадозних дуже мізерна, іноді примарна; натомість у **приповерхневих** домінують ***метеорно-вадозні*** складові гідротерм, а на частку ювенільних припадає, за даними ізотопно-геохімічного аналізу, не більше 2–5 %. Природно, що в зонах поширення метаморфічних комплексів провідну роль відіграють

саме метаморфогенні фази за підпорядкованого значення летких іншого походження.

9.2.2.2. Провідні джерела мінеральної речовини, яку переносять гідротерми, переважно мають ювенільну природу в більшій частині відомих гідротермальних систем. Домінує гіпотеза глибинного (підкорово-мантійного) походження як металевих, так і неметалевих компонентів багатьох видів корисних копалин. Ґрунтовними є також уявлення стосовно корового, асимілятивно-магматичного походження цілої серії золоторудних, рідкіснометалевих та рідкісноземельних (W, Mo, Sn, Li, Be, Ta, Nb тощо) родовищ, що пов'язані винятково з великими інтрузивами гранітоїдів. Водночас необхідно враховувати і деякі ***позамагматичні***, так звані ***фільтраційні*** механізми мобілізації мінеральної речовини, зокрема ***"метаморфогенно-гідротермальний"*** та ***"латерально-секреційний"*** (з грец. з боку вилучений) за участю метеорних вод.

У процесі найбільш високотермобаричних фаз метаморфізму осадових товщ новоутворені в них вуглекислотно-водні виділення можуть насичуватися різноманітними металоносними комплексами, що з геохімічних причин не брали участі в утворенні метаморфічних порід, а, мігруючи у верхні горизонти, реалізувалися у вигляді досить поширених так званих метаморфогенно-гідротермальних родовищ. Здебільшого це золотоносні рудні жили і прожилково-вкраплені зони в зеленокам'яних структурах докембрію (Український щит, Західна Австралія, Центральна Африка, Єнісейський кряж у Росії), всесвітньо відомі свинцево-цинкові родовища (Канада, Південна Австралія), родовища інших корисних копалин.

Уявлення про латераль-секреційну природу окремих рудно-мінеральних концентрацій з'явилися ще в часи середньовіччя, проте її експериментально-теоретичне обґрунтування є у пізніших працях С. Емонса, Ч. Ван-Хейза, Л. Тугаринова, Я. Бєлєвцева та інших учених. Суть цих явищ полягає у припущенні досить глибинного просочування поверхневих вод, їхнього

поступового розігрівання (до 200–300 °С) та насичення мінералізацією шляхом вилуговування окремих, у тому числі корисних компонентів як з бічних, нерідко вже гідротермально змінених порід, так і безпосередньо з зон їхньої попередньої мінералізації (зруденіння). Перевідкладання таких переважно петрогенних компонентів (сполуки Si, Co, Mg, Fe, Mn, Na, K) відбувається, зазвичай, неподалік від першоджерела, у найсприятливіших для цього літолого-структурних умовах або безпосередньо *in situ* у вигляді збіркової перекристалізації різнозернистих полімінеральних скупчень: характерний так званий альпійський тип кришталеносних жил серед кварцитів і кристалічних сланців Алдану, Північного Уралу (Росія), або гнізда і камери кристалів ісландського шпату серед долеритів і базальтів Якутії, Ісландії тощо.

9.2.3. Проблема магматичної дистиляції та агрегатний стан гідротерм

За всього розмаїття можливих джерел рудоносних розчинів переважна більшість гідротермальних родовищ (так чи інакше – генетично або парагенетично) пов’язана з процесами магмоутворення та подальшої диференціації розплавної системи, у цьому разі часто значна, інколи дуже велика кількість цінних елементів (особливо металів) зазнає винесення саме з розплавів кислого або помірно кислого складу. Відтак, питання відносного часу та фізико-хімічного режиму відокремлення флюїдної фази легколетких компонентів від розплаву в теорії рудогенезу є одним із центральних – це проблема **“магматичної дистиляції”** (кипіння) магми.

Наріжним каменем цієї проблеми є такі твердження, що відображають сучасні уявлення про механізми, причини і наслідки процесів магматичної диференціації загалом та її окремих фаз зокрема.

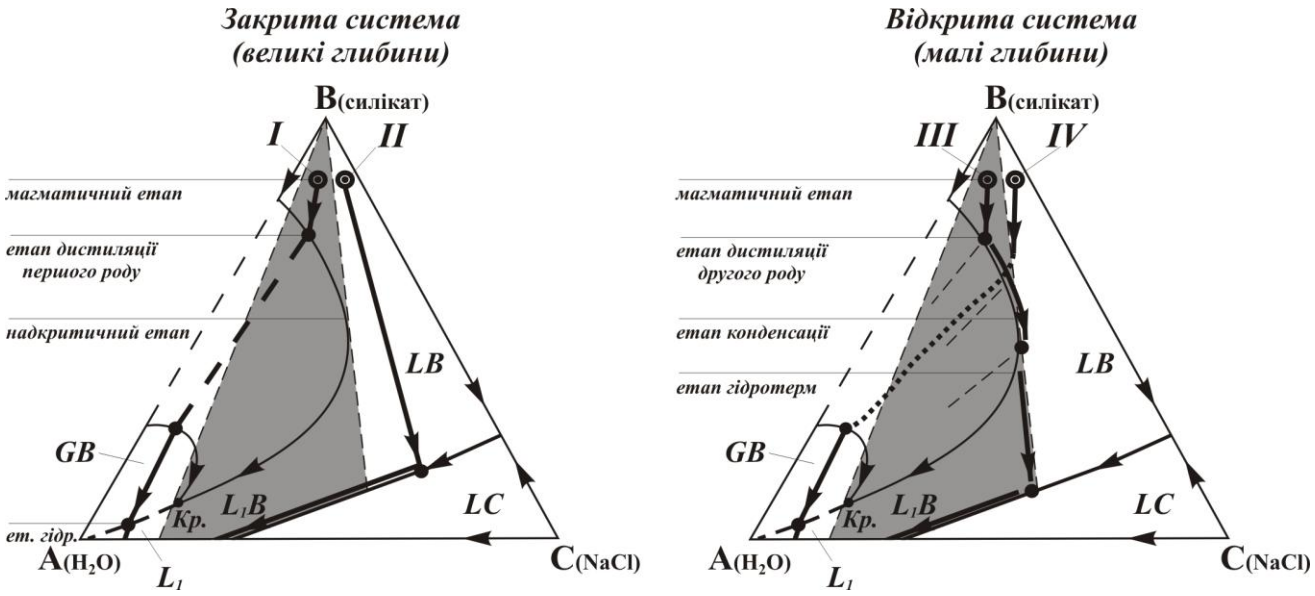
1. Магматичні розплави розглядають як природні активно-динамічні системи, що складаються з хімічно врівноваженої суміші порівняно ***“важко летких”***, головно, силікатних компонентів та ***“дуже летких”*** (H_2O – CO_2 – Cl – F – B), кількісні співвідношення між якими з охолодженням та розкристалізацією розплаву змінюються на користь других (лінія *ліквідус*, див. рис. 19).

2. У процесі збільшення сумарної частки твердих силікатних фаз концентрація в залишковому розплаві летких (переважно у йонних сполуках з металами) безперервно і закономірно зростає, відповідно, зростає і їхній ***внутрішній*** (***"флюїдний"***) тиск, який поступово розпочинає перевищувати ***зовнішній*** **(*літостатичний*)** тиск, а потім сприяє відокремленню летких металоносних фаз за межі спорідненого магматичного вогнища.

3. Очевидно, що загальна спрямованість та динаміка розвитку магматичного процесу з відокремленням (***"дистиляцією"***) летких фаз визначена, ***глибиною становлення*** того чи іншого інтрузиву, а точніше – баричним співвідношенням $P_{\text{фл}} - P_{\text{літ}}$. На шляху проникнення магматичних розплавів у вищі горизонти земної кори таке співвідношення безперервно змінюється і щораз більше зміщується в бік підвищення флюїдного тиску, що й зумовлює максимальне поширення мінеральних продуктів гідротермальної діяльності саме в середньоглибинних та приповерхневих зонах.

4. Безумовно важлива також роль конкретної геологоструктурної ситуації, що здатна забезпечити різний рівень речовинно-енергетичної ізоляції магматичного вогнища та існування споріднених гідротермальних систем порівняно ***"закритого"*** (глибинного) та ***"відкритого"*** (малоглибинного) типів (рис. 66). З аналізу фазового стану відповідних систем очевидно, що відокремлення з магми води та інших легкорозчинних компонентів може розпочинатися задовго до процесів її гетерогенізації та відбувається впродовж усього температурного інтервалу її кристалізації, зокрема, для гранітоїдного розплаву воно розпочинається з 800 °С.

5. У кожній конкретній ситуації початок відокремлення флюїдної фази, її агрегатний стан (рідинний (L), газоподібний (G), надкритичний (сіре поле) на рис. 66)) і темп гідротермального рудоутворення визначені хімічним складом "материнської" магми, вихідним рівнем концентрації в ній легкорухливих летких компонентів (перш за все H_2O – CO_2) та діапазоном літостатичного тиску, з яким тісно пов'язана вірогідність прояву порівняно "закритого" або "відкритого" функціонування гідротермальної системи.



Варіант ***I*** – починається процесом дистиляції з відокремленням ***надкритичної*** фази, яка потім трансформується в ущільнені гідротерми (баро-надкритичні).

Варіант ***II*** – відбувається процес кристалізації розплаву без відокремлення летких, а потім – по лінії евтектики **B-C**.

Варіант ***III*** – починається з процесу дистиляції з відокремленням ***газової*** фази (яка не накопичується) опісля досягає стану конденсації і кристалізація **B** із гідротермальних розчинів.

Варіант ***IV*** – через низьку леткість (багато Na), дистиляція відбувається за першим типом, тобто з утворенням надкритичної фази гідротерм.

Рис. 66. Фазові перетворення магматично-гідротермальних систем у різноглибинних умовах, за Ф. Смітом, 1968. Показані варіанти порівняно низької (***I, III***) та високої (***II, IV***) концентрацій летких і легкорозчинних компонентів. Грубими стрілками вказані можливі шляхи фазових перетворень системи, відповідно, для глибинних (ліворуч) та малоглибинних (праворуч) умов.

Стосовно агрегатного стану рудогенерувальних систем потрібно розрізняти такі два варіанти:

а. В умовах порівняно ***низького*** літостатичного тиску ***малих*** (рис. 67-*а*) та ***середніх*** (рис. 67, *б*) глибин, що в приповерхневих зонах наближається до гідростатичного, відокремлення водного флюїду за порівняно високої температури розпочинається ***порівняно швидко*** шляхом ***газової дистиляції***, тобто це відбувається у вигляді ***парогазової*** фази з подальшою конденсацією в ***типові рідинні*** гідротерми.

б. В умовах порівняно ***високого*** літостатичного тиску на ***великих глибинах*** (понад 4–5 км) відокремлення флюїдів відбувається навіть за невисокої температури та з деяким відставанням шляхом ***рідинної дистиляції***, тобто у

вигляді надкритичної фази, що поступово трансформується у **досить *стиснуті*** високобаричні гідротерми (див. рис. 67, *в*).

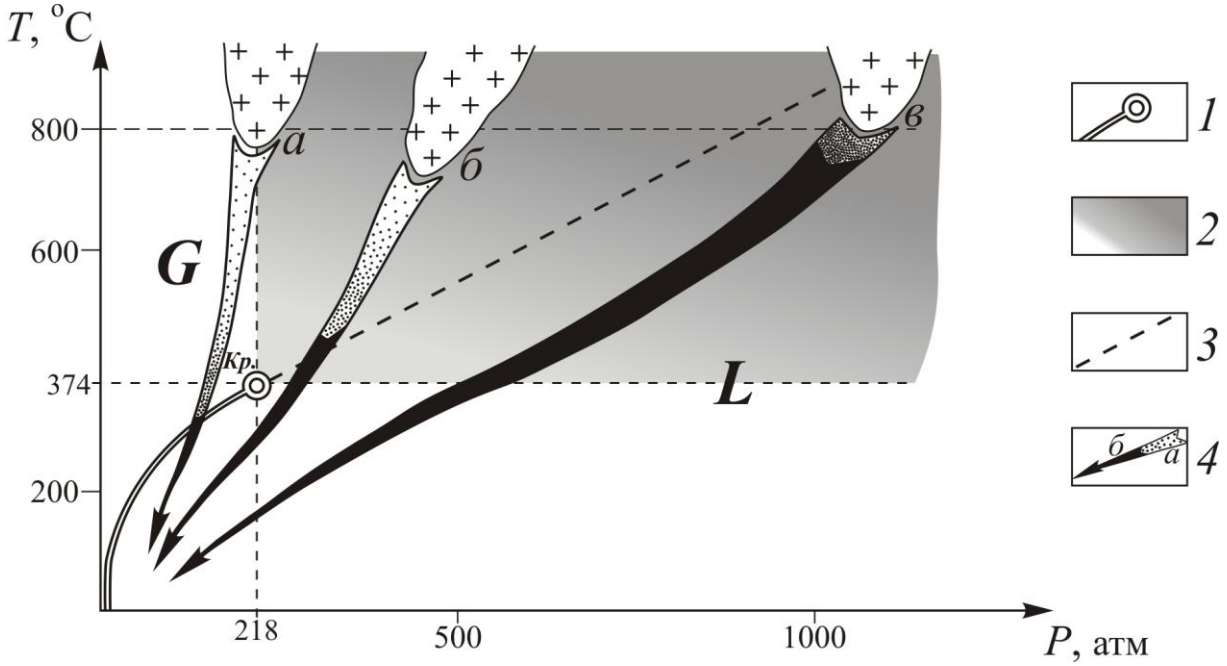


Рис. 67. Особливості термобаричного режиму та еволюція агрегатного стану гідротермальних систем у різноглибинних умовах магматичної дистиляції гранітоїдного розплаву (~ 800 °С):
1 – крива двофазової рівноваги та критична точка хімічно чистої води; *2* – *PT*-надкритична область; *3* – узагальнене переміщення критичних точок різноконцентрованих гідротермальних систем; *4* – характер фазової еволюції (*а* – газ, *б* – рідина) гідротерм у різних *PT*-умовах зародження.
Відокремлення летких компонентів відбувалося у вигляді парогазової фази з подальшою конденсацією в мало- (*а*), середньоглибинних (*б*) зонах та у вигляді рідкої надкритичної фази в більш високобарних умовах (*в*).

Отже, процеси магматичної дистиляції у порівняно “відкритих”, максимально наближених до поверхні гідротермальних системах ***розпочинаються значно раніше*** (за умов досить високої температури), ніж у “закритих”, і, відповідно, значно ***раніше закінчуються***.

9.2.4. Термобаричний режим гідротермальних систем

Сукупність інформації про темпертурні умови розкристалізації гранітоїдних розплавів (1 000–800 °С), початкові умови пегматитоутворення (800–700 °С), теплову енергетику сучасного вулканізму та системи гейзерів (650 °С і нижче) свідчать на користь численних припущень щодо широкого діапазону власне гідротермального рудоутворення (від 650–600 до 50–30 °С). Це підтверджене і ***прямими геологічними*** дослідженнями сучасної фумарольно-

сольфатарної діяльності, і різноманітними ***обсерватівними*** (дотичними спостереженнями) прийомами з вивченням температурних властивостей так званих мінералів-термометрів (Смирнов, 1969), а також результатами ***експериментальних*** досліджень штучних мінералого-геохімічних систем. Особливо інформативними виявилися методи термобарогеохімічного (ТБГХ) вивчення природних мінеральних утворень у вигляді мікроскопічних реліктів палеогідротерм, що герметизовані в переважній більшості рудоутворювальних мінералів: це різноманітні генерації багатофазових (рідинно-газових, газово-рідинних) включень, що їх нині дослідники (Ермаков, 1950; Долгов, 1988; Калюжный, 1989) використовують як своєрідні, природного походження, палеотермометри, палеобарометри, pH-метри, інформатори про йонно-газовий склад колишніх гідротерм і навіть про характер зміни цих параметрів як у часі, так і в просторі (Лазько и др., 1981).

Методами комплексної термобарогеохімії вивчені практично всі типи родовищ гідротермального походження, у яких упевнено розрізняють угруповання мінеральних асоціацій порівняно стабільних діапазонів температури та широких змін складу (табл. 7); є й деякі все ще недостатньо вивчені. Визначено також конкретні температурні інтервали, що статистично виявилися досить конвергентними для кристалізації промислово цінних концентрацій низки корисних і супутніх мінералів "продуктивних" парагенезисів. Зокрема, для самородного золота вони становлять 270–190 °С, каситериту – 360–300, шеєліту – 350–300, антимоніту – 150–90, кіновари – 140–90 °С тощо. У межах конкретних родовищ ці інтервали, що звужуються, інколи не перевищують $n \cdot 10$ °С, тому їх можна розглядати як досить надійний прогнозно-розшуковий критерій.

Віковий режим зміни температури і тиску рудогенерувальних систем не є еволюційним, як уважалося до 1924–1930 рр., відповідно до батолітової теорії В. Еммонса про одноактне проникнення та вистигання єдиної порції розчинів.

Таблиця 7

Генотипні асоціації мінералів певного температурного діапазону (за даними ТБГХ-вивчення промислових родовищ гідротермального походженння в рудноформаційних провінціях різних регіонів)

Температурний діапазон гідротермального процесу	Типи мінеральних асоціацій (у тому числі парагенетичних)
Високотемпературний (> 300 °С)	Суттєво ***кварцові*** рідкіснометалеві з молібденітом, гюбнеритом (вольфрамітом) або каситеритом; кварц-пірит-арсенопіритові, кварц-піротинові; кварц-магнетитові, інколи гематитові; кварц-турмалінові, інколи з шеєлітом; кварц-танталіт-колумбітові, деякі інші
Середньотемпературний (200–300 °С)	Суттєво ***сульфідні*** (з кварцом) галеніт-сфалеритові (вюрцитові); халькопірит-піритові (піритові); золото-срібно-бляклорудні; різноманітні сульфоантимонітові; золото-бісмутинові тощо
Низькотемпературний (< 200 °С)	Суттєво ***кварц-карбонатні*** з флюоритом, кальцитом, баритом, анкеритом, магнезитом, антимонітом, кіноварю, дикітом, цеолітами; інколи з перевідкладеними сульфідами (пірит, марказит, галеніт тощо)
Широкотемпературний	Суттєво ***кварц-силікатні*** з топазом, берилом, гранатом, серицитом, хлоритом, серпентином, польовими шпатами; часто з піритом, інколи піротином, арсенопіритом та іншими

Працями академіка С. Смірнова доведено, що такий режим у переважній більшості випадків мав переривчасто-пульсаційний, тобто багатоактний характер як наслідок послідовної дії не однієї, а декількох порцій розчинів, і тому ускладнювався низкою ***інверсійних*** (з грец. повертання) підвищень термобаричних показників. Це підтверджували, насамперед, текстурно-структурні співвідношення різновікових мінеральних асоціацій з перетинами

порівняно низькотемпературних високотемпературними, а на макрорівні – накладений характер розвитку цілих зон спорідненого, проте різнотемпературного зруденіння. Надалі інверсійно-регресивний тип гідротермального режиму був підтверджений та деталізований численними матеріалами ТБГХ-досліджень (Лазько и др., 1981). Зокрема, доведено, що інверсії *PT*-режиму супроводжуються, зазвичай, зміною хімічного типу, кислотності, агрегатного стану гідротерм і відповідають закінченню серії структурно-тектонічних перетворень із прокладанням (або поновленням) шляхів проникнення гідротерм нової порції (рис. 68). Під час рудоутворювальної дії кожної порції на загальному тлі загалом регресивних змін нерідко, а подекуди й часто, фіксують так звані ***флуктуації*** з подальшою ***релаксацією*** режиму (різке зниження та відновлення) *PT*-параметрів, що в разі структурно-тектонічних перетворень низьких порядків спроможні досить суттєво змінювати фізико-хімічну рівновагу системи та активізувати процеси рудогенерування загалом. Саме за таких умов формуються рудні “стовпи” з високим вмістом корисних компонентів, особливо в температурних інтервалах, що є оптимальними для кристалізації названих вище “продуктивних” парагенезисів золотоносних, рідкіснометалевих, свинцево-цинкових і ртутно-сурм’яних руд.

Загальні принципово важливі риси термобаричного режиму гідротермальних процесів, такі як їхній діапазон, напруженість, спрямованість у часі, визначені, перш за все, віддаленістю від спорідненого вогнища та глибиністю локалізації зруденіння (рис. 69).

Найменша напруженість інверсійно-***регресивного*** теплового режиму (з інверсіями в межах 5–20 °С) притаманна винятково глибинним порівняно термостатованим зонам, а в порівняно градієнтних середньоглибинних умовах цей параметр зростає до 70–110 °С, максимуму він сягає в малоглибинних, особливо приповерхневих зонах – до 100–150 °С, у цьому разі інколи, і тільки за цих умов, режим може бути навіть інверсійно-***прогресивним***, відповідаючи специфіці просторово-вікових співвідношень гідротерм з вулканогенно-магматичним вогнищем не фінального, а початкового етапу розвитку (див. рис. 69, *г*).

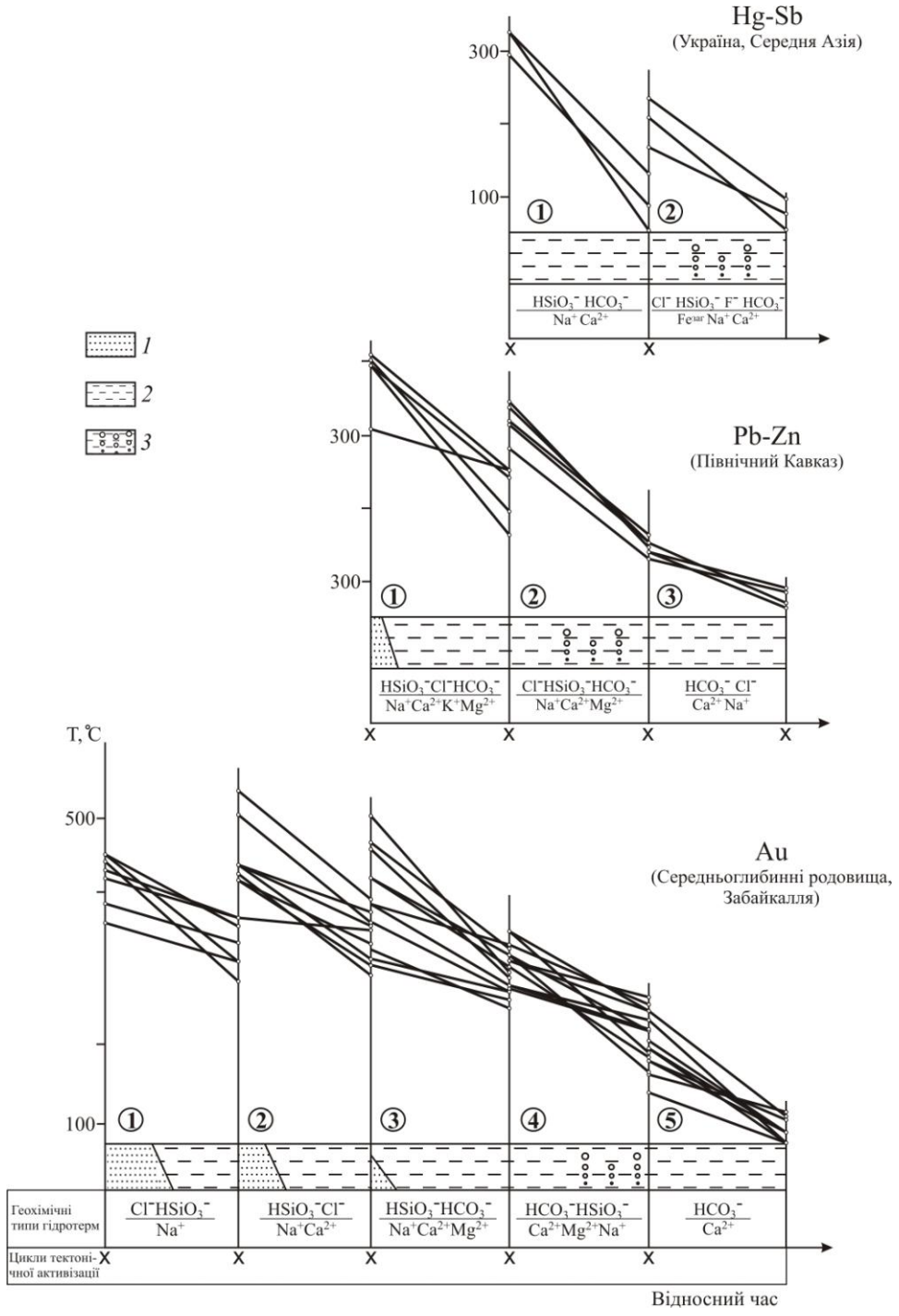


Рис. 68. Стадійність і термобарогеохімічна характеристика умов формування різноглибинних родовищ, за Ю. Ляховим, М. Головченко.

Золоторудні родовища: **1** – кварц-молібденітова стадія, **2** – турмалін-кварцова, **3** – ранніх сульфідів, **4** – золото-сульфоантимоніт-поліметалева, **5** – кварц-карбонатна; свинцево-цинкових: **1** – пірит-кварцова, **2** – кварц-сфалерит-галенітова, **3** – кварц-карбонатна; ртутно-сурм'яних: **1** – полісульфідно-кварцова, **2** – кварц-карбонат-кіноварна.

Типи мінералоутворювальних розчинів за даними вивчення флюїдних включень: *1* – пневматолітовий; *2* – власне гідротермальний; *3* – газово-гідротермальний (кипіння).

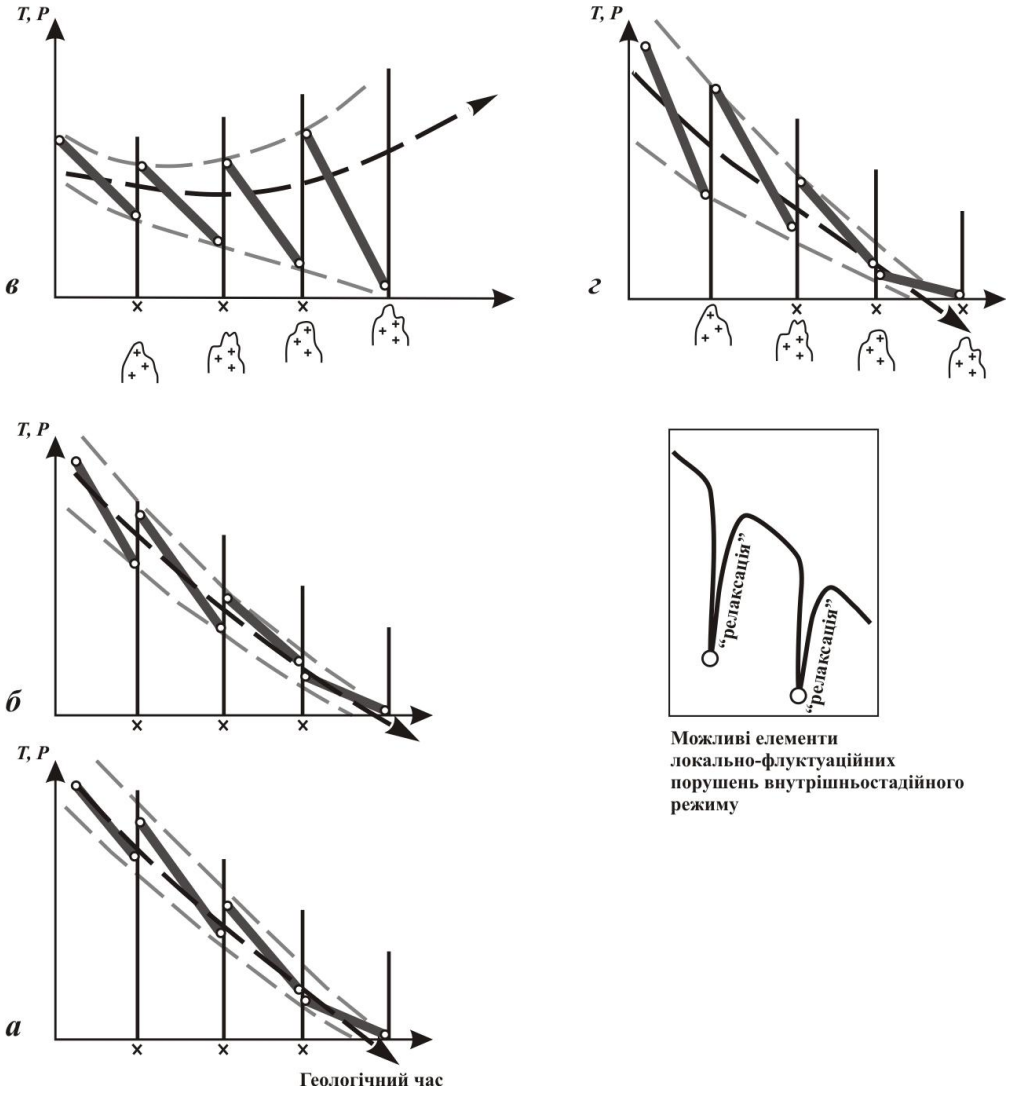


Рис. 69. Особливості термобаричного режиму гідротермальних процесів глибинного рудоутворення (*а*), помірно глибинного (*б*) та малоглибинного (на початку (*в*) і на завершенні (*г*) вулканогенно-магматичної діяльності).

Отже, головні особливості *PT*-режиму гідротермального рудоутворення визначені не тільки характером першоджерела розчинів та глибинності зон їхньої циркуляції, а значною мірою і рівнем термостатованості системи в зоні локалізації зруденіння (рис. 70). Практична цінність цього положення полягає в майже прямій функціональній залежності масштабів зруденіння й особливо його вертикального розмаху від термоградієнтних умов. У випадку порівняно градієнтних (40–70 °С на 100 м) зон приповерхневого зруденіння його розмах не перевищує, зазвичай, перших сотень метрів, тоді як у низькоградієнтних (5–8 °С на 100 м) зонах великих глибин може сягати перших кілометрів; прикладом можуть слугувати золоторудні родовища різних груп (рис. 71).

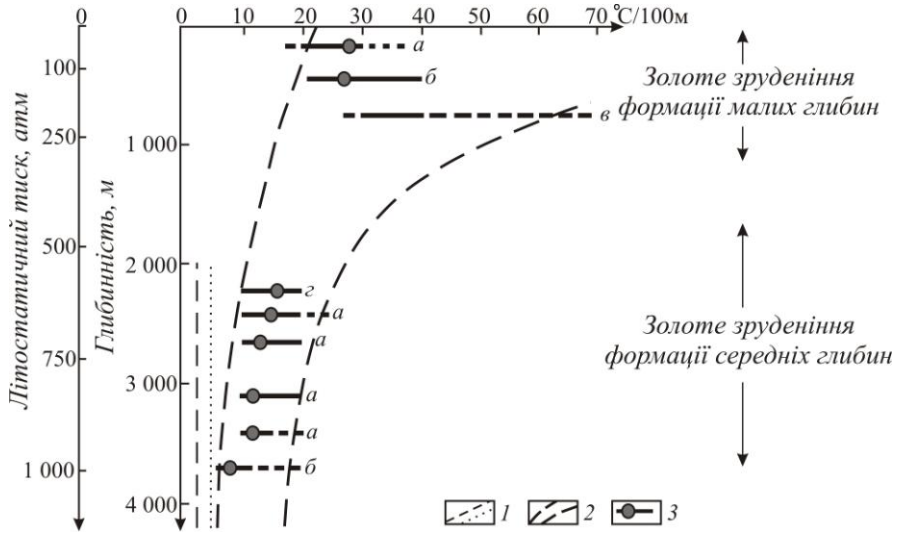


Рис. 70. Залежність вертикального палеотемпературного градієнта від глибини золотого зруденіння, за Ю. Ляховим:
1 – геотермічні градієнти континентів (3,3°/100 м) і областей активного орогенезу (5°/100 м) за Ф. Смітом (1968); *2* – зона можливих палеотемпературних градієнтів золотого зруденіння; *3* – діапазон зміни палеотемпературного вертикального градієнта, визначений методами термометрії для родовищ Забайкалля (*а*), Північного Казахстану (*б*), Примор'я (*в*) і Уралу (*г*).

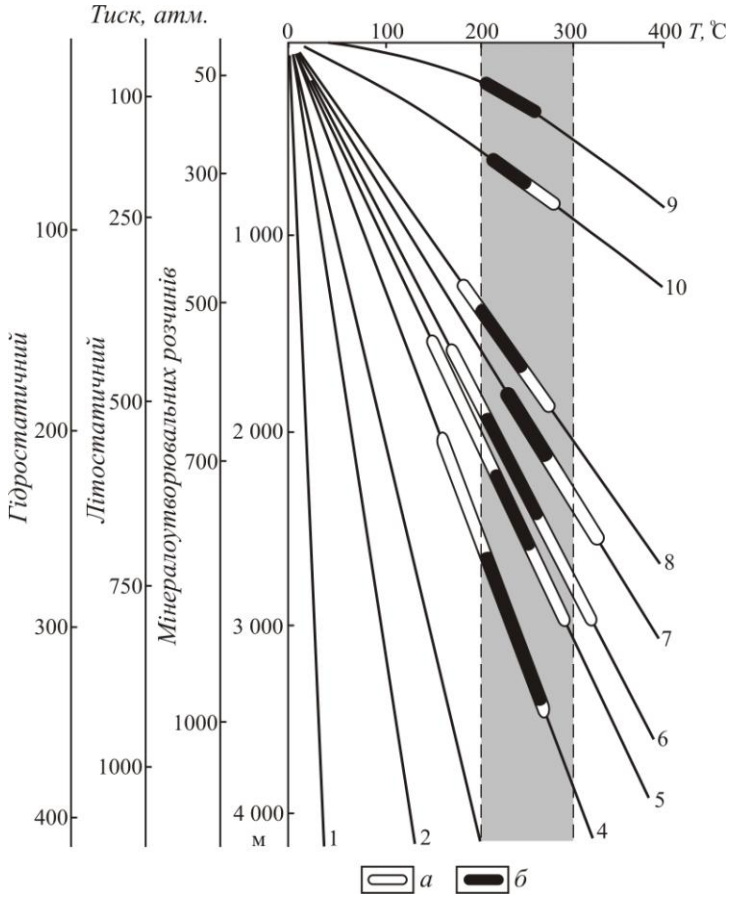


Рис. 71. Вертикальні палеотемпературні градієнти і передбачуваний розмах зруденіння в деяких родовищах золота, за Ю. Ляховим.
Середні геотермічні градієнти за Ф. Смітом, °С/100 м: 1 – давніх щитів (1 °С); 2 – континентів (3,3 °С); 3 – зон активного орогенезу (5 °С). Середні палеотемпературні градієнти золоторудних родовищ: 4 – Казахстану (8 °С); 5–9 – Забайкалля (Ітакінське – 10 °С, Ірокіндинське – 11 °С, Карійське – 13 °С, Дарасунське – 15 °С, Балейське – 30 °С); 10 – Примор'я (30 °С). Температурні інтервали розвитку продуктивних стадій (*а*) і головних золотоносних парагенезисів (*б*), за даними гомогенізації газово-рідинних включень.

9.2.5. Кислотно-лужний режим гідротермальних систем

Кислотно-лужні властивості розчинів, що зумовлені pH, є одним з найважливіших регуляторів поведінки та характеру взаємовідношень аніонно-

катіонних комплексів у гідротермальному процесі: саме їхніми змінами визначені спрямованість та інтенсивність розвитку мінералоутворювальних реакцій профільного типу (Смирнов, 1976). Загальну спрямованість кислотно-лужних режимів оцінюють на підставі ретельного вивчення послідовності формування певних рядів мінеральних асоціацій, характеру навколорудних змін, лабораторних вимірювань pH-розчину, що у вигляді газово-рідинних включень законсервований у мінералах (Калюжный, 1985; Рафальский, 1973). Діапазон можливих закономірних змін цього параметра досить широкий (pH від 2–3 до 11–12), що зумовлює існування цілих рядів генетично пов'язаних мінеральних парагенезисів та їхніх комплексів. Найтиповішою є зміна pH під час функціонування однієї порції гідротерм, коли суттєво кварц-силікатні металоносні асоціації змінюються на суттєво кварц-сульфосольові, а потім на суттєво карбонатні з обмеженою кількістю сульфідів: саме тут відбувається досить поширена тенденція еволюційного переходу, відповідно, від порівняно кислотних до слабкокислих, близько нейтральних та слабколужних умов з поступовим охолодженням гідротермальної системи.

Загальні причини змін кислотно-лужних властивостей гідротерм звичайно різноманітніші як за сутністю, так і за характером впливу на інші параметри: їх можна розділити на чинники внутрішньої (T – температура, P – тиск, D – густина розчину) та зовнішньої (активність кисню в разі наближення до поверхні, взаємодія з пісковиковими породами тощо) дії. Зокрема, як відомо з експериментальних матеріалів, поступове зниження теплового балансу гідросистем сприяє порівняному зменшенню їхньої кислотності (pH 5→9); аналогічно на pH впливає зростання густини розчинів, особливо під час їхньої конденсації, тоді як зниження тиску – навпаки, стимулює активізацію лужних компонентів. Щодо зовнішніх чиників, то на шляхах проникнення у верхні горизонти, природно, збільшується розчинність атмосферного, гідратного кисню $(OH)^-$, що помітно нейтралізує кислотну складову (перш за все H^+): цьому нерідко суттєво сприяють і процеси асиміляції бічних порід, особливо осадового походження (мергелів, вапняків тощо). Поєднання усіх цих чинників, та ще й за

умов широкого розмаїття конкретних геологоструктурних ситуацій, зумовлює далеко не лінійний, а ***інверсійний*** режим зміни кислотно-лужних властивостей гідротермальних систем у часі і в просторі. В умовах глибинної циркуляції такий режим може дещо ускладнюватися під дією ***"кислотно-фільтраційного ефекту"***, який, за даними експериментального вивчення, полягає у створенні своєрідної ***"хвилі" кислотного фронту*** тривалої фільтрації гідротермальної колони крізь штучну імітацію товщі пористих порід (піски, пісковики, алеврити), яка відбувається в разі високої рухливості йонів водню (H^+) і меншої проникності йонів типу $(OH)^-$ та $(OH_3)^-$, що є помітно більшими від попередніх і тому концентруються переважно в тилових системах гідроколони. Роль цього чинника важлива, звичайно, у випадку особливо далекої і тривалої міграції гідротерм винятково глибинного походження в сприятливих літолого-структурних умовах.

В узагальненому вигляді геологи школи Д. Коржинського виділяють такі три стадії кислотно-лужного режиму гідротермальних утворень (див. рис. 62): 1) ***ранньолужна***, що відповідає початку процесів магматичної дистиляції з підстадіями мікроклінізації та альбітизації споріднених гранітоїдів; 2) ***кислотна,*** з якою пов'язані активні процеси вилуговування бічних порід (підстадії ендо- та екзогрейзенізації), вище по розрізу – березитизації, лиственітизації, окварцювання, каолінізації; 3) ***пізньолужна,*** коли відбуваються переважно процеси облуговування порід (підстадії пізньої альбітизації та калішпатизації), що супроводжуються формуванням низки власне гідротермальних мінеральних асоціацій та їхніх комплексів, розпочинаючи з кварцово-оксидно-силікатних, потім суттєво сульфідно-сульфосольових і закінчуючи суттєво карбонатними, кварц-карбонатними тощо. Деякі дослідники вирізняють ще четверту стадію нейтралізації гідротерм, головно, низькотемпературного діапазону, якому властиві процеси реструктуризації та перевідкладання окремих мінеральних скупчень, частіше *in situ*.

9.2.6. Форми гідротермального перенесення мінералоутворювальних компонентів

Проблема гідротермального рудогенезу передбачає необхідність вирішення трьох принципово важливих питань: ***мобілізації*** мінералоутворювальних компонентів (першоджерело, можливі механізми, причини), ***міграції*** (шляхи та вірогідні форми перенесення) і, нарешті, ***локалізації*** руд у сприятливих літолого-структурних умовах, що розглянуто далі. Щодо процесів мобілізації, то вже зазначено, що проблему вирішують переважно на рівні наукових припущень, проте безперечними джерелами речовини вважають ***підкорові*** (верхня мантія) та ***корові***, зокрема магматичні, магматично-асиміляційні, гідротермально-фільтраційні та метаморфогенно-гідротермальні, менше важливі космогенні, імпактно-метеоритні тощо.

Питання перенесення мінералоутворювальних компонентів уже давно цікавило геологів. Базовими щодо цього є чотири гіпотези: 1) перенесення в складі істинних розчинів у вигляді простих йонів; 2) у складі колоїдних систем у вигляді гідрофільних міцел; 3) у йонних розчинах у вигляді простих легкорозчинних сполук галоїдного типу; 4) у складі йонно-молекулярних систем, переважно у вигляді комплексно-йонних сполук.

9.2.6.1. Гіпотеза простого йонного перенесення у вигляді істинних розчинів є досить давньою і припускає можливість кристалізації мінералів винятково як наслідок охолодження та зниження розчинності речовини (на кшталт $Pb^{2+} + S^{2} \rightarrow PbS$ або $Na^{+} + Cl^{-} \rightarrow NaCl$). Однак уже наприкінці XIX ст. довели, що розчинність переважної більшості мінеральних сполук (особливо сульфідів) у складі водних розчинів є надзвичайно низькою: за Краускопфом, – $n \cdot 10^{-12\text{-}8}$ моль на 1 л за 100 °С до $n \cdot 10^{-9\text{-}7}$, тобто для утворення $n \cdot 1$ т мідно-колчеданових руд потрібна кількість розчину, що наближається, за припущенням Р. Гаррелса, до об’єму води Середземного моря. Відтак вихідні положення цієї гіпотези можуть бути поширені лише на процеси перенесення та

відкладання винятково легкорозчинних сполук типу галоїдів, карбонатів, частково боратів, сульфатів тощо.

9.2.6.2. Гіпотеза колоїдного перенесення припускає природну диспергацію мінеральних речовин, що здатні утворювати ядра так званих гідрофільних міцел – своєрідних конструкцій з гідратною оболонкою найближчих молекул розчинника. Привабливим тут є те, що розчинна здатність колоїдних систем у мільйон разів перевищувала суто йонні можливості (близько $n \cdot 10^{-1}$ моль на 1 л за даними М. Лопатіної); про це неодноразово зазначено в працях багатьох прибічників цієї гіпотези – В. Ліндгрена (1928), Р. Гаррелса, Х. Вайделла, Ф. Чухрова (1955), О. Левицького. Проте вона не витримала багатьох критичних зауважень, у тому числі А. Бетехтіна і С. Смірнова стосовно дуже низької стійкості колоїдних розчинів за високих температур рудогенерувальних вогнищ (>700–800 °С), швидкісної їхньої коагуляції під час взаємодії з бічними породами, низькофільтраційної здатності колоїдів, що значно обмежує, й навіть унеможливлює реалізацію процесів дифузійного метасоматозу, ознаки якого в природі особливо поширені. Однак найголовнішим є те, що колоїдні системи не здатні до вилуговування компонентів бічних порід, а відтак і до мобілізації та перенесення їх у верхні горизонти земної кори.

Водночас неспроможність колоїдної гіпотези пояснити процеси магматичної дистиляції, мобілізації та подальшого транспортування рудоутворювальних речовин жодним чином не заперечує важливої ролі колоїдних фаз у складі гідротермальних систем приповерхневих зон. Вони виникають у разі суттєвого пересичення цих систем під впливом особливо різких та помітних флуктуацій баротермічного режиму з поступовим нагромадженням та подальшою розкристалізацією гелеподібних мінеральних мас: свідченням цього є поширення в багатьох малоглибинних родовищах переважно дрібнозернистих руд коломорфної текстури.

Отже, після ідейного краху першої та другої гіпотез доходимо таких висновків: 1) перенесення мінеральної речовини гідротермальними розчинами

відбувалося далеко не тими хімічними сполуками, що простежуються в рудах; 2) у розчинах повинні бути не тільки власне мінералоутворювальні компоненти, а й інші, досить легкорозчинні, що брали безпосередню участь у транспортуванні металів, у цьому разі власних мінералів не формували, хіба що їх фіксували у вигляді численних твердих (здебільшого галоїдних) фаз у газово-рідинних включеннях.

9.2.6.3. Гіпотеза галоїдного перенесення металів у складі суттєво йонних гідротерм з подальшим утворенням важкорозчинних сульфідів запропонована А. Бетехтіним (1953) і ґрунтувалася на припущенні транспортування рудоутворювальних компонентів винятково за участю істинних висококонцентрованих розчинів у вигляді хлоридів та фторидів ($PbCl_2 \rightarrow Pb^{2+} + 2Cl^-$ або $MoF_4 \rightarrow Mo^{4+} + 4F^-$). За наявності сірководню, що розпочинає дисоціювати після 400 °С, можуть кристалізуватися сульфіди металів: $PbCl_2 + H_2S \rightarrow 400° > Pb^{2+} + 2Cl^- + 2H^+ + S^{2-} \rightarrow 300° > PbS_{2+} + HCl^-$. Екпериментальним підґрунтям цих тверджень є суттєва розчинність галогенідів (1–8 г на 1 кг розчину), особливо хлоридів Mo, Sn, Pb, Zn, Cu, Nb, Fe, Sb, Hg, деяких інших металів, а також дані про високу стійкість таких систем, їхню високу рухомість, здатність до активного вилуговування компонентів бічних порід та їхнього метасоматичного заміщення. Недоліками гіпотези щодо можливостей її застосування є такі: для сульфідних руд наявний двоступеневий характер дисоціації $H_2S \rightarrow H^+[HS]^- \rightarrow 2H^+ + S^{2-}$ та зменшення ролі другого ступеня з охолодженням (Ольшанський, 1958), а, по-друге, хлориди і фториди важких металів досить легко гідролізуються, що теж дає підстави сумніватися в її ефективності (В. Щербина та ін.).

9.2.6.4. Гіпотеза комплексного перенесення металів у складі розчинів йонно-молекулярного типу. Вона набула особливої популярності у 1960-1970 рр., хоча хіміки теорію утворення комплексних йонів розробляли вже на початку XX ст. Серед геохіміків у цьому плані відомі “пометально” спрямовані дослідження П. Бартона, Г. Барнеа (Zn), Г. Хелгессона (Pb), Д. Хемлі

(Pb), Ф. Сміта (Hg, Sb, As), В. Щербини (Au, Sb), В. Барсукова (Sn), Н. Хітарова (Mo), Н. Тюріна (Au), Р. Рафальського (U), Г. Полякової (Au, As).

Базовими тут є уявлення про ступеневий характер процесів електролітичної дисоціації сполук у складі комплексних йоно-молекулярних систем: мікрокристал ⇄ полімерна молекула ⇄ комплексний йон ⇄ прості йони. Всі складові наявні в розчині одночасно, у кількісно та енергетично рівновеликому стані, наприклад, тверда фаза PbS ⇄ "пакет" молекул $n \cdot PbS$ ⇄ комплекс $Pb[HS]^+$ ⇄ йони S^{+2} та H^+. У цьому разі головною формою гідротермальної міграції є саме ***комплексний йон***, що має повну просторово-енергетичну структуру (лігандність) з відповідним координаційним числом. Складається він із ***комплексоутворювального ядра*** – M^+ (завжди к а т і о н металу або позитивно заряджений йон) і певної кількості **лігандів** – L^- (завжди а н і о н и легкорозчинної речовини, що чітко координовані навколо ядра) та **адендів** – A° у вигляді також координованого угруповання енергетично нейтральних молекул, найчастіше розчинника (рис. 72).

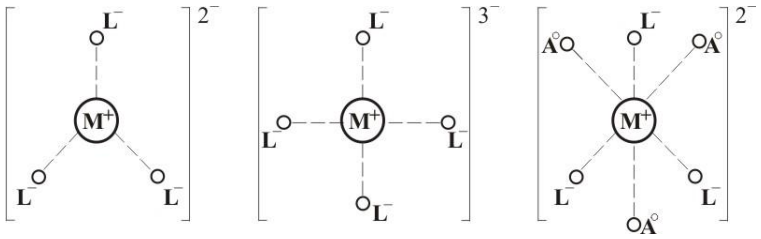


Рис. 72. Принципово можливі варіанти будови металоносних комплексних йонів: **M^+** – комплексоутворювальне ядро, **L^-** – ліганди, **A°** – аденди.

Компоненти ядра, лігандів та адендів у складі системи одного розчину водночас можуть перебувати в стані комплексування, відокремлення, утворення твердої фази. Тому поняття "комплексу" має статистичний характер, що відображено спеціальним коефіцієнтом комплексоутворення. В природі роль адендів частіше відіграють молекули води, інколи аміаку, а серед лігандів поширені так звані мінералізатори: Cl^-, F^-, $(OH)^-$, $(HS)^-$, $(S_2O_3)^{2-}$, $(SO_4)^{2-}$, $(S_2)^{2-}$, S^{2-}, O^{2-}, $(Cl_3)^{2-}$, $(HCO_3)^-$, $(NH_2)^-$, $(CH)^-$ та деякі інші. Відповідно до мінералізаторів розрізняють і певні угруповання металоносних комплексних йонів (табл. 8), гідротермально-транспортувальна роль яких досить мінлива залежно від особливостей *PT*-режиму системи, геохімічного фону та конкретної літолого-структурної ситуації.

Таблиця 8

Металоносні комплексні йони в гідротермальних розчинах,

за В. Смірновим, В. Нарсеєєвим, Г. Поляковою та ін.)

Корисний компонент руд	Важливіші геохімічні типи та температурні межі їхньої стійкості, 0 °С					
	галоїдні (до 220–200 °С)	гідросульфідні (до 200–180 °С)	тіосульфідні (до 170–150 °С)	карбонільні (до 300 °С)	ціанатні (~30–20 °С)	амінні (~30–20 °С)
Au –Ag – Hg	$[Au^{+}Cl_2]^{-}$ $[Au^{+}Cl_3]^{2-}$ $[Au^{+}Cl_5]^{4-}$ $[Au^{3+}Cl_4]^{-}$	$[Au^{+}(HS)_2]^{-}$ $[Au^{3+}(HS)_4]^{-}$ $[Au^{3-}(HS)_6]^{3-}$	$[Au^{+}(S_2O_3)]^{-}$ $[Au^{+}(S_2O_3)_2]^{-}$ $[Au^{3-}(S_2O_3)]^{-}$	$[AuCl(CO)]^{-}$	$[Au(CN)_2]^{-}$ $[Ag(CN)_2]^{-}$ $[Hg(CN)_2]^{-}$	$[Au(NH_3)_4](NO_3)_3$ $[Au(NH_3)_4](NH_2)_3$
Pb – Zn	$[PbCl_3]^{-}$	$[Zn(HS)_3]^{-}$				
U – Th				$[UO_2(CO_3)_2(H_2O)_2]^{-2}$		
				$[UO_2(CO_3)_3]^{4-}$		
Sn – W – Mo	$[Sn(F,OH)_6]^{2-}$					
	$[WO_2F_4]^{2-}$					
	$[Si(Mo_2O_7)^{6-}$					
Nb – Ta	$[NbF_7]^{2-}$					
	$[NbOF_5]^{2-}$					

9.2.7. Причини утворення мінералів гідротермального походження

Ці причини дуже різноманітні й найчастіше мають комбінований характер з домінуванням одного чи двох чинників (Смирнов, 1969, 1976).

А. **Руйнування металоносних комплексів** у разі досягнення системою певних фізико-хімічних меж їхньої стійкості. Наприклад, хлор-ауратні комплекси починають розкладатися зі зниженням температури в діапазоні від 280–270 до 220–200 °С, а за 160–150 °С трансформуються в тіосульфат-аурати; отже, крім теплового, важливими є і власне геохімічні чинники, що полягають у порівняній стабільності суттєво галоїдного або сульфідного типу середовища (Нарсеев, 1996).

Б. **Обмінні хімічні реакції** між аніонами та катіонами (АХ + ВУ → АУ + ВХ) у разі зіткнення двох гідротермальних систем різного походження (здебільшого, ювенільних з метеорними – геохімічний "бар'єр"), або між компонентами розчинів та бічними породами з утворенням навколорудних зон їхнього метасоматичного заміщення, та нерідко і самих рудних покладів.

В. **Різкі флуктуації *PT*-режиму** гідротерм, що здатні прямо і суттєво знижувати розчинність уже наявних мінеральних сполук, або дотично – шляхом зміни хімічної активності йонів, парціального тиску дегазувальних летких (pCO_2, pS, pO_2) – можуть сприяти порушенню фізико-хімічної рівноваги системи зі зміщенням мінералоутворювальних реакцій у той чи інший бік; особливо важливі під час утворення різного типу карбонатних руд ($Fe\,[HCO_3]_2 \rightarrow FeCO_3\downarrow + H_2O + CO_2\uparrow$) та під час руйнування деяких металоносних комплексів ($UO_2\,[CO_3]_3 \rightarrow UO_2\downarrow + CO_2\uparrow$.

Г. **Зміни кислотно-лужного (pH) та окисно-відновного (Eh) режиму** гідротермальної системи визначають певні діапазони стійкого перенесення та руйнування комплексно-йонних сполук багатьох важких металів, а також регулюють динаміку процесів гідролізного та карбонатного рудоутворення; особливо в разі окиснення $Fe^{2+}(Mn)^{2+}$ –e– → $Fe^{3+}(Mn^{4+})\downarrow$ $U^{6+}(V^{5+}, Mo^{6+})$ –e– → $U^{4+}(V^{3+}, Mo^{4+})\downarrow$ з утворенням різнотипних, проте стійких мінералів.

Д. **Процеси коагуляції колоїдів** (як наслідок різкого пересичення, переохолодження розчинів, розпаду комплексних йонів, взаємодії з вадозними водами тощо) з подальшим синерезисом гелю (втрати води) та його розкристалізації у вигляді дрібнозернистих агрегатів металоколоїдної текстури; особливо характерні для малоглибинних зон, здебільшого, вулканогенно-гідротермального рудоутворення.

Е. **Ефект сорбування** є досить поширеним у природі, хоча самостійного значення в нагромадженні корисних компонентів не має. Утім, виявляється у всіх варіантах – адсорбції (поглинання елементів поверхневим шаром), абсорбції (поглинання всім об'ємом) та хемосорбції (поглинання реактивним шляхом), аналіз яких нерідко виявляється дуже важливим для вирішення деяких генетичних питань рудогенезу (Смирнов, 1976).

9.3. Геологічні умови утворення

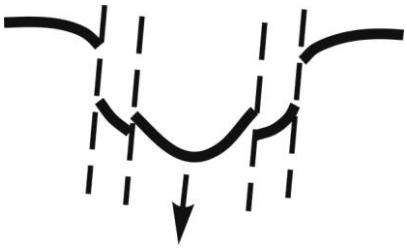
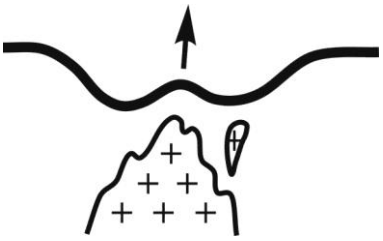
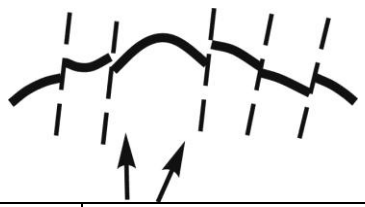
9.3.1. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями

Гідротермальні родовища поширені в геосинклінальних областях та в зонах тектономагматичної активізації платформ включно з консолідованими областями завершеної складчастості. Відомі вони і серед метаморфітів кристалічних щитів докембрію, здебільшого в граніт-гранулiт-зеленокам'яних структурах архейських кратонів, інколи в графітизованих кристалічних сланцях протерозою.

Переважна й особливо різноманітна більшість гідротермальних родовищ формується впродовж усього розвитку геосинклінальних циклів, проте кількісно і якісно нерівномірно (Смирнов, 1976). Мінералого-геохімічна спеціалізація та рудогенерувальна потужність гідротермальних процесів у різні стадії геосинклінального режиму визначена, зазвичай, характером магматизму, його петрохімічними рисами та інтенсивністю проявів (табл. 9). Загалом, як це довів акад. В. Смірнов (1969, 1976), "за досить широкого прояву гідротермальних утворень на всіх стадіях геосинклінального та платформного етапів геологічного розвитку земної кори найбільша їхня кількість формується саме в пізню стадію перетворення геосинкліналей у складчасті пояси".

Таблиця 9

Магматизм та процеси гідротермального рудоутворення в різні стадії геосинклінального циклу, за В. Смірновим, 1976

<table>
<tr><th>**Стадії** геосинклінального циклу</th><th>**Магматичні формації**</th><th colspan="2">**Гідротермальні** родовища</th><th>**Інші** генетичні групи родовищ</th></tr>
<tr><td rowspan="3">Рання – власне геосинклінального прогинання
  </td><td>Перидотит-габроїдна “офіолітових” поясів</td><td colspan="2">Немає</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Плагіогранiт-сієнітова</td><td colspan="2">Не характерні</td></tr>
<tr><td>Спіліт-кератофірова, субмаринно-вулканогенна трогових прогинів</td><td colspan="2">Немає</td><td>Гідротермально-осадові та гідротермально-метасоматичні колчеданові</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Середня – інверсійна, “орогенна”
  </td><td>Граніт-батолітова</td><td colspan="2"></td><td>Пегматитові, альбітит-грейзенові рідкіснометалеві</td></tr>
<tr><td>Гранодіорит-батолітова</td><td colspan="2">Подекуди</td><td>Сульфідно-скарнові</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Пізня – склепінчасто-брилових піднять
  </td><td>Гіпабісальна малих інтрузій кислого та середнього складу</td><td>Плутоногенні Pb-Zn-Cu, Sn, W-Mo, Au, Ni-Co, Fe, Bi, Sb-Ag тощо</td><td rowspan="2">Головна маса</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Вулканогенна андезит-дацитова</td><td>Вулканогенні Au-Ag, Hg, S, Cu-Mo, Te-Se, ісландський шпат, CaF_2 тощо</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Платформа</td><td>Зона тектоно-магматичної активізації</td><td>Лужно-гранітоїдні</td><td colspan="2">Родовища кольорових, рідкісних та благородних металів</td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Приповерхневі газово-вибухові процеси</td><td>Трапові</td><td colspan="2">Магнезіоферитові родовища</td></tr>
</table>

9.3.2. Форми зв'язку гідротермальних родовищ з тілами магматичних порід

Форми зв'язку гідротермальних родовищ з тілами магматичних порід досить різноманітні, серед них разом із просторово-віковими, структурними, речовинно-геохімічними розрізняють також генетичні, парагенетичні, енергетичні та інші, що є дуже важливими для вирішення як теоретичних проблем, так і власне практичних прогнозно-розшукових завдань.

Просторово гідротермальні родовища можуть асоціювати з двома типами тіл магматичних порід (рис. 73, *а*): з великими масивами гранітних батолітів ($n \cdot 10$ – $n \cdot 100$ км) або з ***малими інтрузіями***, що є похідними від перших і утворюють великі поля, зони поширення помірно кислих дайок, інколи штоків ($n \cdot 100$ м – 1 км). Якщо в першому випадку вони є досить потужними енергетично-речовинними першоджерелами гідротермальних систем, то в другому за розмірами такими не є.

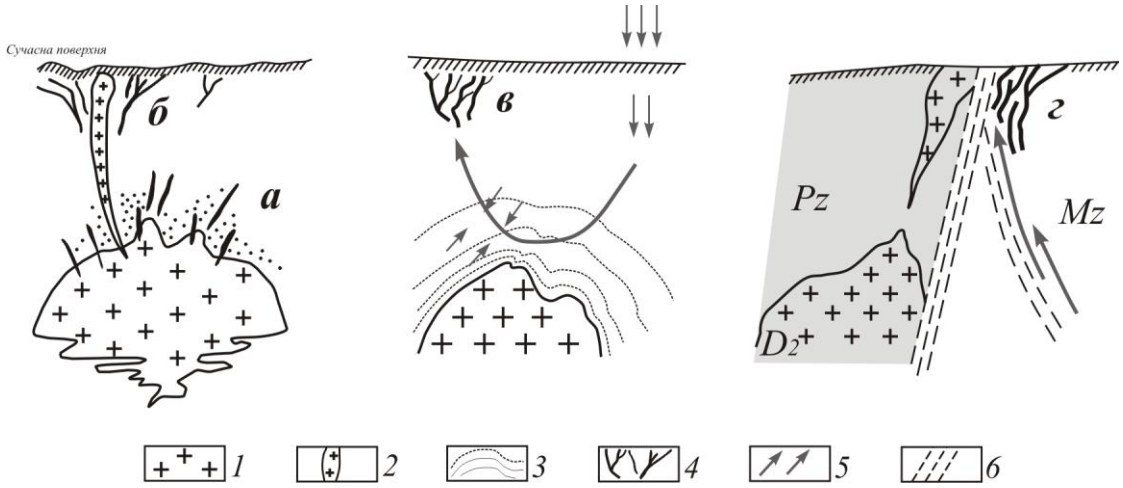


Рис. 73. Форми зв'язку гідротермальних родовищ з магматичними утвореннями:
а – просторово-генетичний з масивами материнських гранітоїдів; *б* – парагенетичний з малими інтрузіями та тілами дайкових серій; *в* – енергетичний зв'язок метеорних вод глибинної циркуляції з тепловими полями різного походження; *г* – структурний, що зумовлений просторовою асоціацією неспоріднених різновікових магматичних та гідротермальних утворень;
1 – рудогенерувальний масив гранітоїдів; *2* – дайка; *3* – теплові поля навколо магматичного вогнища; *4* – рудоносні жили; *5* – напрям руху гідротерм материнського походження; *6* – зона довготривалих тектонічних порушень глибинного закладання.

В основі таких просторових співвідношень можуть бути різні причини. Серед них розрізняють такі форми рудномагматичних зв'язків (див. рис. 73).

1. **Генетичний** (або **материнський**) зв’язок – коли простежується безпосередня речовинно-енергетична спорідненість, і родовище є продуктом післямагматично-гідротермальної діяльності певного, зазвичай, великого гранітоїдного масиву батолітового типу (див. рис. 73, *а*).

2. **Парагенетичний** (або **братський**) – коли йдеться про непрямий зв’язок, за якого родовище і супутні малі інтрузиви, серії дайок, що просторово з ним асоціюють, є похідними спільного, глибиннішого магматичного вогнища (див. рис. 73, *б*).

3. **Енергетичний** зв’язок, за якого магматичне вогнище є джерелом лише теплової енергії, а компоненти мінеральної речовини вилуговувалися розчинами з бічних порід у процесі глибинної циркуляції вадозних (водних) систем метеорного походження (див. рис. 73, *в*).

4. **Агенетичний** (або **структурний**) зв’язок, за якого просторове суміщення родовища та інтрузиву зумовлене спільністю зон їхньої локалізації, що функціонують тривалий час, проте в різні епохи (див. рис. 73, *г*, 74).

5. **Амагматичний** (або **випадковий**) зв’язок, коли видимих та прямих ознак зв’язків з магматичним вогнищем нема або їхню наявність лише припускають.

9.3.3. Критерії генетичних зв’язків гідротермальних родовищ з магматичними породами

Критеріями генетичних зв’язків гідротермальних родовищ з певними тілами вивержених порід може бути такий комплекс даних (Смирнов, 1976):

а) одночасність або тісна вікова наближеність процесів становлення інтрузиву та гідротермального зруденіння певного типу;

б) приуроченість їх до одних і тих же геологічних структур;

в) однакові фаціально-глибинні умови розвитку цих процесів, зокрема, у приповерхневих (від $n \cdot 10$ м до 1,0–1,5 км), гіпабісальних (1,0–1,5 до 3,5–4,0 км), абісальних (3,5–4,0 до 10–15 км) та ультраабісальних (10–15 до 40 км) рівнях глибин, хоча нерідко з масивом однієї зони глибини пов’язане зруденіння іншої;

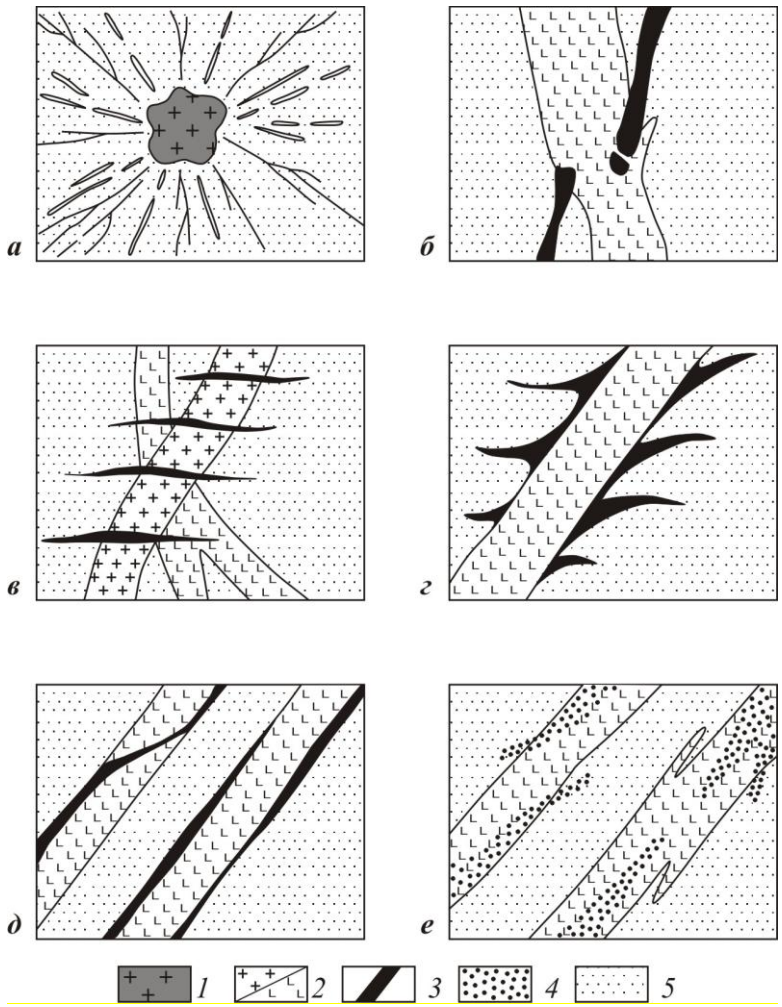


Рис. 74. Різновікові співвідносини структурно пов'язаних гідротермальних руд з дайковими тілами, за В. Смірновим:
а – радіально-променева система дайок та парагенетично пов'язаних рудоносних жил навколо штоку плагіограніт-порфірів, що є похідними єдиного (материнського) вогнища; *б* – перетин рудної жили молодшою дайкою; *в* – перетин рудними жилами дайок різного віку. Варіанти структурно зумовленого контролю зруденіння: *г* – уздовж тріщин оперення дайкових тіл, *д* – система тріщин, субпаралельних до контактів дорудних дайок, *е* – прожилково-вкраплена мінералізація накладеного типу в зоні ендоконтакту дайок;
1 – шток плагіограніт-порфірів; *2* – дайки магматичних порід різного складу; *3* – рудні жили гідротермального походження; *4* – прожилково-вкраплений тип зруденіння; *5* – вмісні породи.

г) наближеність ступеня метаморфічних змін виверженних порід та руд (давні перетворені сильніше, порівняно молоді – слабкіше або взагалі незмінені);

д) рудна спеціалазація інтрузивів різного складу, що виявляється за стійкої їхньої асоціації з рудопроявами певного складу: ультраосновні (Ti, Cr, Fe, Pt), основні (Ni, Co, Cu), кислі (Sn, W, Mo), середні (Pb, Zn, Au, Ag), лужні (Ta, Nb, Zr, Ce);

е) геохімічна спорідненість інтрузиву та руд за наявності в них відповідного набору одних і тих же акцесорних мінералів, елементів-домішок, кореляції їхніх кількісних співвідношень, однакових співвідношень окремих стабільних ізотопів тощо;

ж) нарешті, наявність ознак зонального (доцентрового, відцентрового) розвитку зруденіння навколо інтрузивного масиву (рис. 75), виявлених на підставі ретельного вивчення закономірної зміни мінерального складу профільних асоціацій, їхніх просторово-вікових співвідношень, а також характеру градієнтної еволюції головних ТБГХ-показників режиму (термобарогеохімічна зональність (рис. 76)) за даними комплексного (також просторово-вікового) вивчення багатофазових включень у мінералах руд (Лазько и др., 1981; Ляхов, та ін., 1995).

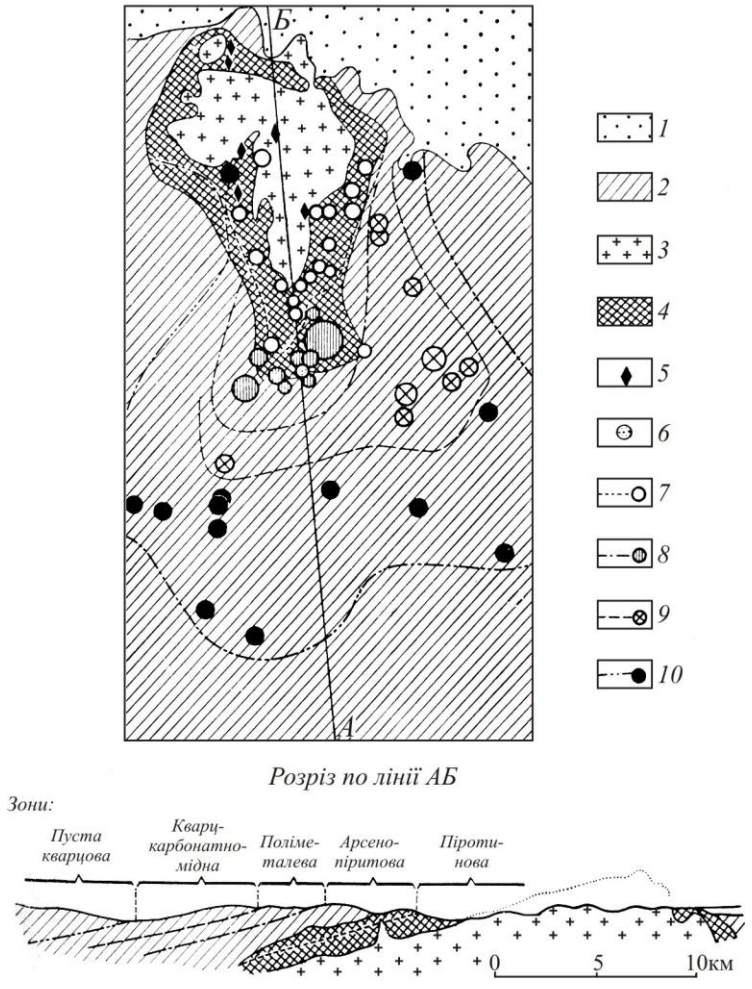


Рис. 75. Зональне поширення родовищ навколо гранітного Кумиштанзького масиву в Талаському Алатау, за В. Смірновим:
1 – кайнозойські відклади; *2* – нижньопалеозойські породи; *3* – граніти; *4* – роговики; *5* – пегматитові жили; *6* – везувіан-гранатові скарни з шеєлітом, молібденітом, арсенопіритом і бісмутином; *7–10* – жили: *7* – піротин-халькопіритові, *8* – арсенопіритові, *9* – поліметалеві, *10* – кварц-карбонатні з халькопіритом і галенітом.

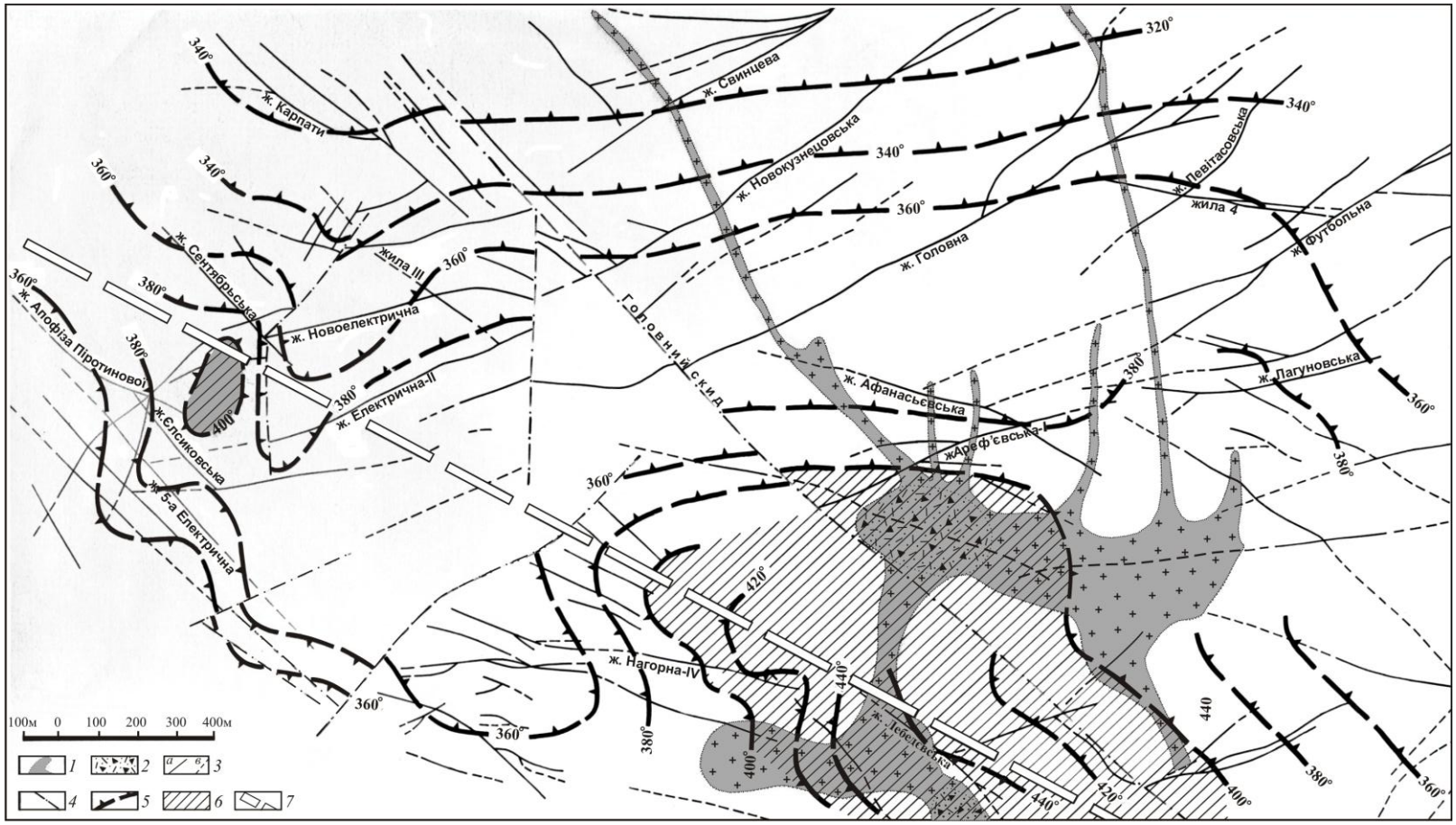


Рис. 76. Схема палеотемпературної зональності Дарасунського родовища золота на стадії ранніх сульфідів, Східне Забайкалля, за Ю. Ляховим:

1 – шток плагіограніт-порфірів; *2* – експлозивні брекчії (“трубки газових вибухів”); *3* – сульфідно-кварцові жили, які виходять на поверхню (*а*) і виявлені на глибині (*б*); *4* – тектонічні порушення; *5* – ізотерми, проведені на підставі даних гомогенізації газово-рідинних включень у кварці (кварц-пірит-арсенопіритова асоціація); *6* – ділянки, мало перспективні на глибину з поширенням допродуктивної рідкіснометалевої та кварц-турмалінової мінералізації; *7* – осьова частина смуги розташування головних палеотемпературних максимумів переважного розвитку пневматолітово-гідротермальної діяльності.

9.3.4. Гіпогенна зональність гідротермального зруденіння. Її генетико-морфологічні типи та масштабність проявів є найяскравішими рисами родовищ саме цієї групи. Через стадійність і циклічність вона також відображає дискретність (переривчастість) післямагматичних процесів загалом (див. рис. 68). В еволюції наукових поглядів на кінетику гідротермального рудоутворення виділяють два періоди. У першому (1920–1933) з них у науковому геологічному середовищі панували погляди В. Еммонса (1933) про одноактність процесів магматичної дистиляції та синхронного відокремлення гідротерм з утворенням родовищ унаслідок поступового охолодження єдиної порції розчинів без будь-якої перерви у формуванні руд: ця, так звана ***температурно-батолітова*** концепція (гіпотеза) була надзвичайно популярною, хоча пояснювала далеко не всі аспекти зональної конструкції рудних полів. У другому періоді (після 1930–1933 рр.) сформульовано принципово нові положення так званої пульсаційної гіпотези С. Смірнова про дискретність рудоутворювальних процесів, тобто про досить тривалу, здебільшого багато-, а не одноразову дистиляцію магматичних вогнищ з послідовним пульсаційним відокремленням декількох порцій розчинів відповідно до циклів синмагматичної активізації тектонічних процесів.

У рамках **температурно-батолітової гіпотези** еволюційність поглядів В. Еммонса ґрунтувалася на припущенні такого: а) необхідні для локалізації руд структурні умови (зони розломів, системи тріщин) виникли та існували задовго до початку процесів рудоутворення; б) з проникненням у цю зону помірно кислих магм активне відокремлення летких відбувалося у вигляді єдиної “хвилі”, відповідно до стабільного теплового поля інтрузиву; в) подальша кристалізація мінеральних асоціацій була зумовлена зниженням хімічної активності розчинених компонентів у режимі поступового охолодження системи на тлі стабільного тиску; г) послідовність формування мінеральних асоціацій та фаціальний характер їхньої локалізації щодо інтрузивного контакту з позицій цієї гіпотези є винятковою функцією температурного чинника, тому і зональність зруденіння передбачають тільки відцентрового типу (рис. 77, *а*), що спостерігають далеко не завжди, як і далеко не завжди немає зруденіння

гіпсометрично нижче так званої мертвої лінії (dead line). Ця гіпотеза в багатьох аспектах не витримала тиску фактологічних даних.

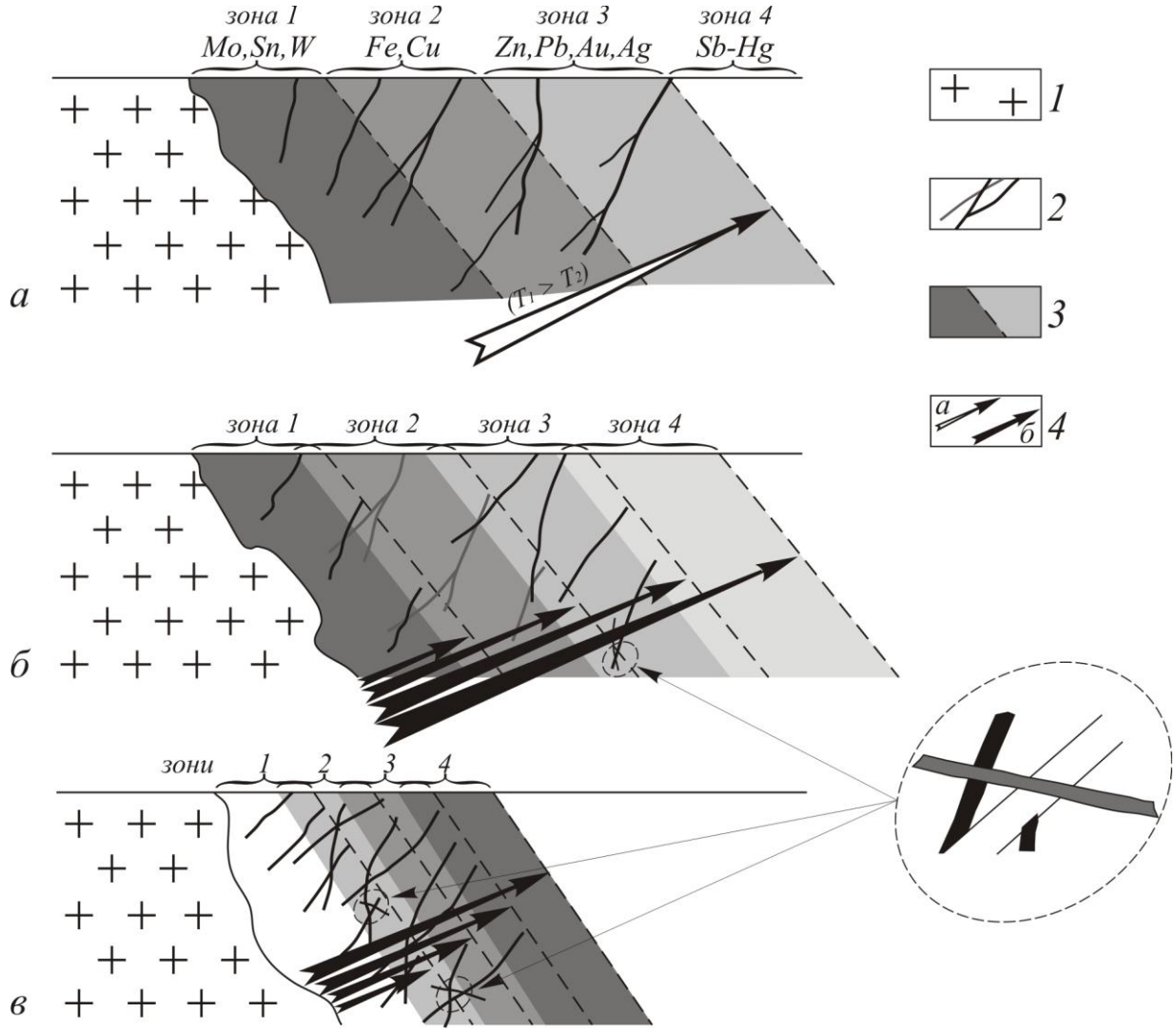


Рис. 77. Принципово важливі варіанти зонального розвитку гідротермального зруденіння в межах структурно-теплового впливу спорідненого інтрузиву гранітоїдів:
а – відцентрова ***фаціальна*** зональність одноактної мінералізації, за В. Емонсоном; *б, в* – ***стадійна*** зональність з чатковим перекриттям зон (“телескопування”, за С. Смірновим), відповідно – відцентрового (*б*) та доцентрового (*в*) типів.
1 – рудогенерувальний масив гранітоїдів; *2* – жильні тіла різного віку; *3* – умовні межі послідовної мінералізації – від ранньої (темні зони) до пізньої (світліші зони); *4* – стрілками вказана генеральна спрямованість термоградієнтів теплових полів загалом (*а*) та постадійно (*б*).

Пульсаційна теорія гідротермального рудогенезу ґрунтується на доведенні С. Смірновим того, що проявів ідеальної зональної мінералізації в природі нема, особливо за умов широкого розмаїття різних гідротермальних систем глибинного походження; натомість ідеться про кількісні варіації різновікових мінеральних асоціацій різного температурного діапазону (так званий ефект телескопування (накладання) руд відцентрового та доцентрового

спрямування). Головні, революційні порівняно з гіпотезою В. Емонса положення пульсаційної гіпотези такі: а) структурні умови локалізації зруденіння є не епі-, а синмагматичного походження – вони формувалися безпосередньо під час магматичної дистиляції; б) процеси тріщиноутворення під час проникнення магми та відцентрового розвантаження інтрузивних напружень посилювалися періодично (певними циклами), прокладаючи розчинам подальші шляхи міграції в напрямі зниження не температури, а тиску (відцентровий тип зональності (див. рис. 77, *б*)); в) мінералоутворювальні розчини надходили багаторазово (пульсаційно) у зв'язку з різкими перепадами тиску і температури відповідно до певних циклів тріщиноутворення; г) у ході циркуляції кожної порції гідротерм формувалися нові ряди спряжених мінералого-геохімічних парагенезисів, що зумовлено еволюційним характером *PT*-режиму власне цієї порції розчинів (так звані "стадії" мінералізації); д) завершальні фази магматичної діяльності за домінувальної ролі процесів покрівельного просідання та утворення системи конічних тріщин сприяє поступовому збільшенню масштабів телескопування руд (див. рис. 77, *в*), отже, і формуванню доцентрового типу їхньої зональності.

9.3.5. Етапність та стадійність процесів мінералоутворення

Подібно до просторово-зональних закономірностей будови зруденіння етапи та стадії рудоутворення, як власне речовинно-вікові поняття, є функціональним відображенням загальної ідеї дискретності геологічних процесів, особливо післямагматичних (рис. 78). Уперше їх ужив акад. С. Смірнов стосовно питань кінетики власне гідротермальних оловорудних процесів.

Етап мінералізації в широкому розумінні – це досить тривалий період мінералонагромадження внаслідок єдиного геолого-енергетичного процесу (магматичного, метаморфічного, осадового тощо). Для післямагматичних процесів це порівняно тривалий період пневматолітово-гідротермального мінералонагромадження, який пов'язаний з єдиним циклом тектономагматичної активізації за обов'язкового збереження висхідного речовинно-енергетичного джерела, що пульсаційно та в інверсійному *PT*-режимі генерувало і постачало

окремі порції гідротермальних розчинів: за оцінками В. Котляра (1966) і Д. Рундквіста (1978), тривалість етапів становить від $n \cdot 10$ до 100, інколи 1 000 років.

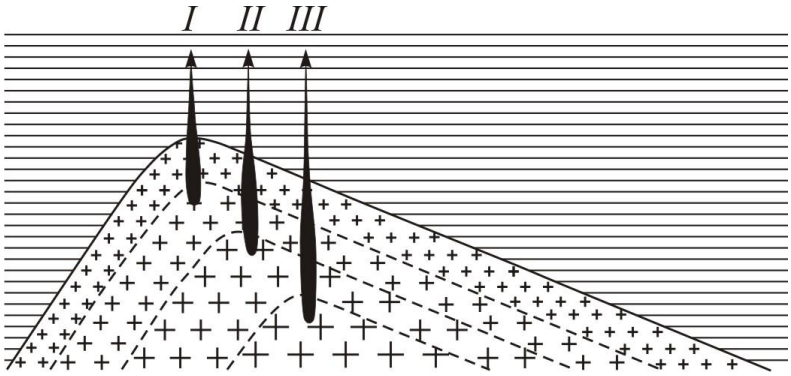


Рис. 78. Схема зміщення рудних зон у бік пологої покрівлі гранітного масиву під час послідовного відокремлення рудоносних розчинів змінного складу в процесі його вистигання, за В. Смірновим.

Вікові співвідношення процесів магматизму та післямагматичної мінералізації різноглибинних зон не однакові (Смирнов, 1976). У плутонічних та глибинніших умовах (4–5 км) переважають ***одноетапні*** процеси однотипного зруденіння, що виявляється після формування найпізніших інтрузивно-дайкових фаз. У вулканоактивних, частково середньоглибинних (1,5–2,5 км) зонах мінералізація найчастіше ***багатоетапна***, оскільки виявляється ще задовго до повного формування спорідненого вогнища і неодноразово була перервана поновленням магматичної діяльності у вигляді серій інтрарудних (внутрішньорудних) дайок, штоків або виливів. Отже, етапи мінералізації чергуються з періодами досить тривалого загасання і супроводжуються потім новою активізацією тектономагматичної діяльності, нерідко з газово-вибуховими процесами брекчіювання порід, змінами плану структурних деформацій і типом мінералізації, *PT*-режиму та хімізму розчинів.

Стадія мінералоутворення є складовою частиною етапу. Це віковий відрізок власне гідротермального процесу, для якого характерна ***неперервна*** мінералоутворювальна діяльність винятково ***однієї порції*** розчинів у порівняно стабільних геологоструктурних та фізико-хімічних умовах з ***еволюційно-регресивним*** типом *PT*-режиму. Внаслідок цього в одну стадію формується один або кілька спряжених мінералого-геохімічних парагенезисів у складі жильного виповнення та навколорудних метасоматичних змін (рис. 79): разом їх

розглядають як єдиний ***одностадійний комплекс***. Активізація процесів у цей час відбувалася у зв'язку з локальними, досить короткочасними проявами "внутрішньостадійних" флуктуацій *PT*-режиму; серійний їхній характер, зазвичай, завершувався швидкоплинною релаксацією термодинамічних умов подальшого мінералоутворення (див. рис. 69, 70).

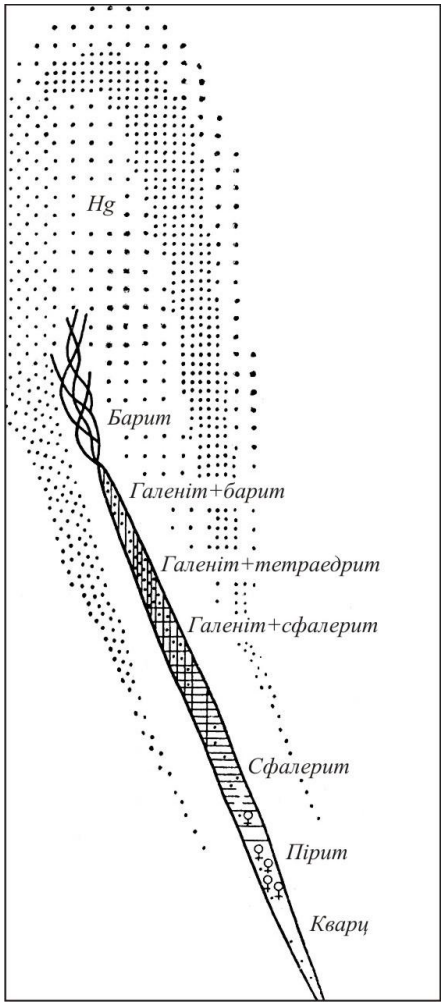


Рис. 79. Схема вертикальної зональності поліметалевих родовищ Вернерберг, Ґренландія, за К. Ворцуке і К. Ленерт-Тюлю.

Отже, речовинним відображенням певної стадії гідротермального процесу є так званий "одностадійний мінеральний комплекс" у вигляді ***послідовно-фаціального*** ряду парагенезисів, що сформовані однією порцією розчинів за умов порівняно плавної еволюції їхніх фізико-хімічних показників. Саме внаслідок цього часто спостерігають досить закономірну вікову і просторову заміну ранніх суттєво кварцових кислих мінеральних парагенезисів на сульфідно-кварцові, а потім на карбонатні, що формувалися за умов більш лужного середовища. Формування окремого мінерального парагенезису з чіткими ознаками спільної кристалізації всіх його членів є свідченням надзвичайної стабілізації фізико-хімічного режиму, який Н. Петровська (1973) називає "ступенем рівноваги".

Далеко не всі стадії гідротермального мінералоутворення безпосередньо пов'язані з процесом формування руд як об'єктом промислової уваги. Наявність корисних компонентів у рудах найчастіше зумовлена розвитком однієї, інколи двох стадій мінералізації, які називають ***"продуктивними"***, на відміну від ***до-*** і ***після***продуктивних (рис. 80–82).

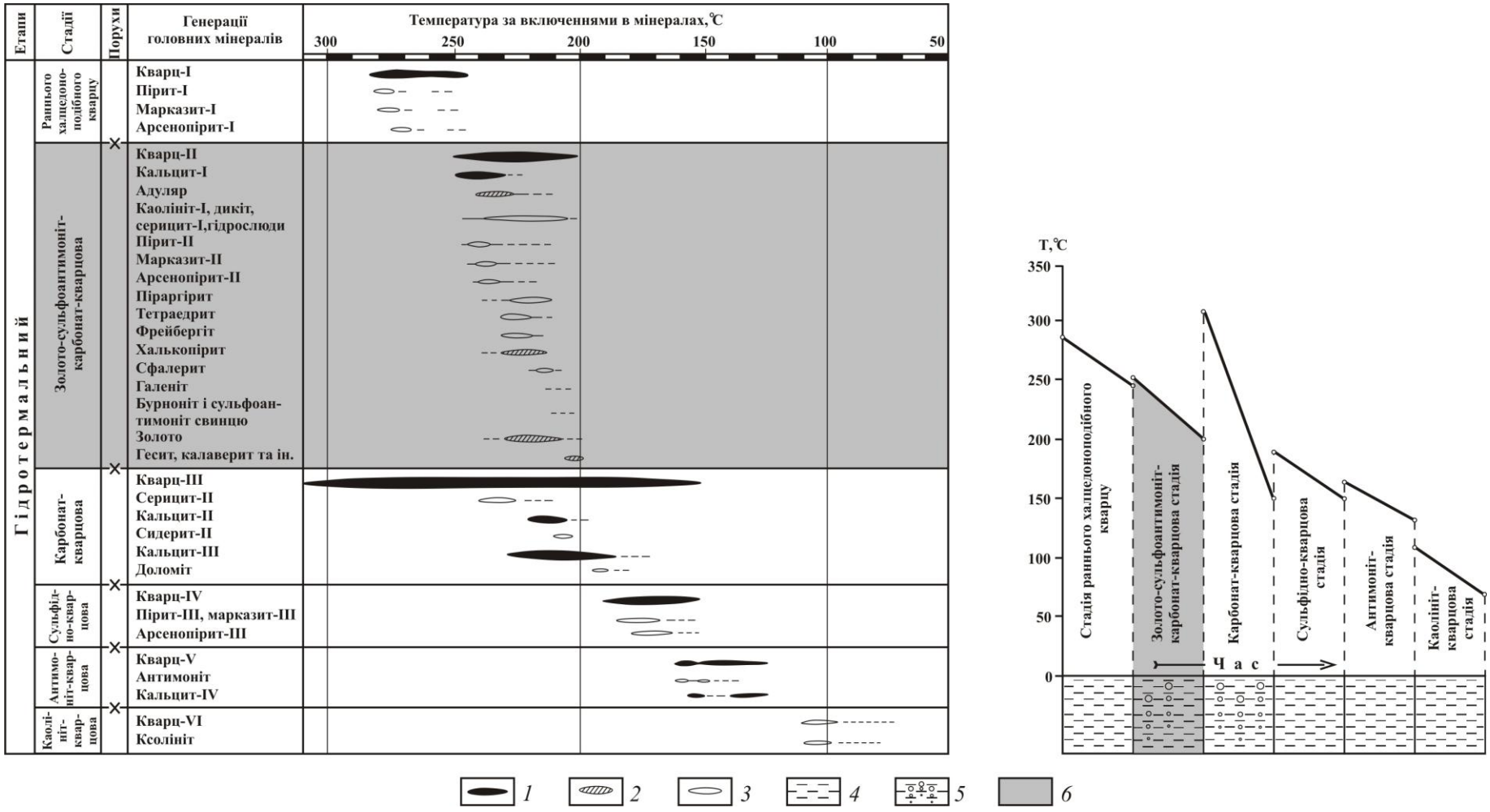


Рис. 80. Зведена температурно-парагенетична схема мінералоутворення родовищ Балєйського рудного поля, за Ю. Ляховим, з використанням даних Н. Петровської, М. Андрєєвой та ін.

Температурні інтервали: *1* – за даними гомогенізації включень мінералоутворювальних розчинів, *2* – за непрямими даними, *3* – передбачувані; агрегатний стан розчинів за включеннями: *4* – рідкий гомогенний, *5* – рідкий гетерогенний (кипіння); *6* – час та режим розвитку головної золоторудної стадії.

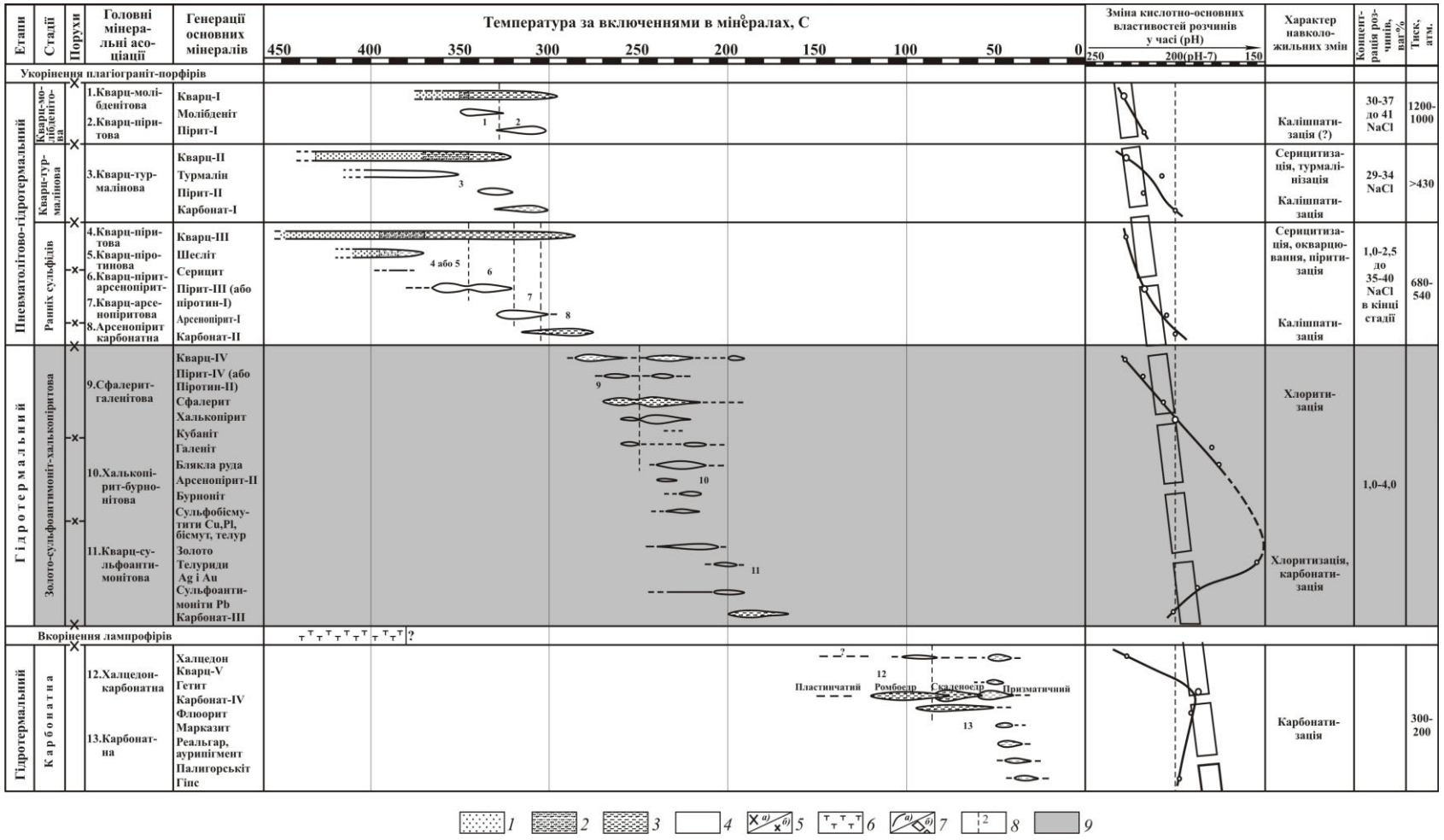


Рис. 81. Зведена температурно-парагенетична схема мінералоутворення Дарасунського родовища, за Ю. Ляховим.
Температурні інтервали, визначені гомогенізацією включень мінералоутворювальних розчинів: *1* – газоподібний стан; *2* – критичний (конденсація); *3* – рідкий; *4* – температурні інтервали, передбачувані за даними гомогенізації; *5* – тектонічні рухи міжстадійні (*а*) і внутрішньостадійні (*б*); *6* – передбачувана температура і відносний час укорінення лампрофірів; *7* – тенденція в зміні кислотно-основних властивостей розчинів у період розвитку стадій мінералоутворення (*а*) і процесу загалом (*б*); *8* – умовні температурні межі виділення головних мінеральних парагенезисів; *9* – час та режим розвитку головної золоторудної стадії.

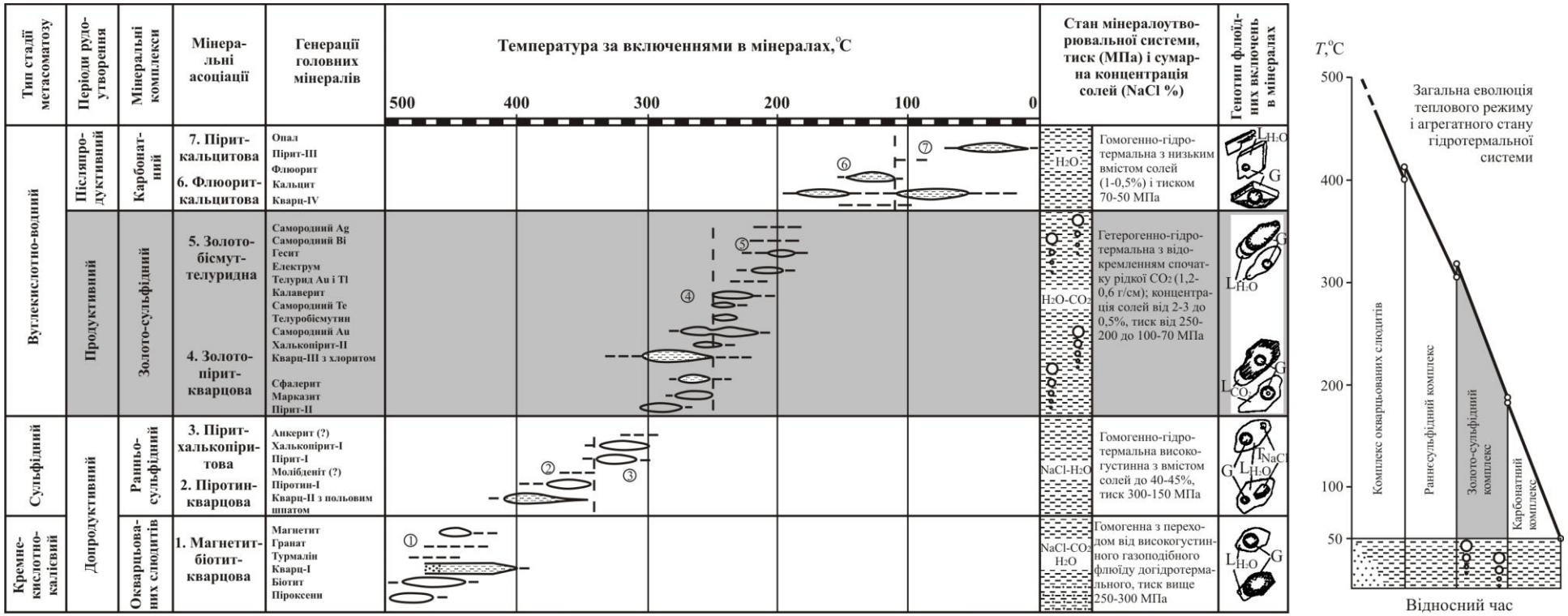


Рис. 82. Попередня температурно-парагенетична схема мінералоутворення Майського родовища (з урахуванням даних С. Нечаєва, С. Бондаренка, В. Сьомки, В. Бугаєнка, Д. Возняка). Умовні позначення ті ж, що й на рис. 81.

Саме під час розвитку продуктивних стадій (або стадії) зони гідротермальної мінералізації здатні набувати промислової цінності, і тільки за умови тривалого інтенсивного прояву цих стадій вони можуть перетворюватися на рентабельні родовища корисних копалин. Геолого-генетичний тип певного родовища визначений специфікою цілого комплексу фізико-хімічних параметрів формування не тільки провідних, а й супутніх мінеральних видів.

Аналіз стадійності гідротермальних процесів ґрунтується на матеріалах цілої серії геологоструктурних та мінералого-генетичних досліджень (Смирнов, 1976), а посилання лише на якусь частину критеріїв можуть бути підставою тільки для теоретичних припущень. Рекомендують вирізняти такий набір критеріїв:

− **структурно-тектонічний**, що враховує розвиток певних мінеральних асоціацій у структурних блоках різної еродованості, особливо зі змінами плану деформацій рудовмісних тріщин, а відтак з порівняно стійким характером вікових співвідношень певних мінеральних асоціацій у вигляді їхніх жил (прожилків), що взаємно перетинаються (див. рис. 12), ознак явищ взаємозаміщення, дроблення-цементації, регенерування тощо;

− **мінералого-парагенетичний**, що полягає у вивченні складу найстійкіших мінеральних асоціацій жильного виповнення та навколожильних метасоматичних змін, особливо з погляду суттєвих вікових перетворень їхнього геохімічно-речовинного складу (див. рис. 81);

− **геохімічно-асоціативний**, що ґрунтується на результатах корелятивного аналізу вмісту елементів-домішок у мінеральних структурах провідних генерацій для з’ясування характеру та відносного часу найпомітніших порушень таких корелятивних закономірностей;

− **термобарогеохімічний**, що шляхом системного ТБГХ-вивчення фізико-хімічних властивостей гідротерм, капсульованих у мінералах (газово-рідинні включення), дає змогу визначати відносний час та масштабність стрибкоподібних змін *PT*-режиму, сольової концентрації, хімізму та pH-Eh-розчинів (див. рис. 81, 82);

– **рудно-зональний**, що полягає у використанні причинно-наслідкової (функціональної) спорідненості просторово-вікових (тобто зонально-стадійних) змін дискретного розвитку післямагматичних систем: аналізують характер зональності – пульсаційний (стадійний (див. рис. 75, 78)), фаціальний (відкладання (див. рис. 76, 79)), її спрямованість – відцентрова, доцентрова, телескопована, а також особливості мінералого-геохімічних тенденцій змін у зіставленні зі стадійно-віковими;

– **динамо-кінетичний** критерій **циклічно-дискретного** розвитку процесів гідротермального рудоутворення з визначенням послідовного ряду одночасних стрибкоподібних порушень *PT*-режиму системи (див. рис. 69), її кислотно-лужних, газово-сольових особливостей; вище зазначено, як у разі відповідного утворення ряду одностадійно-мінеральних комплексів типу кварц-сульфіди-карбонат (див. рис. 81) їх супроводжують спочатку кислі метасоматити (серицитизація, альбітизація), а на завершенні – лужні (хлоритизація, карбонатизація тощо).

9.3.6. Гідротермально-вибірковий метасоматоз як важливий механізм рудоутворення розглядають з часів уведення цього терміна австрійським мінералогом Науманом-Циркелем (Львів, 1877) через поняття “метасоматичного заміщення” породоутворювальних мінералів гідротермальними, часто рудо-утворювальними. Відповідні новоутворення пізніше почали називати просто “метасоматитами”, серед яких розрізняють ***передрудні*** – у вигляді великих ($n \cdot 1$ км^2) площ поширення, що можуть включати окремі рудні зони, та ***синрудні*** – як навколожильні ореоли ($n \cdot 1$ м) гідротермально змінених порід (див. табл. 6) у літологічно- і структурно сприятливих умовах, що породжують потужні рудні поклади.

Зміст цього процесу полягає в хімічній взаємодії гірських порід з газово-рідинними розчинами різного походження, що спричиняє розкладання породоутворювальних мінералів та одночасне їхнє заміщення новими сполуками. У цьому разі залишаються незмінним як об’єм, так і твердий стан вихідних

порід. Роль гідротерм у такому випадку подвійна: з одного боку, вони постачають нові, частково металоносні, комплекси і тому спроможні формувати рудоносні поклади, а з іншого, – виносять продукти заміщення у верхні горизонти з можливим перевідкладанням їх у вигляді нової корисної копалини; вище вже зазначено, що подібні процеси є типовими ***ізохоричними*** (за обсягом системи) і водночас ***алохімічними*** (за речовинним складом).

Переміщення мінеральної речовини в таких умовах, у тому числі й металоносних комплексів, може відбуватися або під час дифузії крізь застійні порові води (рушійним чинником є градієнт концентрації – ΔC йона), або ***інфільтрацією*** розчинів уздовж системи тріщин (напрямлювальним є градієнт тиску ΔP). Провідну рудогенерувальну роль відіграють процеси інфільтраційного метасоматозу, що забезпечує досить значні переміщення металоносних сполук (понад $n \cdot 100$ м) з утворенням чітких просторово обмежених зон мінералізації промислового типу. Дифузійний, здебільшого навколожильний метасоматоз не такий масштабний і забезпечує порівняно локальне транспортування речовини (до 10 м) в межах фаціально-зональної зміни бічних порід. Промислове значення цього процесу другорядне, однак надзвичайно важливе як критерій прогнозування та розшуків головного зруденіння.

Процеси гідротермального метасоматозу розвиваються в товщах порід будь-якого складу, проте з різною інтенсивністю, тобто вибірково, залежно від поєднання низки сприятливих літолого-структурних чинників. Найважливішими серед них є хімічна активність порід, проникність (пористість, тріщинуватість) та загальні фільтраційні особливості середовища, його зміни в умовах конкретного геологічного розрізу (Смирнов, 1976).

Х і м і ч н и й с к л а д п о р і д є загальним чинником, що може ***сприяти*** процесам метасоматозу (вапняки, доломіти, травертини, вуглисті й графітизовані породи), ***частково сприяти*** (глибинні метасоматичні, ефузивні, пірокластичні породи кислого, лужного, основного складу, метаморфічні – амфіболіти, кристалічні сланці, осадові – аркозові, граувакові пісковики) та

зовсім не сприяти: це стосується хімічно неактивних порід (кварцити, пісковики кварцові поліміктові, глинисті сланці, алевроліти, аргіліти тощо).

П р о н и к н і с т ь порід певного складу визначена двома показниками, що мають син- та епігенетичну природу:

а) **первинною інтерстиційною пористістю** порід, що може коливатися від $n \cdot 0{,}1$ % до 13 % сумарного об'єму міжзернового простору. Оптимальним для процесів метасоматозу є інтервал від 1,5–3,0 % (Hg–Sb руди Південного Киргизстану) до 4–8 % (Pb–Zn поклади Карамазару, Середня Азія);

б) **тектоногенно-накладеною тріщинуватістю**, яка відіграє надзвичайно важливу рудоконтролювальну роль. ***Особливо сприятливі*** для цього порівняно крихкі породи (кислі інтрузиви, ефузиви, туфи, туфобрекчії, лавобрекчії, аркози, суттєво польовошпатові та кварц-польовошпатові пісковики різного походження). Натомість до ***несприятливих*** потрібно зачислити широкий набір порівняно пластичних глинистих сланців (для них пластичні деформації просто типоморфні) та крихких різноманітних карбонатних порід, для яких унаслідок їхнього легкого розчинення дуже характерним є "самозаліковування" тектоногенних тріщин в результаті перевідкладання або перекристалізації, особливо в товщах мармурів тощо.

Режим фільтрації в межах конкретного геологоструктурного блока виконує не тільки рудоконтролювальну, а й рудолокалізувальну функцію. Несприятливим у загальному випадку є режим так званої наскрізної фільтрації, що в умовах літологічно монотонної товщі забезпечена порівняно високим рівнем її сумарної пористості (понад 13 %). Навпаки, дуже сприятливим для рудовідкладання є ефект ***екранування***, що найчастіше трапляється в межах геологічних розрізів зі складним, ліпше багаторазовим перешаровуванням порід суттєво відмінних за хімічною активністю та рівнем проникності (просочування) гідротерм; фізичний зміст екранування полягає в різкому зниженні показників фільтраційного ефекту з переходом по висхідній від більш проникних і хімічно активних порід нижнього горизонту до значно щільніших (~0,1–1%) та хімічно неактивних порід, що його перекривають. Найсприятливіші для локалізації

зруденіння карбонатні породи (рис. 83), особливо під екранами щільніших утворень (рис. 84).

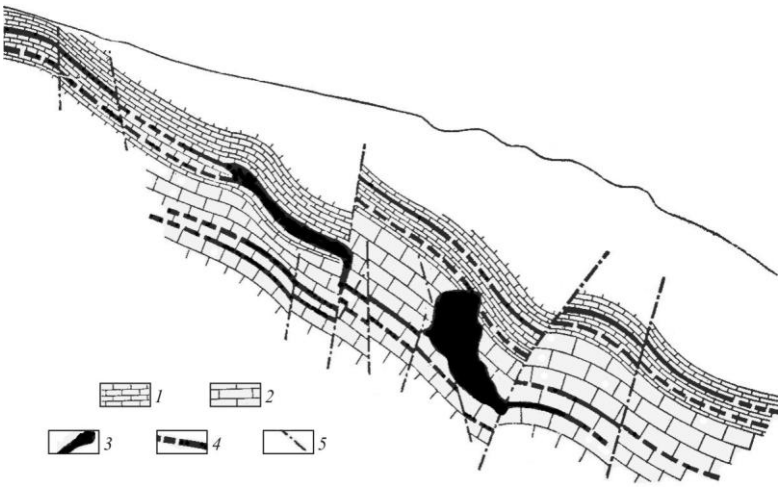


Рис. 83. Вибірковий метасоматоз під час утворення пластових покладів арсенопіритової руди на родовищі Брич-Мулла в Середній Азії, за Г. Віровлянським:
1 – бричмулінські вапняки; *2* – верхньофаменські вапняки; *3* – рудні тіла; *4* – передбачуване продовження рудних тіл; *5* – скиди.

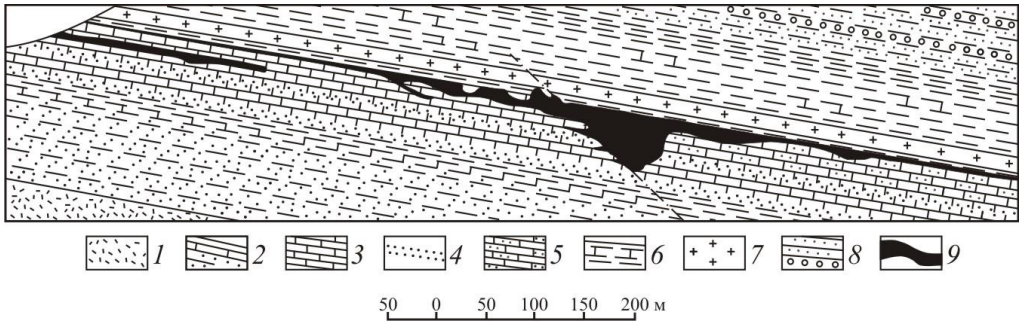


Рис. 84. Метасоматична локалізація зруденіння (Cu–Ag–Au) у вапняках безпосередньо під екранувальними сланцями та кварцитами, родовище Бьютт у США, за Т. Ловерінгом:
1 – гранітогнейси; *2* – кембрійські кварцити й ордовицькі сланцюваті кварцити; *3* – голубі вапняки; *4* – кварцити; *5* – вапняки "зебра"; *6* – сланцюваті кварцити; *7* – порфіри; *8* – сланці і пісковики; *9* – руда.

Отже, саме оптимальний збіг усіх трьох наведених вище чинників гідротермального метасоматозу зумовлює вірогідність його проявів у промислово цінному – ***вибірковому*** варіанті, переважно у літолого-структурних ситуаціях шарнірно-антиклінального, флексурного або насувного типу пасток (рис. 85). Вірогідність багаторазового повторення подібної ситуації засвідчена досить поширеними випадками дво-, три- та навіть п'ятиповерховим типом промислового зруденіння на сурм'яно-ртутних родовищах Південного Киргизстану (Кадамджай), України (Микитівське), свинцево-цинкових Південного Казахстану

(Міргалімсай, Ачісай), межиріччя Міссісіпі–Міссурі (США), або на золоторудних родовищах Західної Австралії (Бендіго, Баларат), США (район Бьютт) та ін.

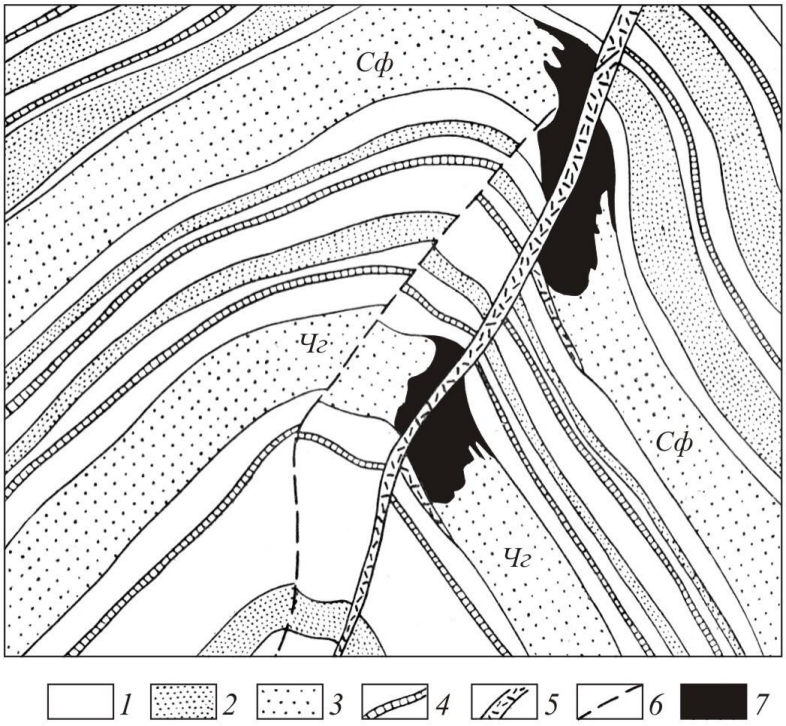


Рис. 85. Схематичний розріз Микитівського родовища, Софіївський купол, за С. Ступаком: *1* – аргіліти, сланці; *2* – пісковики; *3* – рудоносні пісковики (*Сф* – софійські, *Чг* – чегарницькі); *4* – вапняки; *5* – розлом "Січний"; *6* – скид; *7* – зруденілі ділянки.

9.4. Генетична класифікація гідротермальних родовищ

До кінця XIX ст. в підґрунті систематизації гідротермальних родовищ панівну роль відігравали речовинно-морфометричні чинники. Основи генетичної класифікації цих утворень 1907 р. закладені видатним геологом американської школи В. Ліндгреном, який розділив їх на **епі-**, **мезо-** та **гіпотермальні**, тобто за принципом збільшення **глибинності зон** розвитку зруденіння (приповерхнева, середня та нижня), а відтак і підвищення параметрів *PT*-режиму процесів (рис. 86). Пізніше, за даними Л. Грейтона (1933) та А. Баддінгтона (1935), вирізнено угруповання лепто- та ксенотермального типу. Подібних поглядів дотримувалися інші відомі геологи, зокрема М. Усов (1931), що розрізняв три класи гідротермальних рудних формацій: ефузивні (приповерхневі), гіпабісальні (помірно глибинні) та абісальні (досить глибинні); пізніше – П. Татаринов, І. Магак'ян (1949), які розрізняли два класи гідротермальних утворень:

приповерхневих малих глибин та ***помірних–значних глибин***, з виділенням у кожному високо-середньо- та низькотемпературних типів зруденіння.

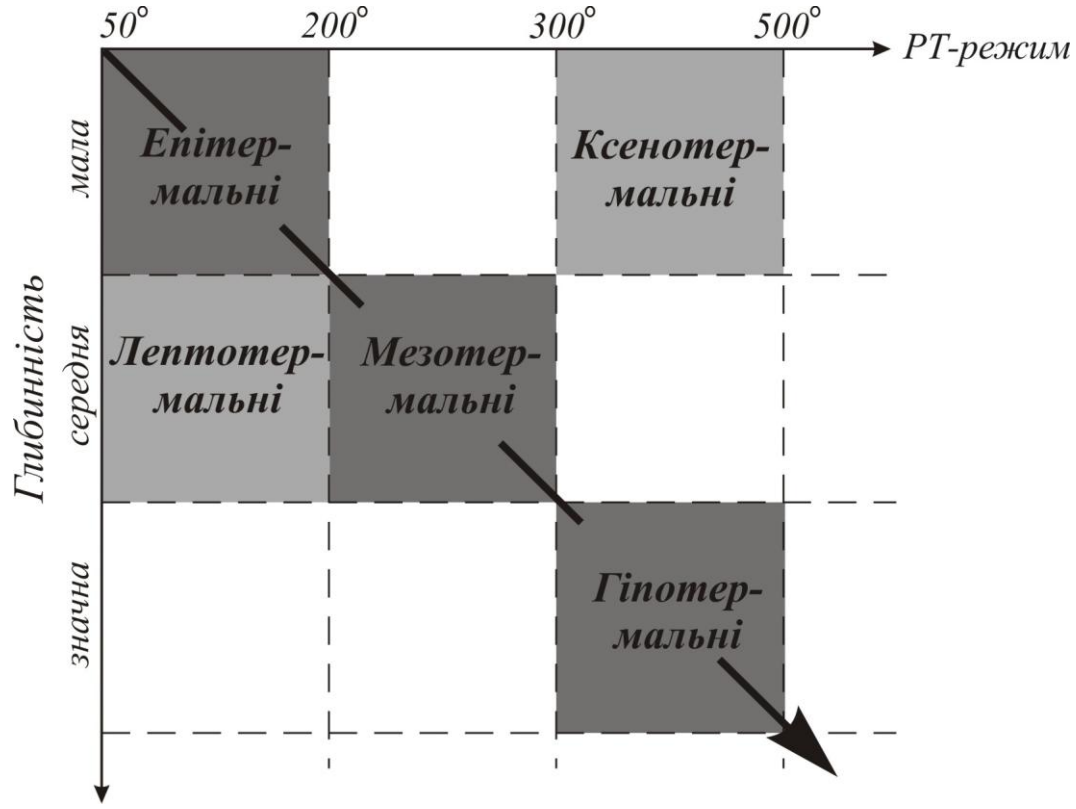


Рис. 86. Схема класифікаційної системи гідротермальних родовищ за В. Ліндгреном (1907), Л. Грейтоном (1933) та А. Баддінгтоном (1935).

Суттєву роль у цьому контексті відіграють праці швейцарського геолога П. Нігглі (1941), який довів, що базовим принципом генетичної систематики в цьому випадку повинен бути тип енергетично-речовинного джерела рудо-утворювальної гідротермальної системи загалом; тобто найважливішим є уявлення про глибинний рівень та режим зародження самої гідротермальної системи типу "материнського" магматичного вогнища, а відтак і механізмів його диференціації на різних просторово-вікових рівнях. Відповідно, за глибиною та інтенсивністю відокремлення розчинів П. Нігглі вирізняв ***вулканічні*** (тобто вулканогенні), ***субвулканічні***, ***плутонічні*** та ***глибинно-плутонічні*** родовища. За рівнем локалізації руд стосовно синрудної палеоповерхні – ***аеральні*** (поверхневі), ***субвулканічні*** (приповерхневі), ***епікрустальні*** (малоглибинні), ***гіпабісальні*** (помірно глибинні), ***абісальні*** (глибинні). За віддаленням від материнського вогнища (інтрузиву) – ***телемагматичні***, коли зв'язку із першоджерелом не спостерігають, ***криптомагматичні*** (тобто екзоконтактові,

типу накладних на зони скарнування, грейзенізації вмісних порід), ***апомагматичні*** (ендоконтактові, що накладені на зони ендоскарнування, альбітитизації тощо), ***перимагматичні*** (в апікальних куполах споріднених масивів), ***інтрамагматичні*** (зруденіння ядерних частин материнського масиву). За етапом розвитку магматичної дистиляції, тобто за відокремленням рудоносних гідротерм – ***ексгаляційні*** (парогазова система), ***гідротермальні***, ***гідротермально-пневматолітові*** і ***власне пневматолітові***. За температурою локалізації зруденіння в головну (тобто "продуктивну" на певні корисні компоненти) стадію – ***високотемпературні*** (вище 400–350 ºС), ***середньотемпературні*** (300–200 ºС), ***низькотемпературні*** (до 200 ºС).

Тип речовинно-енергетичного джерела гідротермальної системи як провідний принцип генетичної класифікації відповідних рудних формацій яскраво розглянутий у працях Г. Шнейдерхена (1955) з вирізненням трьох головних серій родовищ (рис. 87): ***плутонічної*** (гіпабісальної), ***субвулканічної*** (приповерхневої) та ***вулканічної*** (поверхневої). Логічним продовженням цього систематизаційного процесу є сучасна схема генетичної класифікації гідротермалітів, що детально обґрунтована та різнобічно вдосконалена акад. В. Смірновим (1969, 1976, 1982). З урахуванням матеріалів Ф. Вольфсона (1962), Е. Радкевич (1966), Н. Петровської (1973, 1976), М. Бородаєвської, І. Рожкова (1978), В. Нарсєєва (1996), а також новітніх матеріалів комплексних ТБГХ-досліджень флюїдних включень у мінералах власне гідротермальних родовищ багатьох корисних копалин їхню генетичну класифікацію можна відобразити у вигляді чотирьох класів: 1) **плутоногенно-гідротермального**, 2) **вулканогенно-гідротермального**, 3) **телетермального** (або амагматичного), 4) **метаморфогенно-гідротермального**.

9.4.1. Плутоногенно-гідротермальні родовища є найчисленнішими і представлені різноманітними формаціями металевих та неметалевих корисних копалин. Загальне значення мають такі їхні характерні риси. Усі вони генетично або парагенетично, певною мірою навіть просторово, пов'язані з тілами ***кислих***,

помірно кислих, інколи ***помірно лужних*** порід у складі ***гіпабісальних*** масивів, здебільшого, ***геосинклінальних*** областей або в зонах ***тектономагматичної активізації платформ*** та областей консолідованої складчастості (наприклад, Монголо-Охотський пояс).

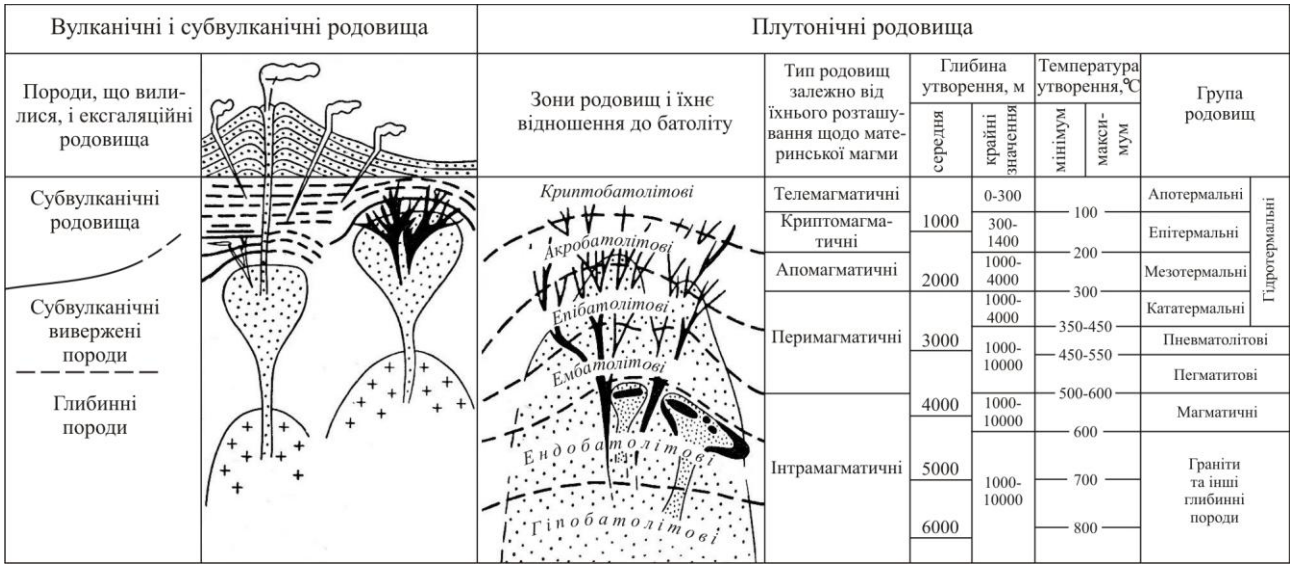


Рис. 87. Схема поділу магматогенних родовищ, за Г. Шнейдерхеном.

Формуються вони в умовах ***середньоглибинних*** зон (1,5–2,0 до 4,0 км). Процес типовий ***пневматолітово-гідротермальний,*** на початку спостерігають суттєву роль надкритичної газової фази, опісля внаслідок поступової конденсації її змінює безумовно панівна дія винятково гідротермальних розчинів різного складу. Баричний діапазон системи загалом середньобарний (1 500–300 атм), тепловий – високо-середньо-низькотемпературний (500–50 ºС), хоча статистично головна маса рудного матеріалу формується в інтервалі 400–200 ºС.

Мінералоутворення відбувається, зазвичай, ***багатостадійно*** (три-п’ять стадій), характерні чіткі ознаки так званої ***реювенації*** процесу (його поновлення, відродження) у вигляді досить різких, однак регресувальних міжстадійних інверсій (стрибків) теплового режиму до 70–110 ºС, на ранніх стадіях нерідко з поновленням пневматолітичної діяльності (див. рис. 76). Мінералогічно це виявляється в “***рекуренції***” (повернення, генерування) одного й того ж мінерального виду в складі послідовно сформованих парагенезисів різного типу; найчастіше – кварцу (генерації I–IV), карбонатів (I–III), сульфідів (I–II–III). Розвиток стадійності відбувається зі зміною дії порівняно ***слабко кислотних***

(pH = 5–6) розчинів на ***близько нейтральні*** та ***слабколужні*** (pH = 8–9); відповідно, знижується і сумарна концентрація в них легкорозчинних компонентів (Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++}, $HSiO_3^-$, HCO_3 та ін.) – від 40–25 % на ранніх стадіях до 12–8 % та нижче наприкінці. У цьому разі характерним є порівняно підвищений режим ***кисневих сполук*** переважно на ранніх стадіях (з утворенням різноманітних, але суттєво кварцових, силікатних, оксидних та рідкіснометалевих парагенезисів); середні стадії вирізняються активізацією ***сірчаних комплексів*** (у вигляді різних сульфідно-сульфосольових асоціацій), тоді як завершальні, частіше слабколужні ***гідрокарбонатні*** порції розчинів сприяють формуванню своєрідних суттєво карбонатних парагенезисів, нерідко з перевідкладанням незначної частки компонентів ранніх парагенезисів.

Порівняно стійкий термобаричний режим формування родовищ цього класу (див. рис. 68, 69, *б*) зумовлює загалом досить повнорозкристалізований тип руд, які відрізняються від переважно тонкозернистих мінеральних агрегатів вулканогенного гідротермального походження. Поширені, зокрема, гіпідіоморфнозернисті, алотріоморфнозернисті, панідіоморфнозернисті агрегати, наявні ксеноморфнозернисті, порфіроподібні, дуже рідкісні дрібнозернисті. Досить типовим є набір навколорудно-метасоматичних змін бічних порід: серицитизація, хлоритизація, окварцювання, доломітизація, березитизація кислих (кварц, серицит, карбонат, пірит) та лиственітизація (кварц, хлорит, доломіт, сидерит, сульфіди) основних, серпентинізація ультраосновних порід тощо.

Механізми нагромадження руд зумовлені специфікою конкретних літолого-структрних ситуацій та порівняною глибинністю локалізації. Найпоширенішими є тіла ***“виповнення”*** (різноманітні жили, штокверки), однак є й “метасоматично заміщені” тіла прожилково-вкраплених руд; порівняно глибинні горизонти родовищ можуть бути представлені ***“змішаним”*** морфоструктурним типом тіл (грубоізометричні штоки, лінзо- та пластоподібні жили, трубоподібні брекчії експлозивного походження). Зруденіння родовищ цього класу є досить ***витриманим*** на глибину до 1–2 км, що пов’язано з

порівняно стійким характером загалом ***помірно термостатованого*** режиму мінералогенерувальної системи (вертикальний градієнт Δt = 16–20 ºС на 100 м (див. рис. 71)).

За кількісним переважанням мінеральних "продуктів" ранніх (переважно суттєво кременисто-силікатних), середніх (сульфідно-сульфосольових) або пізніх (карбонатних) стадій родовища плутоногенно-гідротермального класу поділяють на три підкласи, зокрема: "кварцовий" – каситерит-кварцові, молібденіт-кварцові, гюбнерит-кварцові, помірно сульфідні золото-кварцові, п'єзокварцові та інші руди, "сульфідний" – галеніт-сфалеритові сріблоносні, халькопірит-борніт-молібденітові з ренієм, сульфідно-каситеритові руди тощо; "карбонатний" клас – сидеритові, родохрозитові, тальк-магнезитові, флюорит-баритові руди, ісландського шпату. Генотипними представниками цих підкласів є всесвітньо відомі родовища таких мінеральних типів:

підклас I: Au–SiO_2 – Ірокіндинське (Північна Бурятія); Au–FeAsS–SiO_2 – Кочкарське (Південний Урал (рис. 88)), Казаковське (Східне Забайкалля); Au–FeS_2–SiO_2 – Березівське (Урал), Фатимівське (Східне Забайкалля), Степняк, Бестюбе, Джеламбет, Бакирчик (Казахстан), Мурунтау (Західний Узбекистан); Au–FeS_2–FeAsS–SiO_2 – Дарасунське (див. рис. 76, 89), Ключівське (Східне Забайкалля); MoS_2–SiO_2 – Кляймакс (США); $CuFeS_2$–MoS_2–SiO_2 – Коунрадське (Казахстан), Алмалик, Кальмакир (Узбекистан), Каджаран, Агаран, Дастакерт (Вірменія); Cu_3AsS_4–SiO_2 – Бьютт (США);

підклас II: PbS–ZnS–$CuFeS_2$–FeS (з Ag) – Садон, Холст, Архон (Північна Осетія (рис. 90)), Кличкінське, Акатуйське, Нерчинсько-Заводське, Покровське (Східне Забайкалля); Пшибрам (Чехія (рис. 91)); SnO_2–PbS–ZnS–FeS – Хапчаранга (Далекий Схід Росії); родовища п'ятиелементної формації (Co, Ni, Bi, Ag, U), сульфідно-настуранові з PbS, ZnS, MoS_2, $CuFeS_2$ тощо;

підклас III: $FeCO_3$ – Бакальське (Південний Урал); $MgCO_3$ – Саткінське (Урал); ісландського шпату – в Ісландії, Якутії (Ахтаранда, Джекинда); численні кальцит-тремоліт-талькові серед ультраосновних порід.

9.4.2. Вулканогенно-гідротермальні родовища є типовими малоглибинними ($n \cdot 0{,}1$ до 1,2–1,5 км) утвореннями передусім вулканогенних поясів планетарного масштабу включно з міжматериковими та острівними дугами Тихоокеанського поясу; також поширені в певних зонах тектономагматичної активізації платформ та областей консолідованої складчастості типу Монголо-Охотського чи Памбак-Зангезурського поясів. Генетично та просторово родовища цього класу найчастіше пов'язані з наземними проявами ріоліт-андезит-дацитового вулканізму, зрідка базальтоїдного (золото-срібне родовище Тавус на о.Фіджі в Тихому океані); залягають серед потужних товщ туфів, туфобрекчій, ігнімбритів, лавових розшарувань відповідного складу (рис. 92). У зонах активізації консолідованої складчастості може бути виявлений зв'язок з більш лужним магматизмом, причому зруденіння консолідується лінійно-дифракційними структурами грабеноподібного типу, що виповнені туфопісковиками, туфоконгломератами (Балейсько-Тасеївське рудне поле в Східному Забайкаллі, Зодське у Вірменії).

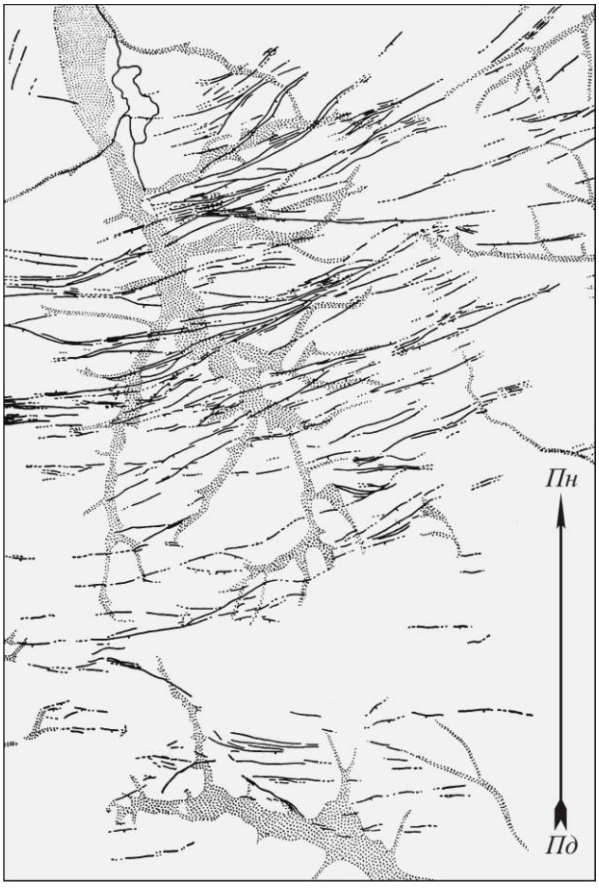


Рис. 88. Схема розташування жил Кочкарського родовища, за І. Чупіліним.
Крап – площі поширення алювіальних розсипищ.

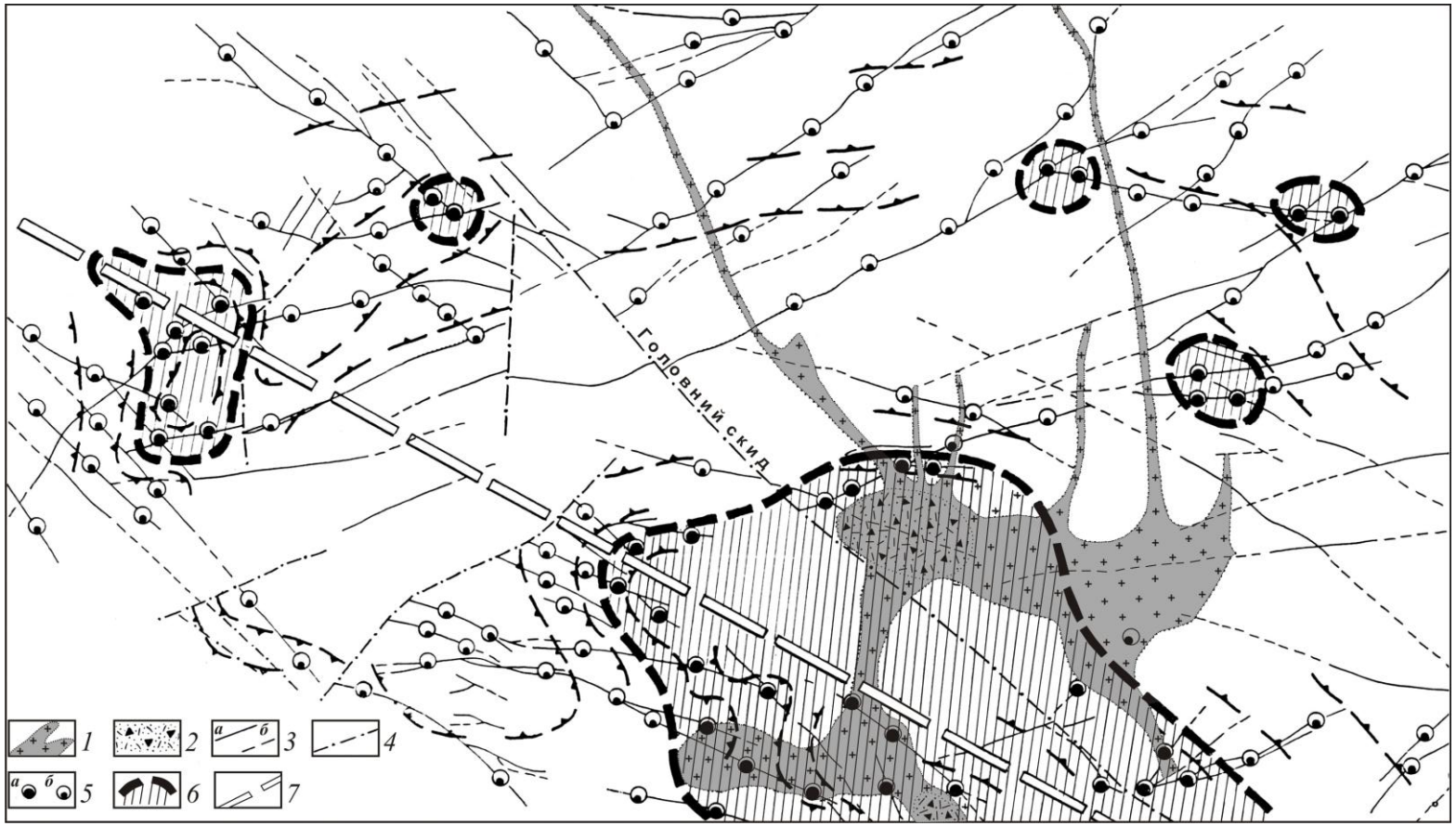


Рис. 89. Схема поширення осередків пневматолітової діяльності на стадії формування ранньосульфідних асоціацій Дарасунського родовища золота в Східному Забайкаллі, за Ю. Ляховим:

1 – шток плагіограніт-порфірів; *2* – експлозивні брекчії (“трубки газових вибухів”); *3* – сульфідно-кварцові жили, які виходять на поверхню (*а*) і виявлені на глибині (*б*); *4* – тектонічні порушення; *5* – ділянки сульфідно-кварцових жил, сформованих за участі пневматолітових (*а* – рідинно-газові включення) та винятково гідротермальних розчинів (*б* – газово-рідинні включення); 6 – структурні вузли максимального прояву процесів раннього пневматолізу, які можна розглядати як рудопідвідні канали різного порядку; *7* – осьова частина смуги розташування головних палеотемпературних максимумів переважного розвитку пневматолітово-гідротермальної діяльності.

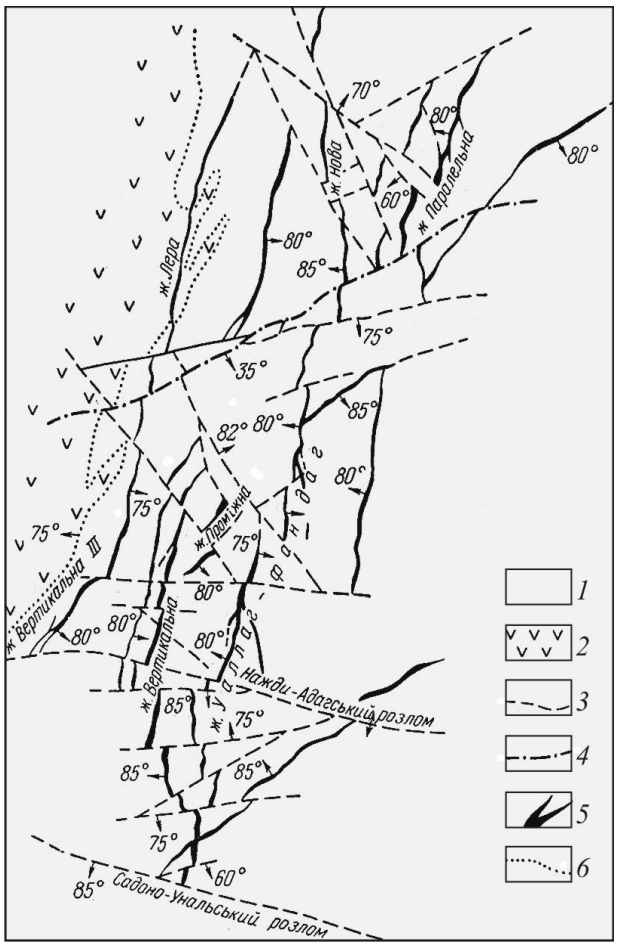


Рис. 90. Схема геологічної структури свинцево-цинкового родовища Холст на Північному Кавказі, план, за Є. Некрасовим:
1 – граніти; *2* – дайки й екструзивні тіла кварцових діорит-порфіритів і альбітофірів; *3* – дорудні тріщини; *4* – післярудні тріщини; *5* – кварц-пірит-галеніт-сфалеритові жили; *6* – контакти порід.

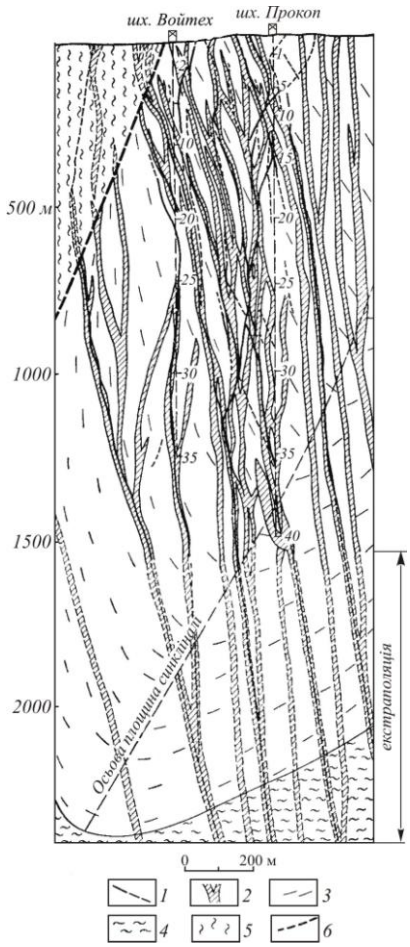


Рис. 91. Асоціація жил поліметалевої руди і діабазових дайок на родовищі Пшибрам, Чехія, за Я. Кутиною: *1* – рудні жили; *2* – діабазові дайки; *3* – сланці кембрію; *4* – постспілітова серія альгонкію; *5* – спілітова серія альгонкію;
6 – скиди.

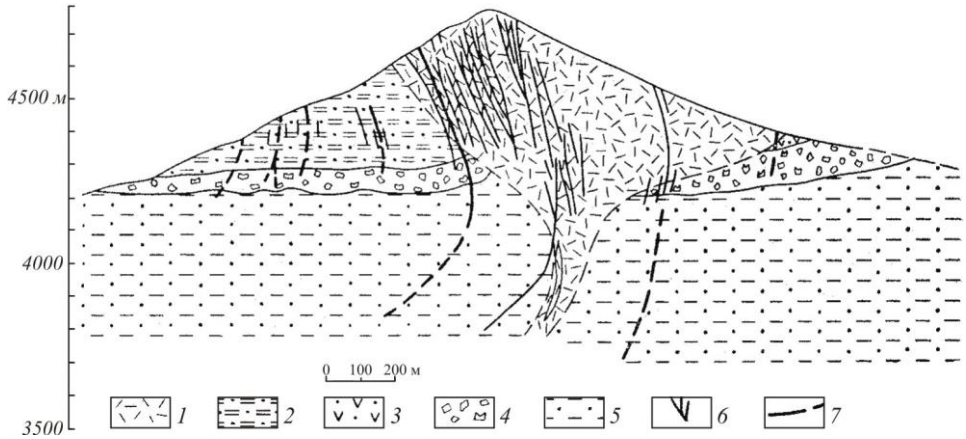


Рис. 92. Розріз олов'яно-срібного родовища Потосі в Болівії, за Л. Красним.
Третинні відклади: *1* – шток ріолітового порфіру; *2* – глинисті сланці і попели (світа караколес); *3* – туфи андезитові біотитизовані; *4* – конгломерати і брекчії з уламками осадових, метаморфічних і вивержених порід (світа Паплавірі); *5* – ордовицькі глинисті сланці і пісковики; *6* – рудні жили; *7* – розриви.

Типові представники родовищ цього класу приурочені до тектоновулканічних структур провально-кільцевого типу – кальдер. Зруденіння тяжіє переважно до центральної частини вулканічних апаратів і контрольоване зонами конічних, кільцевих, радіальних тріщин, іноді навіть експлозивними брекчіями неків (золоторудне родовище Кочбулак у Курамінських горах Східного Узбекистану, мідно-турмалінове Браден у Чилі). Тому тут характерними є жильні структури центрального типу: радіальні, дугоподібні, трубоподібні, чітко орієнтовані штокверкові системи. Домінують складнорозгалужені тіла виповнення (потужність – 0,1–1,5 м), що супроводжуються зонами гідротермально-метасоматичного окварцювання бічних порід, алунітизації, каолінізації, аргілітизації; характерні поля білярудної пропілітизації (альбіт, хлорит, епідот, карбонат, пірит) порід.

Формуються руди в низькобарних умовах ($n \cdot 10$–200 атм) за участю винятково водних розчинів у пасивному супроводі колоїдної та парогазової (ретроградне кипіння) фаз; парогазова фаза не є рудоутворювальною і виникає внаслідок досить системних і різких перепадів у тиску з раптовим перенасиченням та гетерогенізацією гідротерм. Загальний температурний діапазон утворень родовищ цього класу – 350–320 до 50 ºС, найпродуктивнішим є інтервал 300–100 ºС іноді нижче (самородна сірка тощо). Специфічна особливість рудоутворювальної системи загалом полягає у надзвичайно низькому рівні термостатування – вертикальний термоградієнт дуже мінливий: Δt = 25–30 до 50º С, у приповерхневих зонах – до 90 ºС на 100 м.

Рудоутворення відбувається, зазвичай, у декілька стадій (три–шість); у цьому разі специфікою термобаричного режиму є надзвичайно великі розміри міжстадійних стрибкоподібних інверсій (до 100–150 ºС). На відміну від родовищ попереднього класу, загальна спрямованість режиму формування вулканогенних утворень хоча і є переважно ***інверсійно-регресивною*** (див. рис. 80), в окремих випадках може мати і ***прогресивний*** характер: усе залежить від особливостей часових співвідношень зруденіння та процесів активізації, або навпаки – завершення функціонування спорідненого вогнища (див. рис. 69, *в*, *г*).

Текстурно-структурні особливості малоглибинних руд досить специфічні: з огляду на майже безперервні серії внутрішньостадійних флуктуацій – релаксацій термобаричного режиму; одночасно з гетерогенізацією пересичених гідротерм формуються надзвичайно дрібнозернисті, часто коломорфні або масивні фестончасто-смугасті, часто халцедоноподібні агрегати. З переходом у приповерхневі горизонти їхнє розмаїття суттєво зростає (грубо-, тонкосмугасті, пластинчасті, дрібнотичкуваті, каркасно-коробчасті), а з глибиною й особливо в ділянках перетину або зчленування жильних зон помітно зростає роль середньозернистих, часто майже мономінеральних агрегатів (гребінчасті, брекчієві, крустифікаційно-кокардові, зрідка друзові).

За масштабністю і загальним обсягом рудоносних тіл великі родовища цього класу досить рідкісні, серед них переважають середні й дрібні; окрім того, їхня продуктивна частина досить швидко закінчується з глибиною. Вертикальний розмах промислово цінного зруденіння в середньому не перевищує 300–400 м, що є прямим наслідком украй неврівноважених фізико-хімічних умов формування і слабкої термостатованості гідротермальної системи (Δt > 25–50 ºС на 100 м (рис. 93)). Однак саме цим зумовлена й інша їхня особливість – формуванням головно ***висококонцентрованого*** типу зруденіння за умов цієї термодинамічно ***неврівноваженої системи***. Тому промислові запаси цих родовищ пов’язані, здебільшого, з поширенням, зазвичай, багатих сортів руд у вигляді різномагнітних структурних типів “рудних стовпів” (так званого бонанцевого розподілу корисних компонентів) часто з вмістом до 3–5 кг золота на тонну (родовище Шкільне в Росії та ін.). ***Генетичними*** представниками цього класу є всесвітньо відомі родовища ***“юної” золото-срібної*** формації таких мінеральних типів (підтипи – аргентитовий, полібазитовий, піраргіритовий, селенідний, телуридний), що відомі в межах: а) ***вулканогенних поясів*** – Охотсько-Чукотської зони (Карамкен, Ойра, Дукат, Кубака, Шкільне тощо); Вигорлат-Гутинської в Українських Карпатах (Мужієвське); у Західних Карпатах (Румунія – Бая-Маре, Бая-Сприє, Монтана, Нагіач), у Кордільєрах Мексики (Ельорі, Окопо, Пачуна, Парраль), на островах Фіджі (Акупан), Хокайдо (Кономаї); б) ***зон тектоно-***

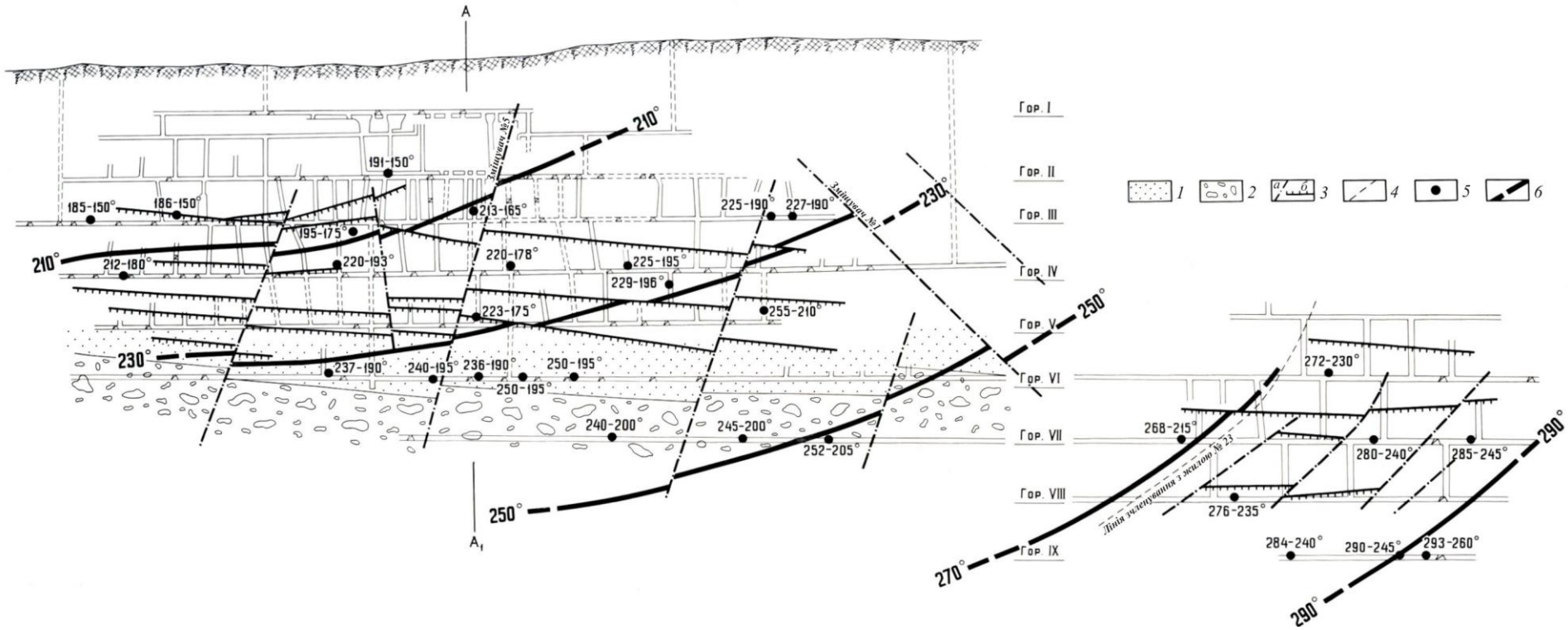


Рис. 93. Палеотемпературна фаціальна зональність у площині жили 1 малоглибинного родовища золото-срібних руд (Балей (Забайкалля)), за Ю. Ляховим:

1 – пісковики; *2* – конгломерати; *3* – розривні порушення: крутоспадні (*а*) і пологі (*б*); *4* – лінія зчленування жил 1 і 23; *5* – точки вимірювання температури гомогенізації сингенних газово-рідинних і рідинно-газових включень у кварці-III (карбонат-кварцова асоціація); *6* – передбачуване положення палеоізотерм, °С.

магматичної активізації – Монголо-Охотському розломі (Балейське, Тасеєвське, Багатовершинне в Росії (рис. 94)), Західноамериканській рудній провінції (Кріпл-Крік, Телурид-Сільверстон, Голдфільд, Комшток, Карлін, Калавері тощо), Чаткало-Курамінській зоні (Кочбулак, Кизил-Алма, Пірміраб у Східному Узбекистані), Малому Кавказі (Зодське у Вірменії) та ін. До цього класу належать також родовища ***каситерит-ферберит-бісмутин-аргентитового*** (Потосі, Лалагуа, Унчія, Оруро в Болівії) і ***халькопірит-енаргіт-халькозинового типу*** (Браден у Чилі, Бор у Сербії); важливі родовища високоякісних руд ***самородної сірки*** (Кунашир та інші на Курильських островах), ***кіноварних*** та ***метацинобаритових*** руд (зокрема, Вишківське та Боркут у Закарпатті), ***алунітів*** та ***золотоносних алунітів*** (Беганське, Берегівське, Добросільське, Лопошнянське (Україна)), ***ісландського шпату*** (Нижнє Тунгуське, Вілюйське в Якутії), а також ***травертинові*** (“вапнякові туфи”) та інші відклади фумарол, сольфатарів, гейзерів, нерідко з самородною сіркою, сульфідами міді, заліза (Камчатка, Курили, Італія); своєрідні ***магнезіоферитові*** родовища, що пов’язані з експлозивними брекчіями в трубках вибуху Анґаро-Ілімського та Анґаро-Катського рудних районів у Сибіру (Коршунівське, Рудногорське та ін.).

9.4.3. Телетермальні родовища інколи називають “амагматичними” (Смирнов, 1982), оскільки вони не мають достатньо помітних ознак будь-якого структурно-магматичного контролю і видимих зв’язків з ендогенними джерелами – ні просторових, ні вікових, ні мінералого-генетичних. Поширені вони винятково в осадових товщах порід без будь-якого прояву виверженних утворень. Залягають, зазвичай, згідно з вмісними породами, тобто завжди є чітко ***стратиформними*** (пластоподібні, лінзоподібні поклади (рис. 95, 96)). Характерні цілі рудні поля ($n \cdot 10$ км^2) площинного типу, нерідко багатоповерхові, до трьох–чотирьох рівнів зруденіння. Мінеральний склад порівняно простий – два–три профільні мінерали, переважно у вигляді цементувальної маси осадових порід. Чітких рудолокалізувальних структур, на перший погляд, нема, хоча найбільш

збагачені складношаруваті руди (вибірковий метасоматоз) зазвичай тяжіють до певного типу плікативних елементів вмісних товщ: флексурних перегинів, пологих куполоподібних складок другого–третього порядків (див. рис. 83), місцями до другорядних внутрішньо- та міжпластових систем тонких поперечних прожилків кліважного типу.

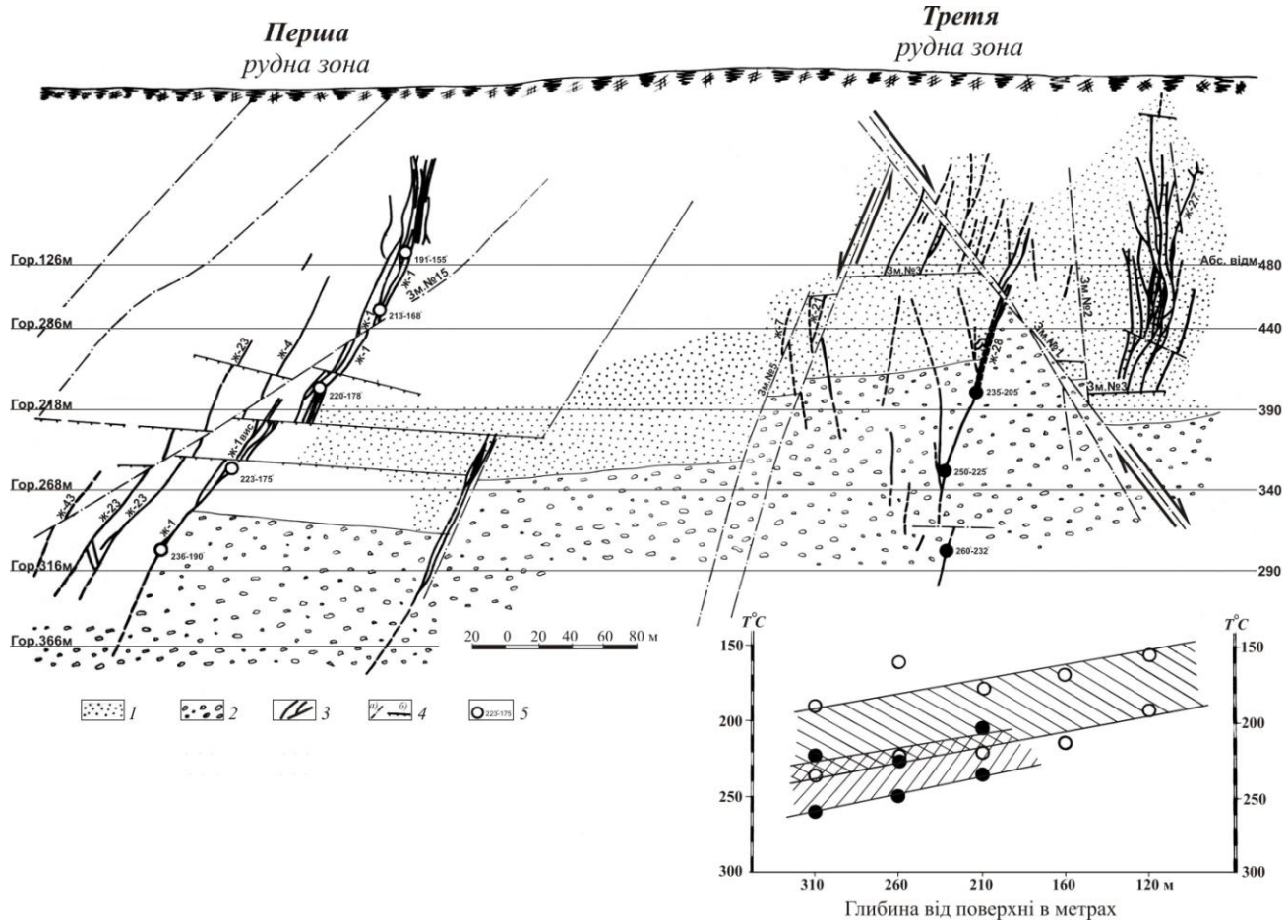


Рис. 94. Геологічний розріз і термоградієнтна характеристика головних рудних зон Тасеєвського золото-срібного родовища вулканогенно-гідротермального класу (Балейське рудне поле, Східне Забайкалля).

1 – туфопісковики; *2* – туфоконгломерати; *3* – убогосульфідні золото-сріблоносні кварцово-карбонатні жили; *4* – розривні порушення: крутоспадні (*а*) та пологі (*б*), стрілками вказано відносне переміщення рудоносних структурних блоків; *5* – місця відбору проб і температурні інтервали продуктивного мінералоутворення за даними ТБГХ вивчення флюїдних включень (Ю. Ляхов, 1965). У вигляді діаграми наведено порівняльну термоградієнтну характеристику зміни теплових полів рудоносних зон за падінням (Δt = 25 °С на 100 м), що дає змогу розрахувати амплітуду вертикального пересування структурних блоків третьої зони щодо першої близько 100–120 м.

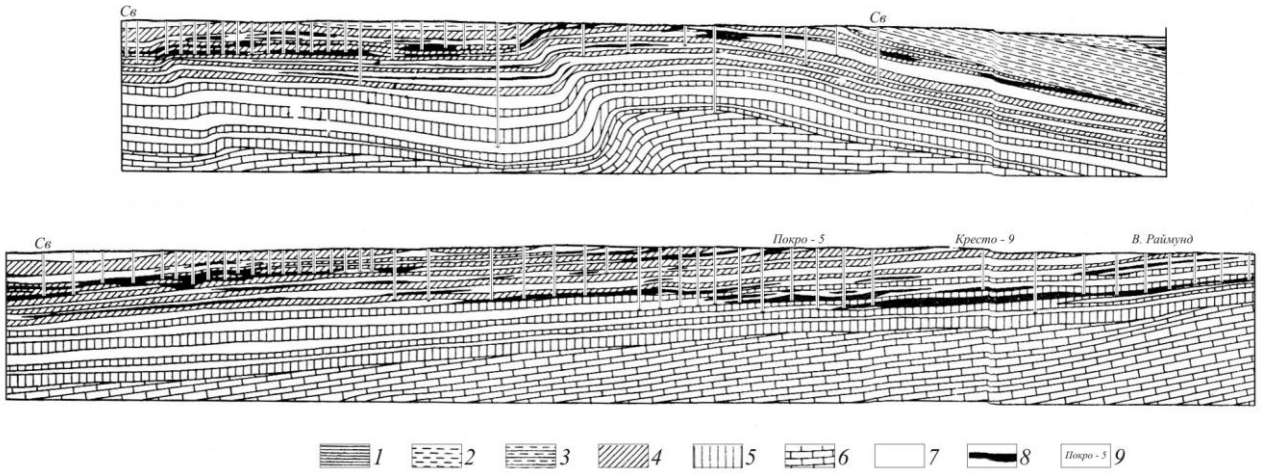


Рис. 95. Схематичні геологічні розрізи через Центральне рудне поле Джезказганського мідного родовища, за В. Поповим:
1 – мезозойські і третинні відклади; *2* – строката пермська товща (P_1); *3* – червоноколірна пермська товща (жиделійська світа – (P_1)); *4* – верхній відділ джезказганської світи (C_3); *5* – нижній відділ джезказганської світи (C_3); *6* – пісковики і вапняки візе (C_1); *7* – сірі кварц-польовошпатові рудоносні пісковики; *8* – руди; *9* – найменування рудоносних горизонтів.

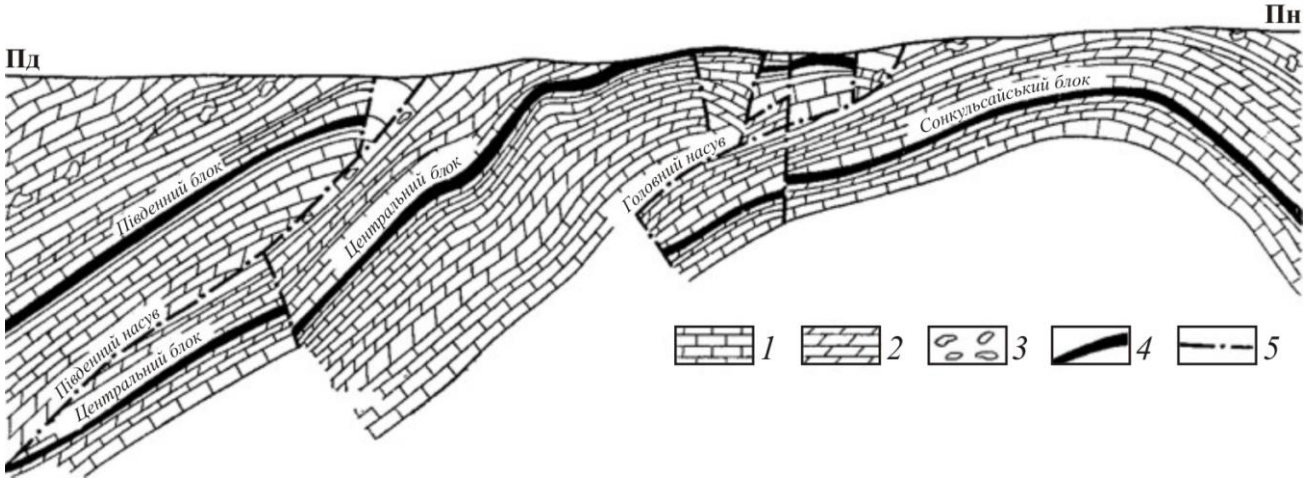


Рис. 96. Схематичний розріз Міргалімсайського свинцево-цинкового родовища в Каратау, Казахстан, за В. Смірновим:
1 – вапняки; *2* – доломіти; *3* – брекчійовані породи; *4* – рудні тіла; *5* – тектонічні порушення (післярудні).

Перші дослідники подібних утворень уважали їх сингенетичними до навколишніх порід, тобто типовими первинно-осадовими: вони були пластові, майже стратифіковані, структурно неконтрольовані, однак це на перший погляд. Пізніше стало зрозуміло, що це все ж таки ***епігенетичні*** до осадових товщ, ***метасоматично-гідротермальні*** родовища трьох типів. Для **першого** припускали зв'язки з глибинним магматичним джерелом (рис. 97, *а*), наявність якого інколи фіксують за геофізичними даними. До того ж, пластові рудні тіла

місцями супроводжуються хоча й дрібними, проте січними елементами рудної мінералізації що водночас інтенсивно розвинута по карбонатному цементу вмісних теригенних порід (пісковиках, алевролітах) або заміщує вапнякові прошарки; особливе збагачення руд у цьому разі відбувається в умовах розрізу з екранувальною роллю глинистих сланців (рис. 98, 99). Реальність такого припущення однозначно підтверджена і даними мінералого-генетичних досліджень: процес рудної мінералізації відбувався зі зміною мінеральних парагенезисів у часі, тобто мав багатостадійний характер і розвивався, за даними термобарогеохімії, в діапазоні від 70–150 до 250–300 ºС.

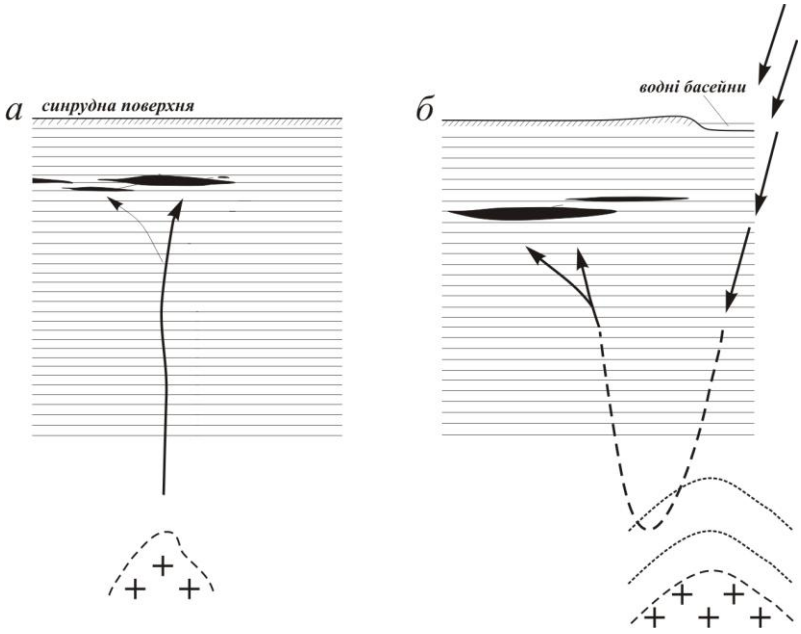


Рис. 97. Метасоматично-гідротермальна природа зруденіння телетермального класу пов’язана з глибинним магматичним джерелом (*а*) або діяльністю підземних вод метеорного походження (*б*).

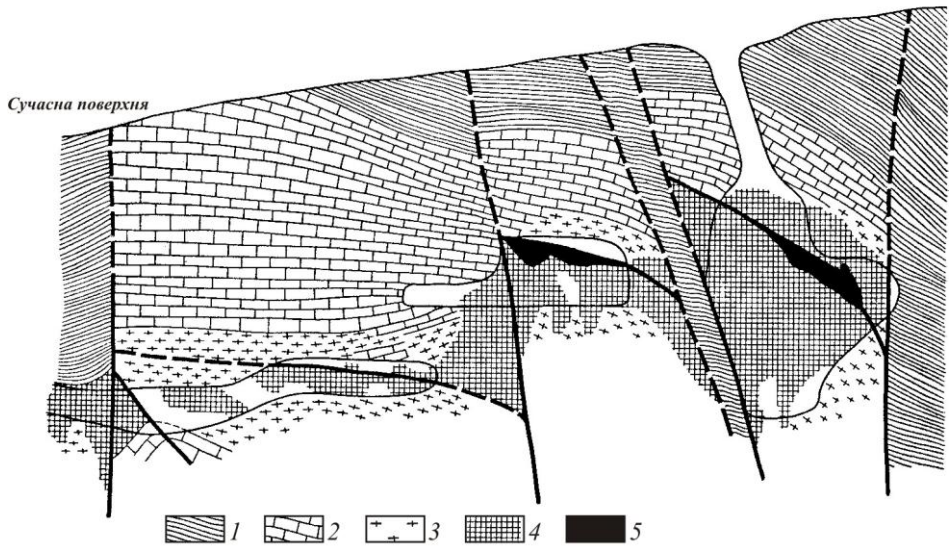


Рис. 98. Деталі будови головного рудного тіла та гірничі виробки родовища Хайдаркан у Середній Азії (Повздовжній вертикальний розріз; за В. Смірновим):
1 – сланці; *2* – вапняки; *3* – джеспероїди; *4* – руда рядова; *5* – руда багата.

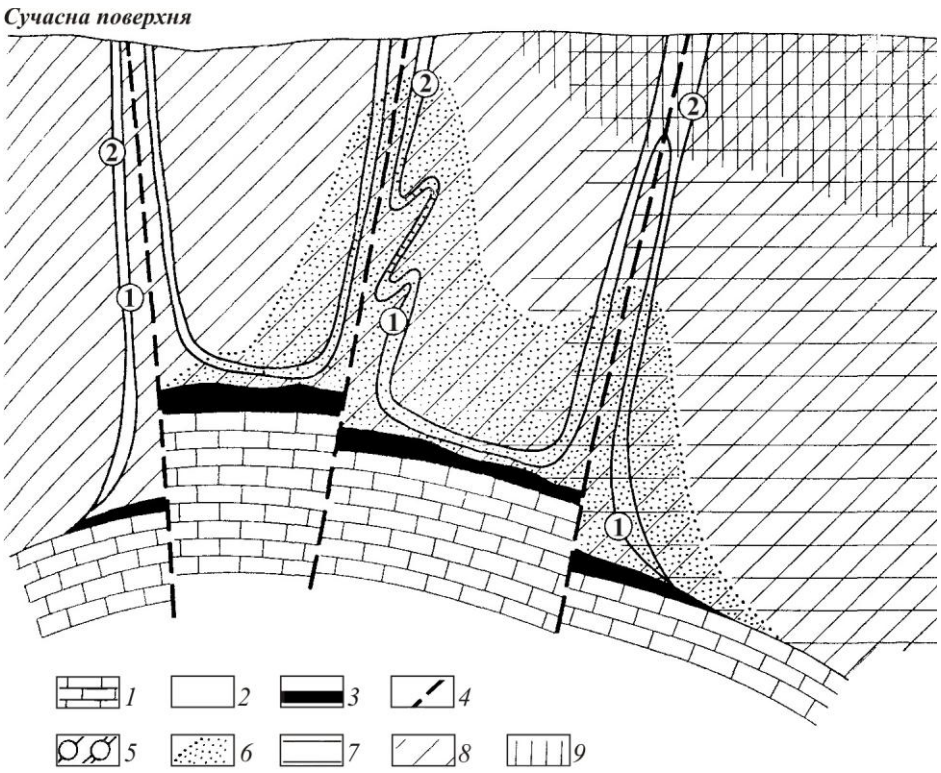


Рис. 99. Контроль надрудного ореолу розсіяння розломами на сурм'яному родовищі Акташ, Киргизстан, за М. Никифоровим:
1 – підрудні вапняки; *2* – надрудні сланці; *3* – рудні тіла; *4* – скиди; *5* – ізолінії концентрації сурми (1–0,001–0,009 %, 2–0,01–0,09 %); *6–9* – ореоли поширення у надрудних сланцях: *6* – арсену, *7* – олова і молібдену, *8* – ртуті, 9 – срібла.

Другий можливий варіант метасоматично-гідротермальної природи зруденіння телетермального класу пов'язаний з припущенням про діяльність підземних вод метеорного походження в умовах, сприятливих для їхньої глибинної циркуляції з супутнім розігріванням та вилуговуванням певних корисних компонентів і подальшим відкладанням у сприятливих літолого-структурних умовах (див. рис. 97, *б*); ізотопна характеристика таких руд досить близька до ізотопії елементів давніх порід, ніж до рудовмісних.

Третій можливий механізм утворення деяких родовищ цього класу, за даними узбецького вченого В. Гарьковця, полягає у двохетапності їхнього формування: а) **хемогенно-седиментаційного** етапу (формування бідномінералізованих покладів), б) **гідротермально-метасоматичного** етапу (процес збіркової перекристалізації) з утворенням багатих руд під дією теплових полів, що супроводжували накладені гідротермальні системи корово-магматичного або підкорового походження. Відтак ідеться про специфічний варіант осадово-гідротермальної природи телетермальних утворень. Загалом до цього класу

належать переважно мало-, інколи помірно глибинні родовища мідних, свинцево-цинкових, ртутно-сурм'яних, арсенових, самородно-сірчаних ("надгіпсових") руд у Передкарпатті.

Генотипними представниками телетермального класу зруденіння є відомі родовища таких мінеральних типів: ***борніт-халькопіритового*** – Джезказганське (Центральний Казахстан (див. рис. 95)), Удоканське (Центральний Сибір), всесвітньо відомі поля поширення "мідистих пісковиків" у Заїрі-Замбії, зокрема, родовище Нока (у перекладі "череп слона"), ***барит-галеніт-сфалеритового*** – Міргалімсайське (див. рис. 96), Ачисайське, Жайремське (Південний та Центральний Казахстан), Олькуш (Польща), всесвітньо відомі численні родовища межиріччя Міссісіпі–Міссурі (США); ***антимоніт-кіноварного*** – Кадамджайське, Хайдарканське (Південний Киргизстан (див. рис. 98)), Микитівське (Східна Україна); ***реальгар-аурипігментового*** – Джульфінське, Лухумське (Закавказзя) та ***флюоритового*** – Такобське, Аурахматське (Середня Азія), Амдермінське (Північний Урал).

9.4.4. Метаморфогенно-гідротермальні родовища як самостійне генетичне угруповання розглядають з кінця XX ст. (Петровская, 1978; Бобров та ін., 2004, 2007; Радкевич, 1966), вони широко відомі як "великоглибинні" утворення регіонально-метаморфізованих докембрійських блоків земної кори. За віком переважна більшість з них так чи інакше пов'язана з процесами метаморфізму докембрійських епох, інколи раннього палеозою; молодші не відомі. Поширені в областях винятково прадавньої складчастості, де тяжіють до двох геотектонічних структур: а) ***граніт-зеленокам'яних областей архейських щитів*** (частіше до їхніх ядерних частин – кратонів), б) ***протерозойських зон складчастого облямування архейських ядер***. Рудовмісними є: у ядерних структурах щитів – метабазити по туфолавовому матеріалу основного складу (метадіабази-дуніти-перидотити тощо), що перетворені в серпентин-тальк-хлоритові кристалічні сланці і місцями прорвані продуктами процесів гранітизації (ультраметаморфізм) у вигляді складних тіл граніт-порфірів

(Канадський щит, провінція Ківатін; Західноавстралійський щит, провінція Йілгарнська) або кварцових порфірів, альбітофірів (Український щит, Сурська зеленокам'яна структура); у периферійних зонах облямування ядер домінують гнейси, різноманітні амфіболіт-гранат-біотитові кристалічні сланці, важливу рудолокалізувальну роль відіграють філітоподібні графітизовані сланці.

Зв'язки зруденіння з магматичними утвореннями переважно структурно-енергетичні й, вірогідно, зумовлені просторово-віковою спільністю певних циклів активізації метаморфогенних перетворень регіону. Хоча подекуди можливі й парагенетичні зв'язки, зокрема, з кислими дериватами в складі так званих плутоновулканічних комплексів, які нерідко завершуються субвулканічною та еруптивною діяльністю. Досить типовим у цьому контексті є метаріодацит-плагіогранітний комплекс Сурської зеленокам'яної структури Українського щита, де простежується навіть зональний розподіл рідкіснометалево-золотого зруденіння (родовища Сергіївське, Балка Золота).

Контроль зруденіння зумовлений особливостями розвитку певних зон зминання метаморфогенних порід як типу пластичних деформацій (складчастість), так і зонами розвитку січних структур. У цьому разі нерідко провідну рудолокалізувальну роль відіграють деякі стратиформні поклади магнітоактивних порід типу залізистих кварцитів, магнетитоносних амфіболітів або кристалічні сланці, збагачені вуглецем, особливо інтенсивно графітизовані. Відповідно, форми рудних тіл метаморфогенно-гідротермального походження суттєво відрізняються від утворень попередніх класів надзвичайною різноманітністю. В переважній більшості вони є ***"неправильними"*** чіткими елементами успадкування елементів складчастості рудовмісного блока (вервице-, флексуро-, S-подібні, фестончасті тощо); рідкісними є чітко стратиформні тіла (пластові, лінзоподібні), інколи типові січні (жильні, лаштункоподібні жили, зони прожилково-вкрапленої мінералізації з переходом до змішаних утворень складної полум'яноподібної форми).

Родовища цього класу, за даними термобарогеохімії флюїдних включень у мінералах, є найбільш ***високобарними*** (часто ***гіпербарними,*** до 250–300

(350) МПа) серед гідротермальних утворень: це добре узгоджується з попередніми припущеннями щодо їхньої глибинності від 4–5 до 10–12 км (Петровская, 1973; Бородаевская, Рожков, 1978). Друга специфічна риса рудогенерувальної системи – провідна роль надкритичних, винятково ***гомогенно-рідинних*** фаз не просто водно-сольових, а суттєво вуглекислотно-водних та водно-вуглекислотних розчинів, насичених іншими газами (CH_4, H_2, N_2) та легкорозчинними солями галоїдно-гідрокарбонатного складу (нерідко сольова концентрація до 50–65 %). Це пов'язано з процесами "вселювання", тобто з вилуговуванням та накопиченням деяких компонентів бічних порід, а також продуктів поступового розкладання певних металоносних комплексних сполук. Локальна інтенсифікація таких процесів, особливо під час різких перепадів тиску, природно, стимулює досить повільну дегазацію гідротерм з появою рідинної, а потім газоподібної фаз, передусім діоксиду вуглецю (CO_2), яка, правда, не є мінералоутворювальною.

Процес розвивається багатостадійно (три–чотири стадії) і, подібно до інших гідротермальних утворень, у широкому температурному діапазоні (500–50 ºС), проте в умовах порівняно спокійного міжстадійного режиму з тепловими імпульсами не вище 5–20 ºС (див. рис. 69, 82). Просторові варіації температурних показників також досить ***стабілізовані***, що є третьою специфічною рисою зруденіння цього типу після особливостей агрегатного стану та баричного режиму його гідротермальної системи. Загалом це ***найтермостатованіший*** тип рудогенерувальних систем з параметрами вертикального температурного градієнта не більше Δt = 10–12 ºС, однак не менше 4–6 ºС на 100 м, що відповідає гідротермальному градієнту сучасних термоактивних зон. Саме ця третя особливість метаморфогенно-гідротермального класу зумовлює суттєву поширеність на глибину та масштабність розвитку їхнього зруденіння, яка сягає глибини до 2–3 км. Утім, порівняно з вулканогенно-гідротермальним (Δt = 25–30 до 90 ºС на 100 м), це значно менш концентрований тип зруденіння з поширенням порівняно бідних, переважно прожилково-вкраплених та метасоматично заміщених руд, що формують

мінералізовані зони та інколи поодинокі жильні тіла (рис. 100), однак мають великі або дуже великі запаси металу.

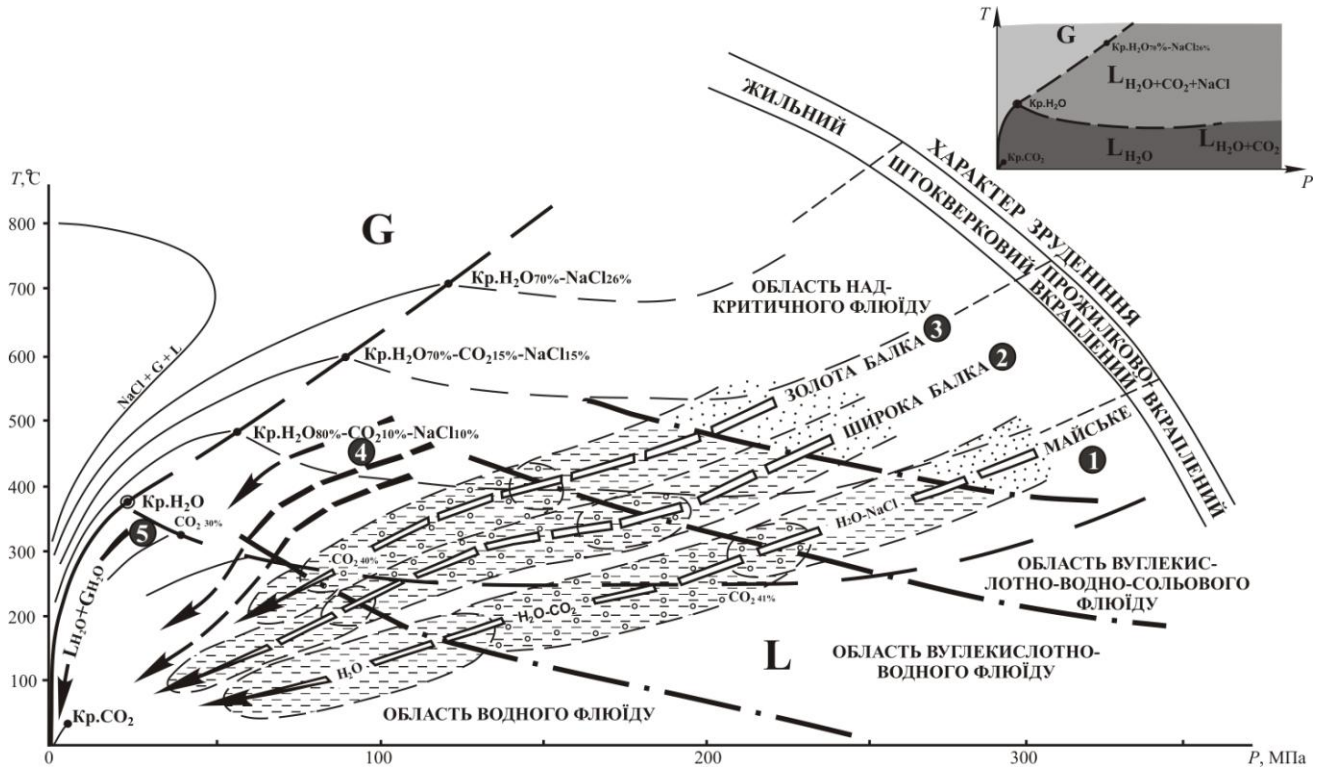


Рис. 100. Термобаричний режим флюїдних систем рудоутворення (за даними вивчення багатофазових включень в мінералах).
Генеральна спрямованість еволюції метаморфогенно-гідротермальних процесів золотоконцентрації (світлі стрілки) на Українському щиті (родовища 1–3) і магматогенно-гідротермальних родовищ (темні стрілки), типових для фанерозойських провінцій (4 – середньоглибинні, 5 – малоглибинні рудні формації). Виділені (товстий штрих-пунктир) *PT*-області існування вуглекислотно-водно-сольового флюїду (допродуктивний період), вуглекислотно-водного (період, продуктивний на золото) і власне водного (післяпродуктивний період). *PT*-діаграма з лініями двофазової рівноваги (тонкі суцільні лінії) і критичного стану (тонкі пунктири) системи $H_2O–CO_2–NaCl$ за експериментальними даними К. Тетхейде, Е. Франко (1963) та С. Такеноучі, Д. Кенеді (1968).

Генотипними представниками цього класу є всесвітньо відомі родовища таких мінеральних типів: перш за все величезні за запасами галеніт-сфалеритові – Салліван (Канада), Брокен-Хілл (Південна Австралія); домінують за кількістю та запасами ***золото-кварцові*** малосульфідні (1–5 %) з піритом, піротином, арсенопіритом – Колар, Мізор (рудна провінція Дарвер, Індія), Порк'юпайн (провінція Ківатін, Канада), Морро-Велью (Бразилія), Сабітва, Шервуд Стар (у залізистих кварцитах Південної Родезії, Центральна Африка), Калгурлі, Голден Майл (Західна Австралія), Ашанті (в графітизованих філітах Гани, Західна Африка), Соврудник, Олімпіада (у філітах Єнісейського кряжу, Росія), Сухий

Лог, Вірне (у графітизованих сланцях Ленського району, Росія), Балка Золота, Сергіївське, Балка Широка, Майське (Середнє Придніпров'я, Побужжя, Центральна Україна, див. рис. 82), Сурожське, Ольгінське, Андріївське (Західне Приазов'я, Україна), можливо, Сауляк, Тукало, Ясенів (Рахівщина, Закарпаття); важливі також родовища високоякісних руд графіту в Індії, Шрі-Ланці (о. Цейлон) тощо.

Питання для самоконтролю

1. Типи рудоутворювальних розчинів за дисперсністю; який склад їхньої дисперсної та дисперсійної складових?
2. Змістові співвідношення понять "вуглецевий показник", "pH" і "кислотність–лужність" розчинів; як ці показники залежать від температури мінералоутворення і в яких одиницях їх вимірюють?
3. Що таке окисно-відновний потенціал гідротермального середовища, як він відображається на складі мінеральних парагенезисів?
4. Назвіть головні інтенсивні параметри, які характеризують фізико-хімічний стан гідротермального середовища; які сучасні методи їхньої оцінки Вам відомі?
5. Що таке флюїдні (газово-рідинні та рідинно-газові) включення в мінералах? Як вони утворюються?
6. Методи вивчення газово-рідинних включень; яку інформацію за ними отримують та в чому складність її генетичної інтерпретації?
7. Які головні методи оцінки глибини формування гідротермальних родовищ? Як тиск у мінералоутворювальній системі залежить від глибини?
8. Можливі джерела води гідротермальних розчинів, які теоретичні підстави і фактичні докази їхнього існування?
9. Які типи ювенільних вод і методи їхнього виявлення Вам відомі? У чому подібність і відмінність уявлень про "трансмагматичні" (Д. Коржинський) та "синмагматичні" (Ф. Тернер, Д. Ферхуген) розчини?
10. Що таке "трансвапоризація" в розумінні Е. Садецки-Кардоша?
11. Чому більшість гідротермальних родовищ пов'язана з інтрузивами кислого та середнього складу, а не ультраосновного?

12. Схарактеризуйте головні джерела мінеральної речовини гідротермальних розчинів.

13. Наведіть докази мантійного та· корового походження речовини гідротермальних родовищ; похідними розплавів якого складу вони є?

14. Як впливає початковий вміст легких компонентів у магмі та глибина її розкристалізації на час початку їхнього відокремлення; на тривалість цього процесу; на густину флюїдних фаз, що виділяються?

15. Фізико-хімічна суть та обмеження процесів пневматолітового рудоутворення. Чим і як відрізняються власне гідротермальні родовища від гідротермально-пневматолітових? Наведіть приклади власне пневматолітових родовищ.

16. Суть уявлень Д. Коржинського про хімічну еволюцію (зміна кислотності-лужності) гідротермальних розчинів.

17. Загальні поняття про колоїди та гідрофільність міцел; які чинники свідчать про їхню участь у процесах рудоутворення? В умовах яких глибин вони виникають і чому?

18. Суть уявлень А. Бетехтіна про форми перенесення мінеральної речовини, що утворювали сульфідні руди.

19. Причини переміщення гідротерм у верхні горизонти земної кори; чи можливе постмагматичне рудоутворення в застійних умовах?

20. Загальне уявлення про геохімічні бар’єри; які їхні типи і значення для гідротермального рудоутворення? Наведіть приклади.

21. Який зміст вкладають у термін дорудний, синрудний, внутрішньорудний та вибірковий метасоматоз стосовно гідротермальних родовищ?

22. Які типи метасоматозу Вам відомі? Їхній генезис і рудоносне значення.

23. Чому в сульфідних рудах асоціація піротин-гематит є парагенетично забороненою? Наведіть приклади інших заборонених парагенезисів.

24. У межах яких геотектонічних зон земної кори і в які періоди розвитку відбуваються особливо інтенсивні процеси гідротермального рудоутворення?

25. З породами яких магматичних формацій виявляють зв’язок гідротермальні родовища геосинклінальних зон на різних етапах розвитку; зон тектономагматичної активізації платформ; вулканічних поясів?

26. Назвіть і схарактеризуйте ознаки генетичного зв’язку зруденіння з магматичними породами; парагенетичного зв’язку.

27. Способи формування пульсаційної (стадійної) та фаціальної зональності рудних родовищ; який із її типів відображений у побудовах С. Смірнова?

28. Схарактеризуйте три головні типи пульсаційної (стадійної) зональності локального порядку.

29. Що таке реювенація та рекуренція? Чи можуть вони виявлятися в межах багатостадійних родовищ; одностадійних рудних тіл?

30. У чому особливості мінерального складу та походження березитів і лиственітів?

31. Що таке пропілітизація й аргілізація?

32. Назвіть типи рудопідвідних і рудорозподільчих каналів; які форми рудних тіл заповнення та заміщення характерні для гідротермальних родовищ?

33. Класифікаційні системи гідротермальних РКК, принципи їхньої генетичної систематики за В. Смірновим; у чому їхні переваги та слабкість?

34. Які РКК прийнято називати плутоногенними гідротермальними, чим від них відрізняються вулканогенні та в чому своєрідність телетермальних?

35. Назвіть головні парагенезиси руд плутоногенних гідротермальних РКК та їхній поділ на підкласи і рудні формації (за В. Смірновим).

36. Які рудні формації найтиповіші для класу вулканогенних родовищ; телетермальних?

37. Для родовищ якого гідротермального класу характерним є явище телескопіювання руд? Що це таке і від чого залежить?

38. Як і чому вертикальний розмах зруденіння залежить від глибини розвитку гідротермальних процесів?

39. Що таке вторинні кварцити, чим вони відрізняються за умовами утворення та мінеральним складом від грейзенів?

Розділ 10
КОЛЧЕДАНОВІ РОДОВИЩА

10.1. Загальні відомості

Колчедановими називають гідротермально-метасоматичні родовища, руди яких на 90–95 % складені ***сульфідами заліза, міді*** і формувалися на ***ранньому геосинклінальному етапі*** внаслідок приповерхневої, часто підводної діяльності газово-гідротермальних дериватів ***глибинно-базальтоїдни***х вогнищ у процесі багатоциклічної еволюції від основного до кислого складу. Провідну роль щодо висвітлення специфіки генетичної та геоструктурної позиції цього типу родовищ відіграли дослідження видатних учених XX ст. – М. Бородаєвської, Х. Берхера, О. Заварицького, А. Кінкеля, А. Пек, Н. Скрипчека, В. Смірнова, Т. Шадлун та ін.

Зруденіння цього типу представлене переважно масивними або густовкрапленими, зазвичай дрібно-середньозернистими скупченнями колчеданів заліза (пірит, марказит, піротин), міді (халькопірит, борніт), з якими асоціюють також колчедани цинку, свинцю (сфалерит, галеніт), інколи сульфосолі міді (тенантит, тетрадрит) та інші; лише 1–5 % припадає на частку несульфідних сполук – кварцу, карбонату, бариту, гіпсу, серициту, хлориту.

За формою рудних тіл поширені ***штоки*** (близько ізометричні, витягнуті), ***лінзи***, інколи суттєво сплющені в процесі динамометаморфізму, пластоподібні поклади. Зони метасоматично-гідротермальних змін рудовмісних порід щодо контурів цих тіл дещо асиметричні, здебільшого максимально розвинені в лежачому боці рудних тіл; особливо характерне окварцювання, хлоритизація, серицитизація, піритизація з переходом у передрудні пропіліти.

Надзвичайно специфічною є також ***стійкість*** геотектонічної позиції цього типу зруденіння: воно винятково поширене в зовнішніх, тобто ***трогових*** зонах раннього розвитку геосинклінальних областей, нерідко у вигляді рудних поясів протяжністю понад $n \cdot 1\,000$ км. Родовища залягають серед порід вулканогенно-осадового комплексу з перешаровуванням теригенних порід (глинистих сланців, вапняків, алевролітів, туфопісковиків); в утвореннях магматогенного

походження, зокрема, просторово та парагенетично пов’язаних з проявами субмаринного (підводного) вулканізму, головно в породах ***спіліт-кератофірової*** та ***діабаз-альбітофірової*** формацій.

Родовища цієї генетичної групи найчастіше розробляють комплексно, здебільшого на ***сірчані колчедани*** заліза для потреб хімічного виробництва (сірчана кислота тощо), однак головне значення мають для вилучення міді, цинку, супутньо золота, срібла, інколи свинцю, бісмуту, арсену, кадмію, селену, телуру. У деяких країнах на промисловому рівні вилучають навіть барит, гіпс (Японія), а інколи й залізо (Англія).

10.2. Фізико-хімічний режим і стадійність рудоутворення

Природна сутність процесів колчеданонагромадження є далеко неоднозначною і була визначена не одразу: ще до 10–20–х років XX ст. панували погляди щодо їхнього генетичного зв’язку з процесами становлення гранітоїдних масивів, що потім виявлялися молодшими від зруденіння; пізніше (1925–1930) відповідно до поглядів відомого американського геолога Р. Сперра, їх розглядали як наслідок проникнення своєрідного дуже в’язкого ***власне сірчаного розплаву*** і лише 1936 р. академік О. Заварицький довів, що тіла колчеданів мають ***гідротермально-метасоматичну*** (інколи гідротермально-осадову) природу та утворені за участю газово-рідинних розчинів, які надходили з тих же ***підкорових*** вогнищ, що й супутні їм, нерідко вмісні, вулканогенні продукти (розплав, попіл), тобто поклади спіліт-кератофірів та діабаз-альбітофірів (рис. 101).

Сучасні погляди стосовно процесів колчеданоутворення характеризують такими положеннями.

1. Родовища цього типу паргенетично пов’язані з процесами глибинного ***базальтоїдного магматизму***, в окремі цикли якого відбувалася ***односпрямована еволюція*** розплаву від основного до кислого складу.

2. Металоносні комплексні сполуки надходили глибинними каналами ***парогазових*** систем ***наприкінці активізації*** кожного підводно-вуканічного

циклу цих процесів, тобто після виверження власне кислих його продуктів з утворенням кератофірів, альбітофірів (див. рис. 101).

3. Кожна серія таких циклів (на Середньому Уралі до трьох–чотирьох) спроможна породжувати низку досить однотипних, однак послідовно різновікових колчеданових генерацій; найпродуктивнішими серед них є приповерхневі утворення саме ***завершальних циклів***.

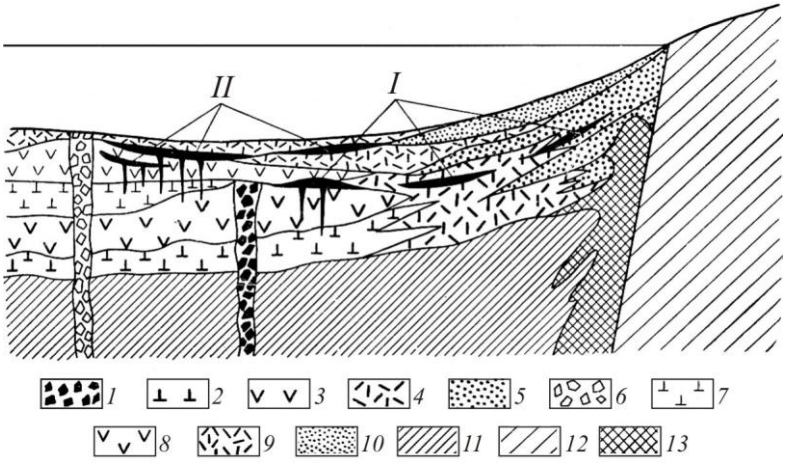


Рис. 101. Загальна схема геологічних умов формування колчеданових родовищ у зв'язку з геосинклінальним вулканізмом, за В. Смірновим:
1 – жерло вулкана першого циклу; *2* – переважно основні лави першого циклу; *3* – переважно кислі лави першого циклу; *4* – переважно пірокласти першого циклу; *5* – переважно теригенні осади першого циклу; *6* – жерло вулкана другого циклу; *7* – переважно основні лави другого циклу; *8* – переважно кислі лави другого циклу; *9* – переважно пірокласти другого циклу; *10* – переважно теригенні осади другого циклу; *11* – породи субстрату; *12* – породи континенту; *13* – інтрузії перидотитів і габро.
I – колчеданові поклади першого циклу; *II* – колчеданові поклади другого циклу.

Зруденіння загалом ***малоглибинне*** ($n \cdot 1$–100 м) і може бути представлене двома фаціями. На шляху міграції гідротерм певна частина металоносних речовин може відокремлюватися та локалізуватися у вигляді "***субвулканічної"*** фації суто ***гідротермально-метасоматичного*** типу зруденіння ($P > 200$ атм, $T \sim 500$–50 ºС) серед споріднених вулканітів на глибинах до 500–800 м. Інша, залишкова частина розчинів у разі досягнення придонної частини морського басейну (сучасні "чорні курильники" дна океанічних жолобів) утворює "субмаринну" фацію ***ексгаляційно-осадового*** типу зруденіння ($P \sim 50$ атм, $T < 100$ ºС) в складі споруд морських осадів. Надалі відбувається перекриття цих утворень новими пачками теригенно-карбонатних відкладів, нерідко прорваних дайками, порушених газовими експлозіями; суттєві текстурно-структурні

перетворення руд та морфометрії їхніх тіл часто пов’язані з процесами пізньої складчастості, інколи регіонального метаморфізму. Все це помітно ускладнює з’ясування тонших аспектів природи і режиму процесів колчеданоутворення.

Порівняно більш типізованими є гідротермально-метасоматичні утворення субвулканічної фації, що в загальному випадку формуються у ***дві***, інколи ***три*** стадії: 1) передрудно-метасоматичну, 2) власне колчеданову, 3) рудну, що виявлена не завжди, однак надає зруденінню комплексного (у промисловому сенсі) характеру.

Передрудно-метасоматична стадія свого роду підготовча, зумовлена дією низьобарних (P > 200–100 атм), переважно високо-середньотемпературних (500–400 до 300–200 ºС) порцій суттєво кислотних (РН = 4–5 до 6–7) газів. Чільним є процес інтенсивного вилуговування та перерозподілу порівняно рухомих компонентів бічних порід з утворенням ***відцентрово***-зонального ряду ***фаціально***-метасоматичних зон: суттєво ***кварцова***, інколи з турмаліном, топазом, корундом, андалузитом, ***кварц-серицитова, серицит-хлоритова*** і периферійно-***хлоритова,*** поширені пропілітизовані породи (альбіт, епідот, хлорит, пірит, карбонати).

Колчеданова стадія зумовлена діяльністю вже винятково рідинних типових ***гідротермальних*** систем, що пересичені комплексними сполуками сірки та заліза. Циркуляція таких розчинів переважно обмежена зонами передрудного розущільнення порід підвищеної проникності, а межі рудних тіл майже “вписані” в контури метасоматитів (рис. 102). Рудонагромадження відбувалося надзвичайно швидкими темпами масової кристалізації сульфідів з утворенням переважно середньо-тонкозернистих, часто коломорфних агрегатів піриту та марказиту; це свідчить про переважання особливо різких термобаричних флуктуацій режиму і дає підстави припускати певну роль у рудоутворенні гелеподібних фаз.

Рудна стадія хоча й обмежена, однак сприяє утворенню досить великих концентрацій промислово-комплексних руд. На відміну від попередніх стадій, що в часі дуже наближені (майже злиті), ця стадія досить чітко відокремлена

тривалою перервою, іноді з ознаками тектономагматичної активізації району (дайки, складчастість) і навіть регіонального метаморфізму. По суті, вона є своєрідним відновленням спільного з колчеданами гідротермального процесу, проте за участі нової, досить специфічної порції розчинів, що ***суттєво недосичені сіркою*** та збагачені галоїдними сполуками міді, свинцю, цинку, інколи золота, срібла, подекуди бісмуту, кадмію, телуру, селену тощо. Система загалом близько нейтральна, навіть слабколужна, що особливо сприяло процесам мегасоматичного заміщення ранніх сульфідів заліза пізніми генераціями сульфідів та сульфосолей кольорових металів з промисловим вмістом рідкісних і розсіяних елементів. Саме внаслідок цього на світовому ринку комплексні мідно- або поліметалево-колчеданові руди цінують майже вп’ятеро дорожче, ніж аналогічні іншого генезису.

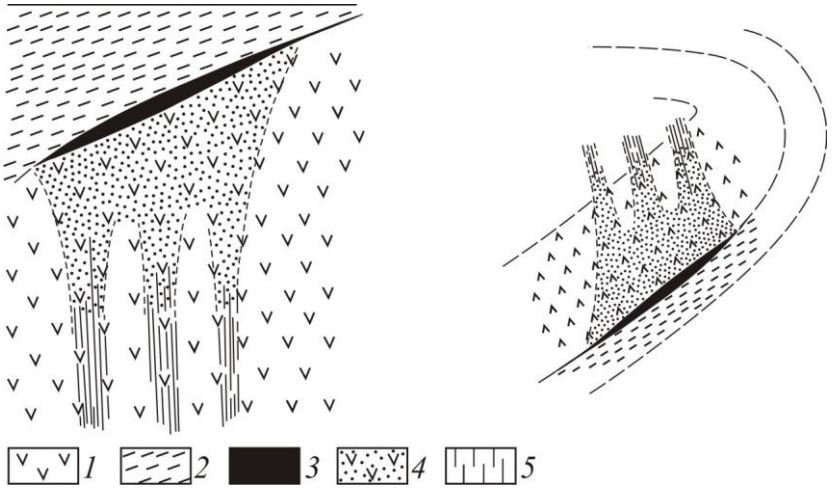


Рис. 102. Співвідношення колчеданового покладу з гідротермально зміненими породами, що його підстеляють (схема), за В. Смірновим:
1 – ефузиви; *2* – туфи; *3* – руди; *4* – гідротермально змінені породи; *5* – зони зминання і подрібнення; праворуч схема можливого варіанта перекинутого залягання.

10.3. Геологічні умови утворення

10.3.1. Геолого-структурна позиція та зв’язок з магматичними формаціями є найхарактернішими рисами колчеданового зруденіння всього світу. Відповідні родовища формуються винятково в першу (ранню) стадію розвитку (прогинання) геосинклінальних областей і є найранішими рудними концентраціями цих структур у вигляді рудних поясів (понад $n \cdot 1\,000$ км, упоперек 5–100 км), контрольовані зонами трогів з поширенням вулканогенно-

осадових комплексів та субвулканічних формацій. Просторово та парагенетично, як уже зазначено, пов'язані з різновіковими утвореннями спіліт-кератофірової або діабаз-альбітофірової формацій, що є похідними підводних процесів базальтоїдного магматизму. Літологічний розріз переважної більшості рудних полів досить однотипний і є циклічним перешаровуванням, з одного боку, ***теригенних*** та ***хемогенних*** морських відкладів (алевроліти, глинисті, вуглисті сланці, вапняки), з іншого, – пірокластичних утворень (туфи, туфіти, туфопісковики, брекчії), що в часі змінюються на підводно-лавові покриви спілітів (в основі розрізу), середнього складу порфіритів та кератофірів (увінчують розріз певного циклу) і часто супроводжуються зруденінням (рис. 103). Відомі дво- і навіть трициклічні розрізи з відповідними етапами колчеданового зруденіння, на кшталт Уральської металогенічної провінції. Прояви сульфідної мінералізації виникають після кожного етапу підводно-магматичної активізації, однак головна, переважно промислова, маса колчеданів формується саме наприкінці певного магматичного циклу, тобто після впливу розплавів помірно кислого складу; повторення таких циклів дає змогу пронозувати нові етапи зруденіння.

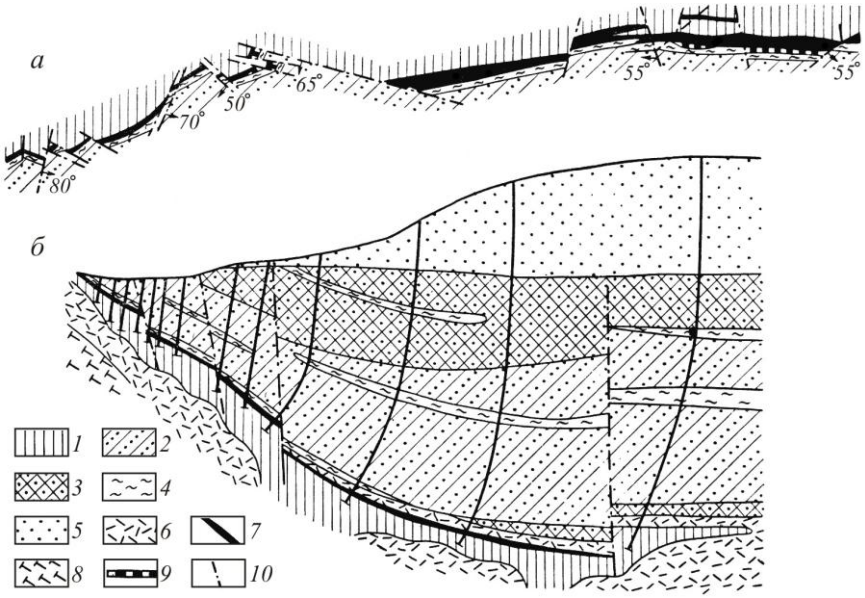


Рис. 103. Урупське колчеданове родовище Північного Кавказу, за Н. Скрипченко:
а – горизонтальний переріз на горизонті гірничих виробок; *б* – поперечний розріз;
1 – гідротермально змінені породи лежачого боку; *2* – туфи середнього складу; *3* – туфи кислого складу; *4* – кременисті сланці висячого боку; *5* – пісковики юри; *6* – кварцові альбітофіри; *7* – колчеданова руда; *8* – діабази; *9* – кварцитоподібна порода; *10* – тектонічні контакти.

Загалом світові нагромадження колчеданових руд відбувалися досить рівномірно в умовах несуттєвих варіацій фізико-хімічного режиму та літолого-структурної ситуації, хоча молоді родовища дещо слабше метаморфізовані. У продуктивному відношенні виділяється ***герцинська*** епоха колчеданоутворення, зокрема, рудні провінції Середнього Уралу, Кавказу-Закавказзя, Аппалачів, Кордільєр, відомі родовища Іспанії, Португалії, Франції, Німеччини, Японії, Китаю. Натомість ***кіммерійська*** епоха вирізняється порівняним зменшенням процесів колчеданонагромадження.

3.2. Структура рудних полів, що контрольована зонами глибинних розломів першого геосинклінального етапу, суттєво вирізняється особливостями розвитку певних центрів підводновулканічної активізації, з якими зруденіння пов'язане речовинно-енергетично. Структурно такі поля і окремі родовища, зазвичай, тяжіють до своєрідних "схилів" вулканоподібних утворень центрального типу; положення конкретних рудних тіл визначене спрямованістю розривів (конічні, кільцеві, радіальні) та зон дроблення (тектоногенні, експлозивні, провальні), особливо важливі еруптивні брекчії.

Характер зруденіння нерідно багатоповерховий (Гайське родовище на Уралі, Урупське на Східному Кавказі), що зазвичай зумовлено рудолокалізувальною роллю екранів, перш за все, теригенних складових розрізу (див. рис. 101), інколи полого нахилених порушень (насувів) зон дроблення. Саме в подібних ситуаціях формуються майже згідні до вмісних порід пласто- та лінзоподібні поклади колчеданів з інтенсивно мінералізованими підвідними каналами (розриви, зони брекчій) в лежачому боці головного тіла (рис. 104); польові спостереження потужних метасоматитів нібито у висячому боці колчеданового покладу є свідченням перекинутого залягання рудовмісної товщі загалом (див. рис. 104). Мало поширені, проте відомі й січні, тобто епігенетичні тіла – жили, невеликі штокверки вздовж рудопідвідних структур. Співвідношення промислового значення згідних та незгідних колчеданових утворень звичайно на користь перших.

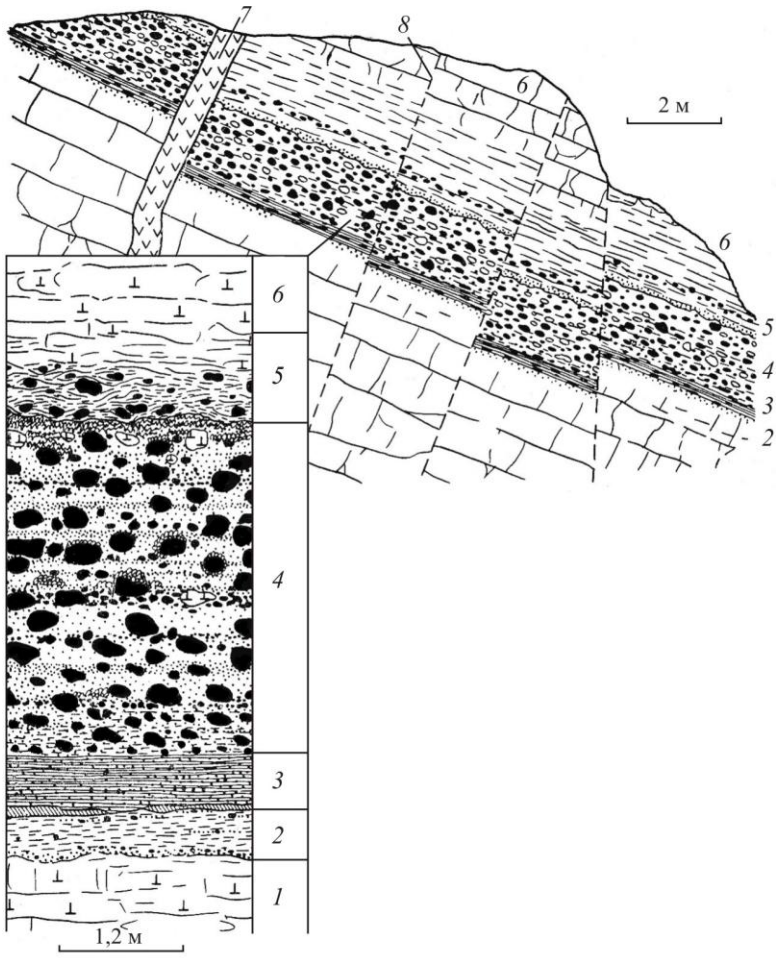


Рис. 104. Скупчення рудокластів у породах висячого боку зони виклинювання колчеданового родовища Сібай, Урал, за А. Жабіним:
1, 2 – породи лежачого боку;
5, 6 – породи висячого боку;
1, 6 – ліпарито-дацити (альбітофіри); *2, 5* – кислі туфи з рудокластами; *3* – тонкошаруваті колчеданові руди; *4* – алохтонні рудокласти (чорне) і петрокласти (світле) у шаруватому цементі; *7* – дайки діабазів; *8* – післярудні розломи.

9.3.3. Метаморфізм колчеданових руд по-різному притаманний майже всім родовищам, особливо давнього походження, і за інтенсивністю, зазвичай, чітко кореспондує зі змінами порід рудовмісної товщі. Головні ознаки покладів, за В. Смірновим (1976), такі: а) розлінзування та розвальцювання рудних тіл (див. рис. 103); б) перекристалізація дрібнозернистих коломорфних руд у середньозернисті смугасто-сланцюваті агрегати; в) ознаки дроблення досить крихких мінералів (пірит, кварц) з утворенням просторово зорієнтованих фрагментів катакластичної текстури руд; г) зминання та відтиснення в мікротріщини порівняно м’яких мінералів – халькопіриту, галеніту; д) двійники тиснення у зернах кварцу, піротину, сфалериту; е) перетворення з частковим або повним заміщенням марказиту у пірит, в’юрциту у сфалерит; ж) заміщення частини виділень піриту піротином із втратою сірки в температурному інтервалі 352–680 °С; з) збіркова перекристалізація ультрадисперсного золота у макроскопічні стяжіння.

10.4. Генетична класифікація колчеданових родовищ

Класи родовищ цього типу вирізняють відповідно до їхньої фаціальності та характеру рудогенерувальної системи: 1) гідротермально-метасоматичний (субвулканогенний), 2) ексгаляційно-осадовий (субмаринний), 3) комбінований, для якого характерне безпосереднє зближення двох попередніх у межах однієї рудної зони чи тіла.

10.4.1. Гідротермально-метасоматичні родовища, що належать до субвулканічної формації, представлені покладами метасоматично- та прожилково-вкраплених руд винятково серед туфів, туфітів, пластів підводно перетворених лав середньокислого складу. Поширення досить обмежене, головно це сірчано-колчеданові руди, що є порівняно бідними на кольорові метали. Відомі вони на Курилах (Росія), на островах Японії, країнах Малого Кавказу та ін.

10.4.2. Ексгаляційно-осадові родовища, що утворюють субмаринну фацію, представлені лінзами та пластоподібними покладами, зазвичай, суцільних дрібнозернистих, часто коломорфних руд серед вулканогенно-осадових товщ; лише інколи руди вкраплені та пролжилково-вкраплені. Поширені значно більше, ніж інші типи колчеданів і різноманітніші за мінеральним складом. Вирізняють дві рудні формації: а) ***мідно-колчеданову*** (генотипи Гайське, Дегтярське, Красногвардійське на Середньому Уралі; Урупське, Кизил-Дере, Філізчай на Кавказі (див. рис. 103)); б) ***колчеданово-поліметалеву*** (Тишинське, Ріддер-Сокольське, Зирянівське, Миколаївське, Рубцовське на Рудному Алтаї; Озерне в Бурятії, рис. 105); всесвітньо відомі родовища Ерган (Туреччина), Меген, Раммельстберг (Німеччина), Ріо-Тінто в складі найбільшого мідно-рудного поясу в Іспанії–Португалії.

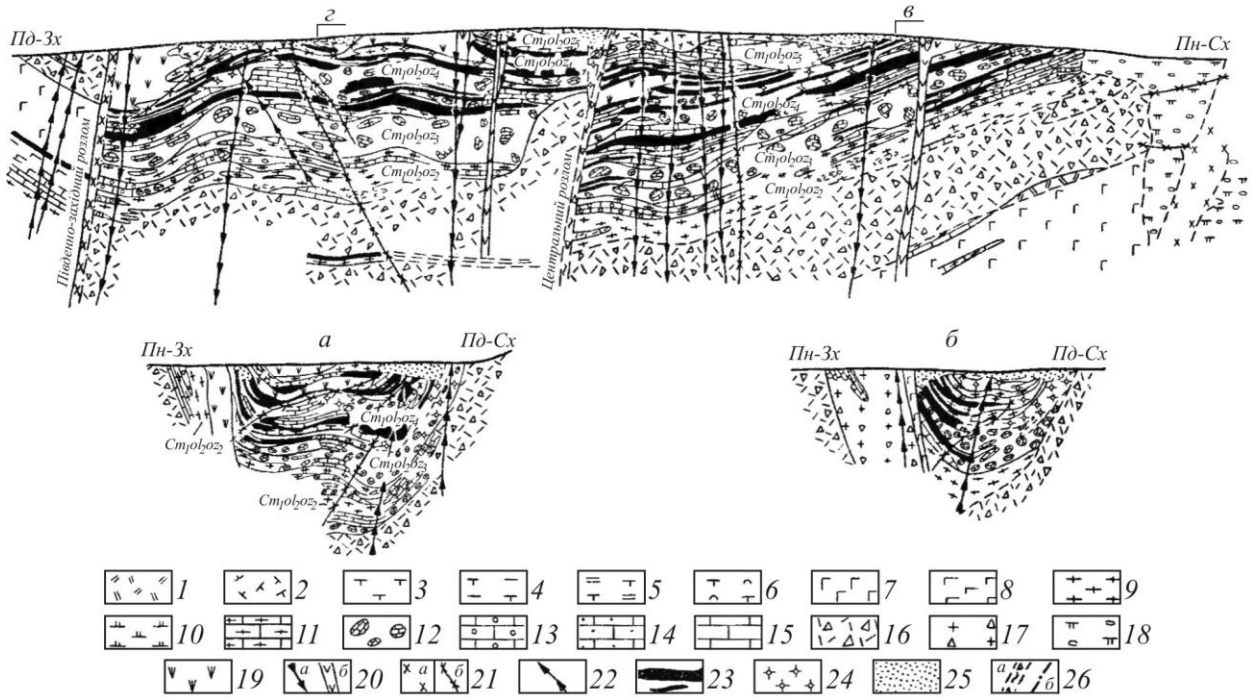


Рис. 105. Поздовжній і поперечний розрізи колчеданово-поліметалевого родовища Озерне в Бурятії, за Е. Дістановим, К. Ковальовим, Р. Тарасовою:
1–15 – вулканогенно-осадові відклади олдиндінської світи: *1* – лави ріоліт-дацитових порфірів Cm_1; *2* – кристалокластичні туфи кислого складу; *3* – туфи кислого складу різноуламкові; *4* – туфи кислого складу середньоуламкові (1–5 мм); *5* – туфи кислого складу грубоуламкові (5–30 мм); *6* – ігнімбрити; *7* – лави андезит-дацитових порфірів; *8* – туфи середнього складу; *9* – туфіти вапняковисті; *10* – туфіти вуглисті; *11* – тонке перешарування туфітів і вапняків; *12* – вапнякові брекчії з туфогенно-карбонатним цементом; *13* – вапнякові туфогравеліти; *14* – вапнякові туфопісковики; *15* – вапняки; *16–20* – породи нижньокембрійського субвулканічного комплексу: *16* – автомагматичні брекчії ріоліт-дацитових порфірів, *17* – автомагматичні брекчії дацитових порфірів, *18* – агломератові брекчії жерлової фації, *19* – діабазові порфірити зеленокам'яні змінені, *20* – кварцові діабазові порфірити, *21* – трахідацитові кварцові порфіри і граносієніт-порфіри, *22* – долерити і трахідолерити, *23* – колчеданово-поліметалеві руди, *24* – сидеритові руди, *25* – зона окиснення руд (колчеданових, сидеритових) і кора звітрювання, *26* – розривні порушення.

10.4.3. Комбіновані родовища від попередніх типів відрізняються надзвичайною просторовою необмеженістю розвитку навіть у межах однієї рудної зони чи пластоподібного покладу як гідротермально-метасоматичного утворення приповерхнево-вулканічного рівня, так і ексгаляційно-осадового субмаринного походження. Надзвичайно типовою для них є фаціальна зміна мінерального складу рудних тіл з переходом із заглибленням від особливо багатих халькопірит-галеніт-сфалеритових до трохи нижче розташованих помірно багатих пірит-халькопіритових руд (субмаринні) і ще глибше до порівняно бідних метасоматично вкраплених суттєво піритових зі слабкою

мідною мінералізацією. Переважають родовища з середніми запасами руд, однак загалом вони поширені досить обмежено; особливо типові для зони Японських островів (рис. 106), де вони відомі як дуже багаті під назвою Pb-Zn-Cu родовища "тип Куроко": сумарний вміст у тілах "чорних" (галеніт+сфалерит) і "жовтих" (халькопірит) руд перевищує 30 %.

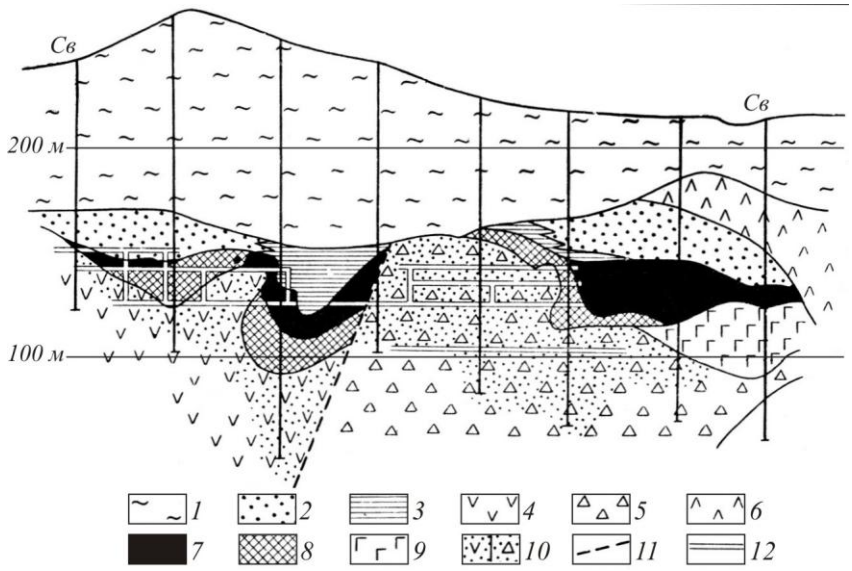


Рис. 106. Геологічний розріз колчеданового родовища Учинотаї, Японія, за В. Смірновим: *1* – четвертинні породи; *2* – туфи і туфобрекчії; *3* – червоний кременистий роговик; *4* – білі ріоліти; *5* – вулканічна брекчія; *6* – юний ріоліт (післярудний); *7* – чорна руда; *8* – жовта руда; *9* – гіпсова руда; *10* – силікатна руда – білі ріоліти і вулканічні брекчії з прожилками і вкрапленістю сульфідів: *а* – серицитизовані, *б* – скварцовані; *11* – тектонічні порушення; *12* – підземні гірничі виробки.

Питання для самоконтролю

1. Що таке колчеданові родовища? Чи можна їх зачислити до вулканогенних гідротермальних? У чому специфіка?

2. Які особливості геологічного положення колчеданових родовищ? Чим їх пояснюють?

3. Що слугує вмісним середовищем колчеданових родовищ? З породами яких магматичних комплексів вони асоціюють?

4. Яка структура і головні рудолокалізувальні елементи колчеданових родовищ? У чому особливості їхніх просторових співвідношень з дорудними метасоматитами?

5. У чому полягають головні відмінності процесів утворення вулканногенно-метасоматичних і вулканогенно-осадових РКК.

6. Чому тиск під час формування колчеданових, як і вулканогенних гідротермальних, родовищ не відповідає глибині розвитку процесів?

7. Назвіть та схарактеризуйте головні етапи формування колчеданових родовищ за В. Смірновим. Чи виділяють такі етапи для гідротермальних плутоногенних родовищ; для вулканогенних?

8. Про що свідчать рудні уламки в пірокластичних породах покрівлі колчеданових родовищ? Яка їхня природа?

9. Назвіть головні типи білярудних змін вмісних порід, які властиві колчедановим родовищам.

10. Які причини зональності таких змін? Чому вони часто асиметричні стосовно колчеданових покладів?

11. Які структурно-літологічні особливості локалізації колчеданових руд треба вважати найтиповішими?

12. Чим відрізняються за мінеральним складом пропіліти, які утворилися з порід різної основності; а вторинні кварцити?

13. Мінеральний склад і головні парагенезиси колчеданних руд; які їхні текстурноструктурні особливості?

14. Назвіть райони поширення колчеданових родовищ у нашій країні; добування яких корисних компонентів пов’язане з їхньою експлуатацією?

Предметний покажчик родовищ

Норильськ – 19, 30, 69
Молодіжне – 19
Нерюнга – 19
Чульман – 19
Удокан – 19
Ірокінда – 19, 180, 214
Кадаїнське – 26,
Вітватерсранд – 30
Саранівське – 30
Кірунавара – 30, 70
Міргалімсай – 30, 209, 223, 226
Ачісай – 30, 209
Миколаївське – 30, 241
Джезказган – 30, 223, 226
Бендіго – 32, 37, 209
Баларат – 32, 209
Хайдаркан – 32, 40, 224, 226
Кадамджай – 32, 40, 208, 226
Кансай – 32, 40, 142, 143
Тирниауз – 32, 37, 128, 138, 140, 143
Калгурлі – 35, 229
Березівське – 35, 163, 214
Кочкарське – 35, 214, 215
Браден – 36, 218, 221
Кочбулак – 36, 218, 221
Білогорське – 36
Джида – 37
Кальмакир – 37
Лебединське – 37
Степняк – 40, 214
Бестюбе – 40, 214
Дарасунське – 40, 42, 163, 180, 195, 202, 214, 216
Чорух-Дайрон – 40, 143
Соврудник – 40, 229
Давенда – 40
Микитівське – 40, 208, 209, 226
Садбері – 67, 69
Кемперсайське – 68
Донське – 68
Саранівське – 68
Бушвельд – 68, 69
Качканарське – 68
Кусінське – 68
Велика Дайка – 68
Лін-Лейк – 69
Талнах – 69
Печенга – 69
Нікель – 69
Каула – 69
Ніттіс – 69
Інісізва – 69
Кімберлі – 69
Прем'єр – 69
Аргайл – 69
Мир – 69
Айхал – 69
Даалдин – 69
Ювілейна – 69
Верхньозолотницька – 69
Адірондайк – 70
Маркадо – 70
Дуранго – 70
Альгаррабо – 70
Тьфо – 70
Баррейро – 89
Аракша – 89
Маунтін-Пасс – 89
Ально – 90
Фйон – 90
Ковдор – 90
Сіротті – 90
Гулінське – 90
Амба-Донгар – 90
Окфузу – 90
Велика Тагна – 90
Палабора – 91
Лулекуп – 91
Володарськ-Волинське – 116, 121
Дашинка – 116
Вишняківка – 116
Дворище – 116
Кент – 116, 121
Акжайляу – 116, 121
Ля Корн – 121
Етта – 121

Тін-Маунтін – 121
Карібібе – 121
Пілбара – 121
Борзовське – 122
Карабаш – 122
Лянгар – 126, 128, 143
Уйзокське – 138
Тетюхе – 140, 143
Верхнє – 141
Дашкесан – 141
Сарбай – 138, 142, 143
Магнітогорське – 138, 142, 143
Алтин-Топкан – 142, 143
Благодатське – 143
Високогірське – 143
Абаканське – 143
Таштагол – 143
Тейське – 143
Тельбес – 143
Соколовське – 143
Качарське – 143
Банат – 143
Бор – 143
Риф – 143
Майнт-Айрон – 143
Інгічке – 143
Майхура – 143
Лермонтовське – 143
Восток II – 143
Пайнкрік – 143
Азегур – 143
Бойтца – 143
Санг-Донг – 143
Кизил-Еспе – 143
Аксоран – 143
Лоуренс – 143
Косо – 143
Агілар – 144
Ельпотосі – 144
Трепча – 144
Кампона – 144
Катпар – 144
Кафф – 156
Жовті Води – 157
Ононське – 157
Етика – 157
Хаканджа – 157
Іультінське – 157
Тигрине – 157
Джидінське – 157, 158
Панаскейра – 157
Сіхуаншань – 158
Цзянсі – 158
Акчатау – 158
Верхнє Кайракти – 158
Караоба – 158
Коктенколь – 158
Нура-Талди – 158
Шалгія – 158
Бом-Горхон – 158
Білуха – 158
Букука – 158
Мучі – 158
Кемп – 158
Східний Коунрад – 158
Джанет – 158
Парагайчай – 158
Шахтама – 158
Бугдая – 158
Чікой – 158
Циннвальд – 158
Альтенберг – 158
Колар – 163, 229
Ітакінське – 180
Карійське – 180
Балейське – 180, 220, 221, 222
Вернерберг – 200
Майське – 203, 230
Карамазар – 207
Брич-Мулла – 208
Бьютт – 209, 214
Казаковське – 214
Фатимівське – 214
Джеламбет – 214
Бакирчик – 214
Мурунтау – 214
Ключівське – 214
Кляймакс – 214
Коунрадське – 214
Алмалик – 214

Кальмакир – 214
Каджаран – 214
Агаран – 214
Дастакерт – 214
Садон – 214
Холст – 214, 217
Архон – 214
Кличкінське – 214
Акатуйське – 214
Нерчинсько-Заводське – 214
Покровське – 214
Пшибрам – 214, 217
Хапчаранга – 214
Бакальське – 214
Саткінське – 214
Ахтаранда – 214
Джекинда – 214
Тавус – 215
Потосі – 217, 221
Шкільне – 219
Карамкен – 219
Ойра – 219
Дукат – 219
Кубака – 219
Мужієвське – 219
Бая-Маре – 219
Бая-Сприє – 219
Монтана – 219
Нагіач – 219
Ельорі – 219
Окопо – 219
Пачуна – 219
Парраль – 219
Акупан – 219
Кономаї – 219
Тасеєвське – 221, 222
Багатовершинне – 221
Кріпл-Крік – 221
Телурид-Сільверстон – 221
Голдфільд – 221
Комшток – 221
Карлін – 221
Калавері – 221
Кизил-Алма – 221
Пірміраб – 221
Зодське – 221
Лалагуа – 221
Унчія – 221
Оруро – 221
Бор – 221
Кунашир – 221
Вишківське – 221
Боркут – 221
Беганське – 221
Берегівське – 221
Добросільське – 221
Лопошнянське – 221
Нижнє Тунгуське – 221
Вілюйське – 221
Коршунівське – 221
Рудногорське – 221
Акташ – 225
Удоканське – 226
Нока – 226
Ачисайське – 226
Жайремське – 226
Олькуш – 226
Джульфінське – 226
Лухумське – 226
Такобське – 226
Аурахматське – 226
Амдермінське – 226
Сергіївське – 227, 230
Балка Золота – 227, 230
Салліван – 229
Брокен-Хілл – 229
Мізор – 229
Порк’юпайн – 229
Морро-Велью – 229
Сабітва – 229
Шервуд Стар – 229
Голден Майл – 229
Ашанті – 229
Олімпіада – 229
Сухий Лог – 229
Вірне – 230
Балка Широка – 230
Сурожське – 230
Ольгінське – 230
Андріївське – 230

Сауляк – 230
Тукало – 230
Ясенів – 230
Урупське – 238, 239, 241
Гайське – 239, 241
Сібай – 240
Дегтярське – 241
Красногвардійське – 241
Кизил-Дере – 241
Філізчай – 241
Тишинське – 241
Ріддер-Сокольське – 241
Зирянівське – 241
Рубцовське – 241
Озерне – 241, 242
Ерган – 241
Меген – 241
Раммельстберг – 241
Ріо-Тінто – 241
Куроко – 243
Учинотаї – 243

Список літератури

1. *Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.З.* Геохимические методы поисков рудных месторождений. – М.: Наука, 1981. – 316 с.

2. *Бобров О.Б., Сіворонов А.О., Гурський Д.С.* та ін. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України. – К., ВЦУДГРІ, 2004. – 456 с.

3. *Бетехтин А.Г.* и др. Курс месторождений полезных ископаемых. – М.: Госгеолтехиздат, 1946.

4. *Бетехтин А.Г.* Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. – М.: Недра, 1964. – 598 с.

5. *Беус А.А.* Альбититовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. – М.: Недра, 1967. – С. 303–377.

6. *Вахромєєв С.А.* Месторождения полезных ископаемых. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.

7. *Вольфсон Ф.И.* Развитие учения о рудных месторождениях в СССР. – М.: Наука, 1969. – 324 с.

8. Генезис эндогенных рудных месторождений / *Ред. В.И. Смирнов*. – М.: Недра, 1968.

9. *Гинзбург А.И., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г.* Основы геологии гранитных пегматитов. – М.: Недра, 1979. – 296 с.

10. Горжевский Д.И., Козаренко ВН. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М. 5 Недра, 1972. 376 с.

11. Зональность гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1974, т. 1. 294 с., т. 2., 218 с.

12. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972, 376с.

13. Исаенко М.П. Определитель текстур и структур руд. Изд. 2-е. М., Недра, 1975, 230 с.

14. Колчеданные месторождения мира / Под ред. В.И. Смирнова. М., Недра, 1979, 284 с.

15. Лазько Е.М., Ляхов Ю.В., Пизнюр А.В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения. М.: Недра, 1981. С. 198–217.

16. Магматические рудные месторождения. Пер. с англ. / Под ред. В.И. Смирнова. М., Недра, 1973, 206 с.

17. Металічні корисні копалини України: Підручник / В.А. Михайлов, В.І. Шевченко, В.В. Огар та ін. – К.: Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2007. – 463 с.

18. *Нарсеев В.А.* Промышленная геология золота. – М.: Науч. мир, 1996. – 243 с.

19. *Пальянова Г.А.* Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования – Новосибирск: Изд-во Сиб. ОРАН, 2008. – 220 с.

20. Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. С. 246–255.

21. *Петровская Н.В.* Самородное золото. – М.: Наука, 1973. – 373 с.

22. *Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д.* Рудные формации эндогенных месторождений. – М.: Наука, 1976. Т. 1–2.

23. *Рундквист Д.В.* Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. – Л.: Недра, 1978. – 607 с.

24. Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971, 328 с.

25. Рундквист Д. В., Неженский И.Л. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975, 224 с.

26. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1976. – 688 с.

27. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых // Изд-во МГУ, 1997 г., 304 с.

28. Татаринов И.М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1965. С. 173–180.

29. Таттл О., Гиттингс Дж. Карбонатиты. Пер. с англ. М., Мир. 1969, 486 с.

Зміст

ВСТУП ……..…… 3
ЗМІСТ І ЗАВДАННЯ КУРСУ……. 5
Розділ 1 КОРИСНІ КОПАЛИНИ – ПРОМИСЛОВЕ ЗНАЧЕННЯ ТА ПРИРОДНІ ОБ'ЄКТИ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ...…… 9
1.1. Поняття "корисні копалини", типізація і методи вивчення …… 9
1.2. Родовища корисних копалин та їхні просторові угруповання …….. 15
Розділ 2 ТІЛА КОРИСНИХ КОПАЛИН, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ТА ПРИНЦИПИ ТИПІЗАЦІЇ РУД …… 23
2.1. Умови залягання та морфометрія рудних тіл …… 23
2.1.1.Морфотипія та метрія тіл корисної копалини …….. 25
2.1.1.1. Ізометричні тіла корисних копалин …… 26
2.1.1.2. Плоскі тіла корисних копалин ……. 28
2.1.1.3. Трубоподібні тіла корисних копалин …….. 36
2.1.1.4. Негеометризовані тіла корисних копалин ….. 36
2.1.2. Розподіл корисних компонентів у рудному тілі …….. 38
2.2. Руди та принципи їхньої типізації ……...…… 41
2.2.1. Поняття "руда" …… 41
2.2.2. Речовинний склад руд …… 42
2.2.2.1. Мінеральні типи руд ……. 42
2.2.2.2. Прості та комплексні руди ...…… 43
2.2.2.3. Хімічні типи руд …… 44
2.2.2.4. Типізація руд за походженням ……. 45
Розділ 3 ПРОЦЕСИ РУДОУТВОРЕННЯ І ГЕНЕТИЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН ……..... 47
3.1. Основні процеси рудогенезу …… 47
3.2. Принципи класифікації родовищ корисних копалин …… 52
Розділ 4 МАГМАТИЧНІ РОДОВИЩА …… 58
4.1. Генетична модель та фізико-хімічні умови утворення …….. 58
4.2. Геологічні умови утворення ……..... 67
4.2.1. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями …… 67
4.2.2. Особливості геологічної будови магматичних родовищ 70
4.3. Генетична класифікація родовищ …… 71
4.3.1. Ранньомагматичні ……... 71
4.3.2. Пізньомагматичні ……... 72
4.3.3. Ліквацийно-магматичні ……... 74
Розділ 5 КАРБОНАТИТОВІ РОДОВИЩА ……..... 77
5.1. Загальні відомості …… 77
5.2. Генетична модель та фізико-хімічні умови утворення…….. 79
5.3. Геологічні умови утворення ……. 84
Розділ 6 ПЕГМАТИТОВІ РОДОВИЩА…… 93
6.1. Загальні відомості …… 93

6.2. Генетичні моделі та фізико-хімічні умови утворення 99
6.2.1. Магматична або гіпотеза “залишкового розплаву” 101
6.2.2. Магматично-метасоматична гіпотеза 106
6.2.3. Власне метасоматична гіпотеза 108
6.2.4. Метаморфогенна гіпотеза 110
6.3. Геологічні умови утворення 113
6.4. Генетична класифікація родовищ 117
Розділ 7 СКАРНОВІ РОДОВИЩА 124
7.1. Загальні відомості 124
7.1.1. Мінеральні типи скарнів 127
7.1.2. Текстурно-структурні риси 128
7.1.3. Зональна будова смуг скарнування 128
7.2. Фізико-хімічні умови процесів скарноутворення 130
7.2.1. Гідротермально-стадійна гіпотеза 133
7.2.2. Інфільтраційно-дифузійна гіпотеза 135
7.3. Геологічні умови утворення 137
7.3.1. Геотектонічна позиція та зв’язок з магматичними формаціями 137
7.3.2. Геологічна структура 139
7.3.3. Морфотипія скарноворудних тіл 141
7.3.4. Класифікаційні положення 143
Розділ 8 АЛЬБІТИТОВІ ТА ГРЕЙЗЕНОВІ РОДОВИЩА 146
8.1. Загальні відомості 146
8.2. Фізико-хімічні умови та стадійність утворення 151
8.3. Геологічні умови утворення 153
8.3.1. Геотектонічна позиція та зв’язок з магматичними формаціями 153
8.3.2. Геологічна структура 154
8.4. Класифікація родовищ альбітит-грейзенової групи 155
8.4.1. Клас альбітитових родовищ 156
8.4.2. Клас грейзенових родовищ 157
Розділ 9 ГІДРОТЕРМАЛЬНІ РОДОВИЩА 160
9.1. Загальні відомості 160
9.2. Природа та фізико-хімічний режим гідротермальних систем 165
9.2.1. Речовинний склад та ступінь дисперсності гідротерм 165
9.2.2. Природні джерела гідротермальних систем 167
9.2.2.1. Головні джерела дисперсної складової 167
9.2.2.2. Провідні джерела мінеральної речовини 170
9.2.3. Проблема магматичної дистиляції та агрегатний стан гідротерм 171
9.2.4. Термобаричний режим гідротермальних систем 174
9.2.5. Кислотно-лужний режим гідротермальних систем 180
9.2.6. Форми гідротермального перенесення мінерало-утворювальних компонентів 183

9.2.6.1. Гіпотеза простого йонного перенесення ……. 183
9.2.6.2. Гіпотеза колоїдного перенесення …… 184
9.2.6.3. Гіпотеза галоїдного перенесення металів ..…. 185
9.2.6.4. Гіпотеза комплексного перенесення металів .. 185
9.2.7. Причини утворення мінералів гідротермального походження …… 188
9.3. Геологічні умови утворення ……. 189
9.3.1. Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями …… 189
9.3.2. Форми зв'язку гідротермальних родовищ з тілами магматичних порід …… 191
9.3.3. Критерії генетичних зв'язків гідротермальних родовищ з магматичними породами ……... 192
9.3.4. Гіпогенна зональність гідротермального зруденіння .. 196
9.3.5. Етапність та стадійність процесів мінералоутворення 198
9.3.6. Гідротермально-вибірковий метасоматоз ……. 205
9.4. Генетична класифікація гідротермальних родовищ ……. 209
9.4.1. Плутоногенно-гідротермальні родовища ……. 211
9.4.2. Вулканогенно-гідротермальні родовища ……. 215
9.4.3. Телетермальні родовища …… 221
9.4.4. Метаморфогенно-гідротермальні родовища …… 226
Розділ 10 КОЛЧЕДАНОВІ РОДОВИЩА ……... 233
10.1. Загальні відомості …… 233
10.2. Фізико-хімічний режим та стадійність рудоутворення ….. 234
10.3. Геологічні умови утворення ……..……. 237
10.3.1. Геолого-структурна позиція ……. 237
10.3.2. Структура рудних полів …..……. 239
10.3.3. Метаморфізм колчеданових руд ……. 240
10.4. Генетична класифікація колчеданових родовищ ……. 241
10.4.1. Гідротермально-метасоматичні родовища …… 241
10.4.2. Ексгаляційно-осадові родовища ……. 241
10.4.3. Комбіновані родовища ……. 242
Предметний покажчик ……. 246
Список літератури …… 250