

ПЕГМАТИТОВІ РОДОВИЩА

1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ
2. ГЕНЕТИЧНІ МОДЕЛІ ТА ФІЗИКО-ХІМІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ
3. ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ УТВОРЕННЯ

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.

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.**

Пегматити трапляються в асоціації *тільки з глибинними масивами* вивержених порід *абісальної фації*, проте різного петрохімічного складу – **кислого, лужного, основного та ультраосновного**.

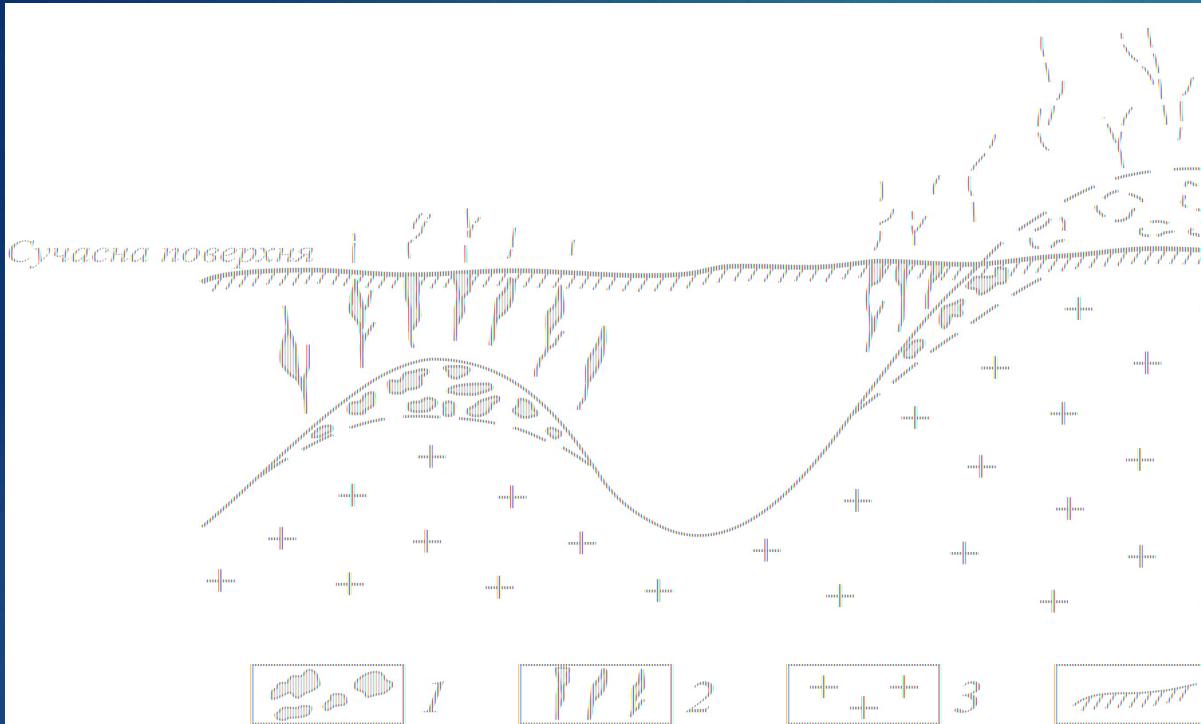
З ультраосновними пов'язані малопоширені тіла *габро-пегматитів*, троктолітів, бронзититів та інших порід, що складені плагіоклазом основного (анортит-бітовніт) та середнього (лабрадор-андезин) складу, ромбічним піроксеном (бронзит), зрідка – амфіболом, олівіном, біотитом та ін. Практичного значення вони наразі не мають.

Лужні пегматити – сієнітові, нефелін-сієнітові – більше поширені. У їхньому складі домінують мікроклін (або ортоклаз), нефелін (або содаліт), наявні егірін, 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**

- ▶ За О. Ферсманом, виділяють три види **гранітних пегматитів**:
- ▶ **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.;
- ▶ **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;
- ▶ **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.

Характерні риси пегматитів



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.

- ▶ Пегматити **просторово** та **генетично** дуже щільно пов'язані з **великими масивами інтрузивних порід**;
- ▶ За мінеральним складом вони дуже подібні до порід материнського інтрузиву, однак суттєво відрізняються порівняно малими розмірами тіл, формою (гнізда, дайки, жили) та зональним характером будови;
- ▶ Пегматити вирізняються переважно крупнозернистою будовою кварц-польовошпатових агрегатів, нерідко з поодинокими кристалами гігантами: кристал амазоніту (Урал), кристали кварцу 2-7,5 м (Пвд. Казахстан), сподумену 2-14 м (Етта, США), моріону масою до 10 тон (Волинь);
- ▶ Специфічним є набір так званих **пегматитових структур** мінеральних агрегатів; передусім – **евтектоїдної** або **графічної**; характерні також **пегматоїдна** (грубозерниста) структура зон поширення польового шпату та **друзова**;
- ▶ Особливо характерним для пегматитів є поширення мінералів з наявністю летких (В, Сl, F, Р) та рідкісноземельних (TR) компонентів; у породах спорідненого інтрузиву їх нема або трапляються дуже зрідка;
- ▶ Показовою є повна **відсутність зон навколопегматитової** зміни бічних порід і навпаки – чітко виражені ознаки винятково **внутрішньо-пегматитового метасоматозу**, що був тільки в межах самих пегматитів, зумовлюючи їхню зональну будову.



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**:

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

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

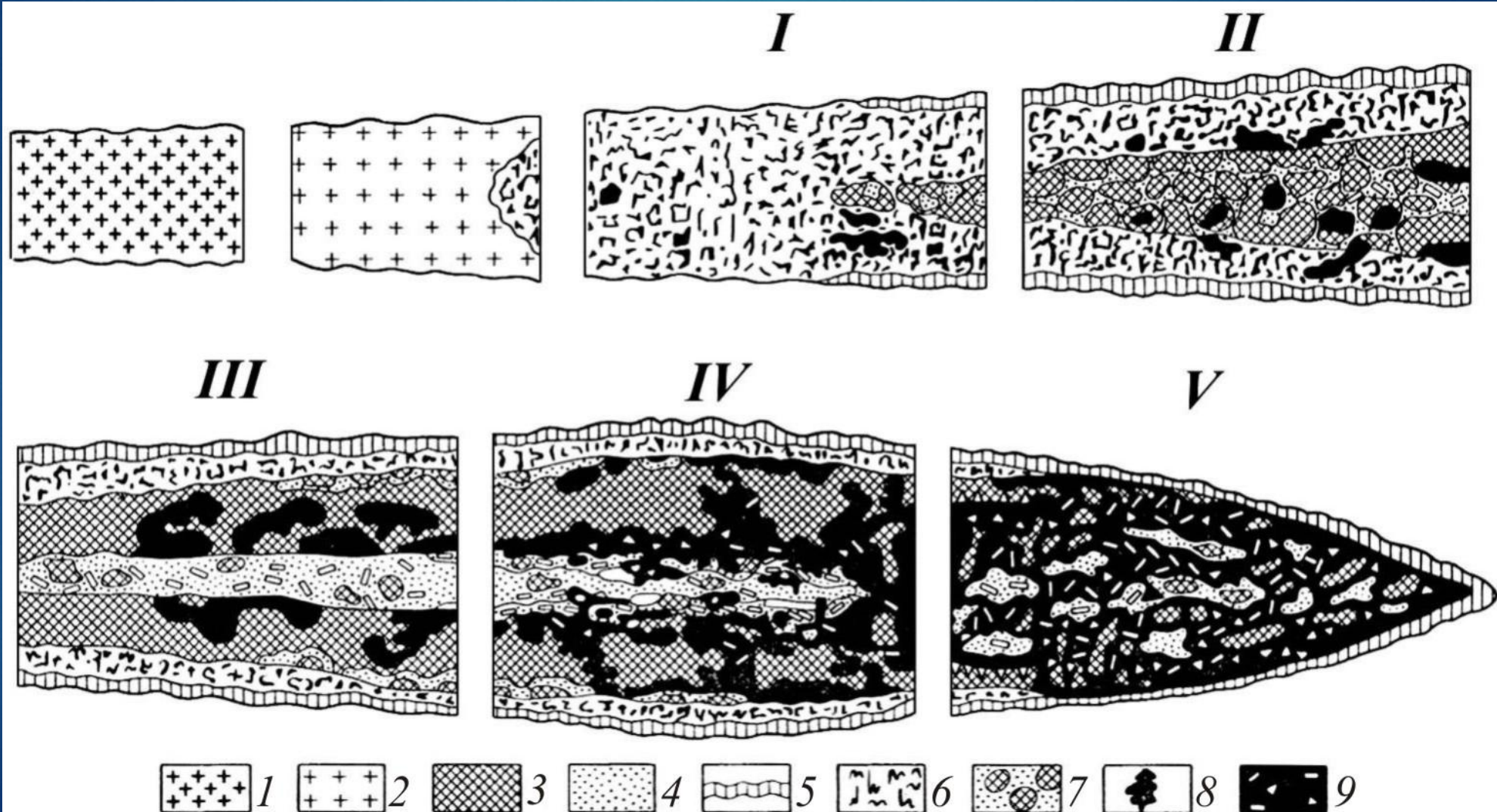
3) **блокова** – пегматоїдна, майже мономінеральна мікроклінова;

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; 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.)

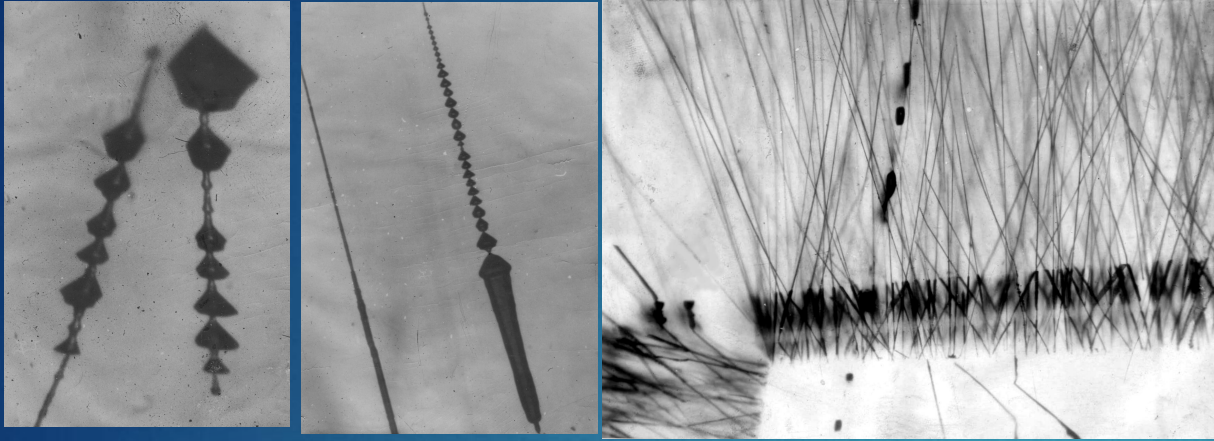
Текстурно-парагенетичні типи пегматитів, за К. Власовим:

I – рівномірно зернистий (письмовий або графічний) на керамічну сировину, *II* – блоковий (пегматоїдний) - кристали мусковіту, *III* – повнодиференційований, *IV* – рідкіснометалезаміщений - прояв процесів накладеного розвитку танталіт-колумбітового або олов'яно-вольфрамового зруденіння, *V* – альбіт-сподуменовий – джерело літію;
 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.



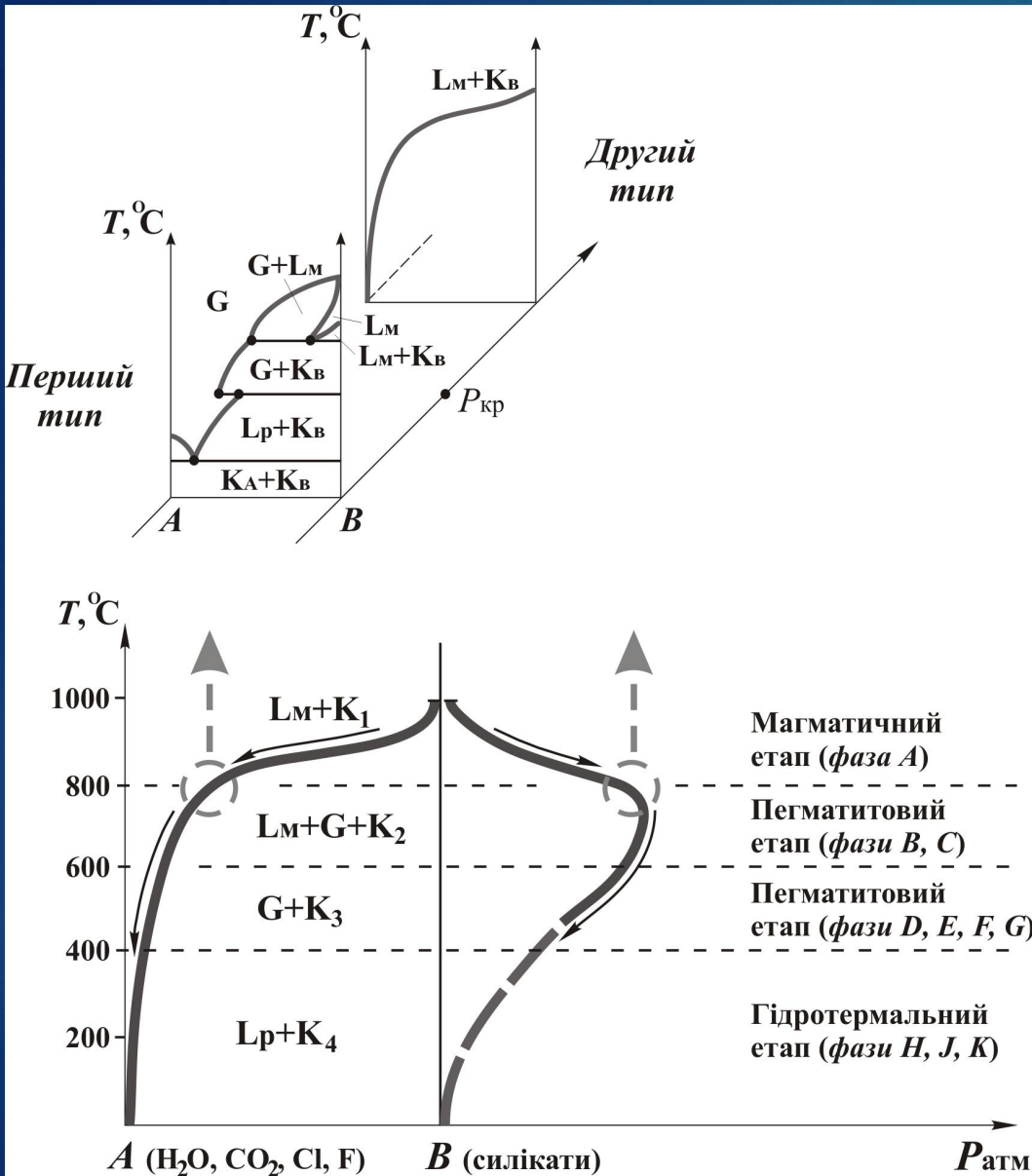
Генетичні моделі та фізико-хімічні умови утворення

- ▶ 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.



- ▶ Схема утворення мінералів в пегматитах: ранній стільниковий незабарвлений кварц (600–500 °С), моріон, топаз (або флюорит), берил (550–350 °С), димчастий кварц та аметист (350–150 °С) і насамкінець – халцедоноподібний кварц і гірський кришталі із сингенетичними мікрровключеннями каситериту, гетиту та ін (200–50 °С)

Типи сингенетичних включень у кристалах п'єзооптичного кварцу (*a* – каситерит, *b* – гетит) та топазу (*в* – флюорит) з пегматитів Волині, Ляхов, 1962, 1966



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

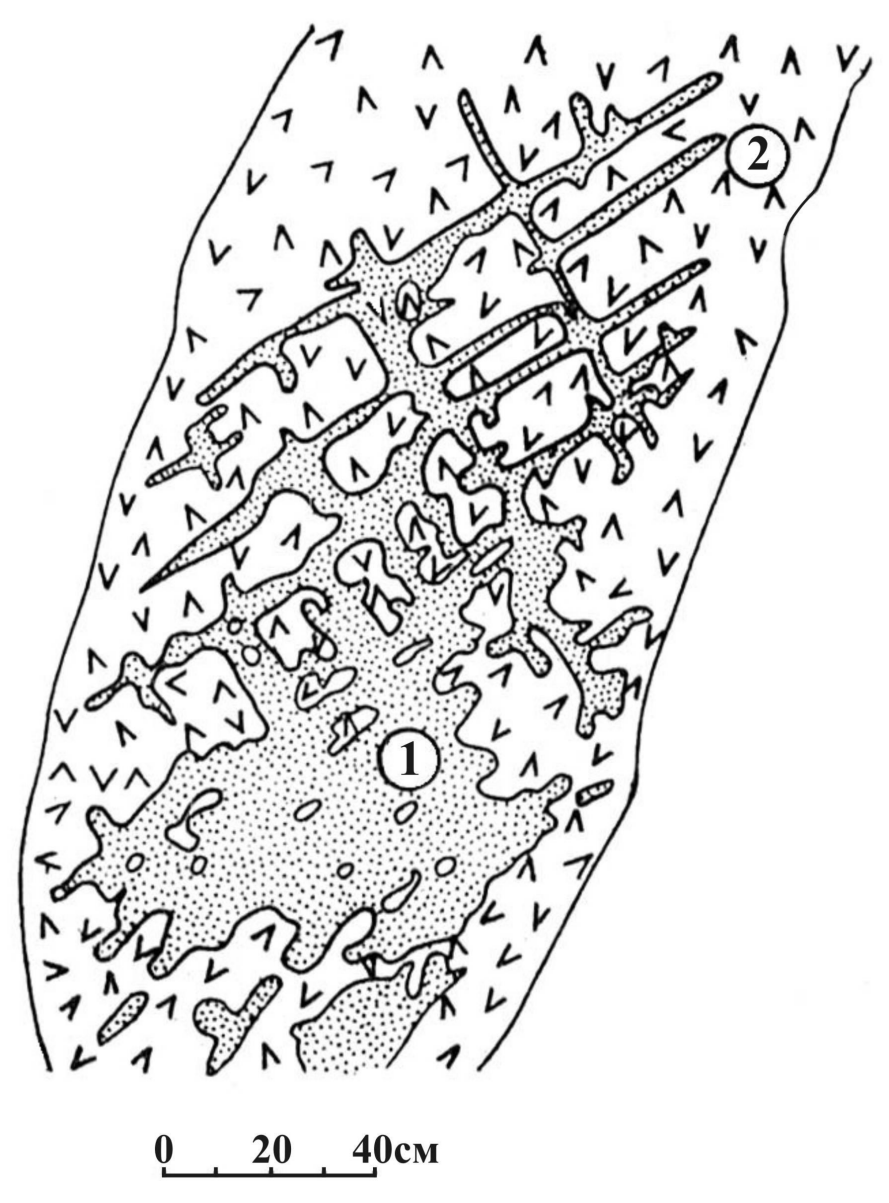
Магматична, або гіпотеза “залишкового розплаву”, у викінчену і ґрунтовному вигляді сформульована О. Ферсманом (1940):

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 , В, F, Cl, P); 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 $^\circ\text{C}$ до 100–50 $^\circ\text{C}$ 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), що відповідає випадку повного, тобто необмеженого взаємозмішування легко- та важколетких (В) компонентів системи у баронадкритичних ($>>P_{кр}$) умовах.



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

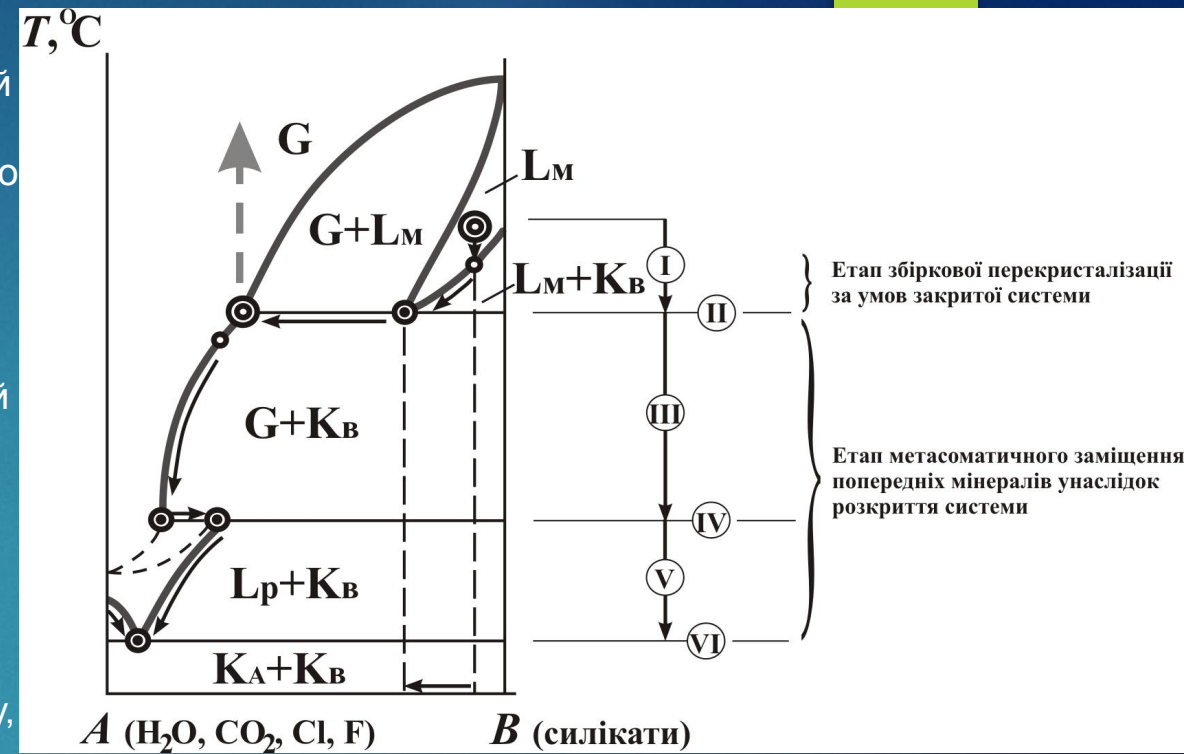
- ▶ **Магматично-метасоматичну гіпотезу** особливо наполегливо пропагують геологи американської школи – Р. Джонсон, Е. Камерон, К. Ландес, Ф. Хес, В. Шеллер та ін. Саме вони вперше звернули увагу, що нерідко в пегматитах можна спостерігати закономірний різноструктурно-віковий розподіл профільних комплексів мінеральних асоціацій. Пегматити розглядають як наслідок двох послідовних етапів розвитку – магматичного, а потім гідротермально-метасоматичного.
- ▶ **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 слабо 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.
- ▶ **Метасоматичний етап** супроводжується **повним розкриттям** пегматитоутворювальної системи внаслідок чергового поживлення 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. Виникали складні диференційовані пегматитові тіла з розвитком специфічного зруденіння у вигляді промислових концентрацій **технічного мусковіту, альбіт-сподуменових або рідкіснометалевих руд (танталіт-колумбітові, каситерит-вольфрамітові)**.

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). Квінтесенція гіпотези полягає у фізико-хімічному доведенні неминучості прояву газоводних еманцій 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 у край обмеженого розчинення (до 10 %) легких сполук у силікатному розпаві. Отже, на думку О. Заварицького, пегматити порівняно малоглибинної фації формувалися у такі два етапи:

Збірковій 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);

Власне метасоматичний етап, зазвичай, є наслідком повного розкриття пегматитоутворювальної системи в період суттєвого пошквалювання тектонічних рухів та утворення потужних зон тріщинуватості. Цей процес помітно стимулювали також надмірні нагромадження легких 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.

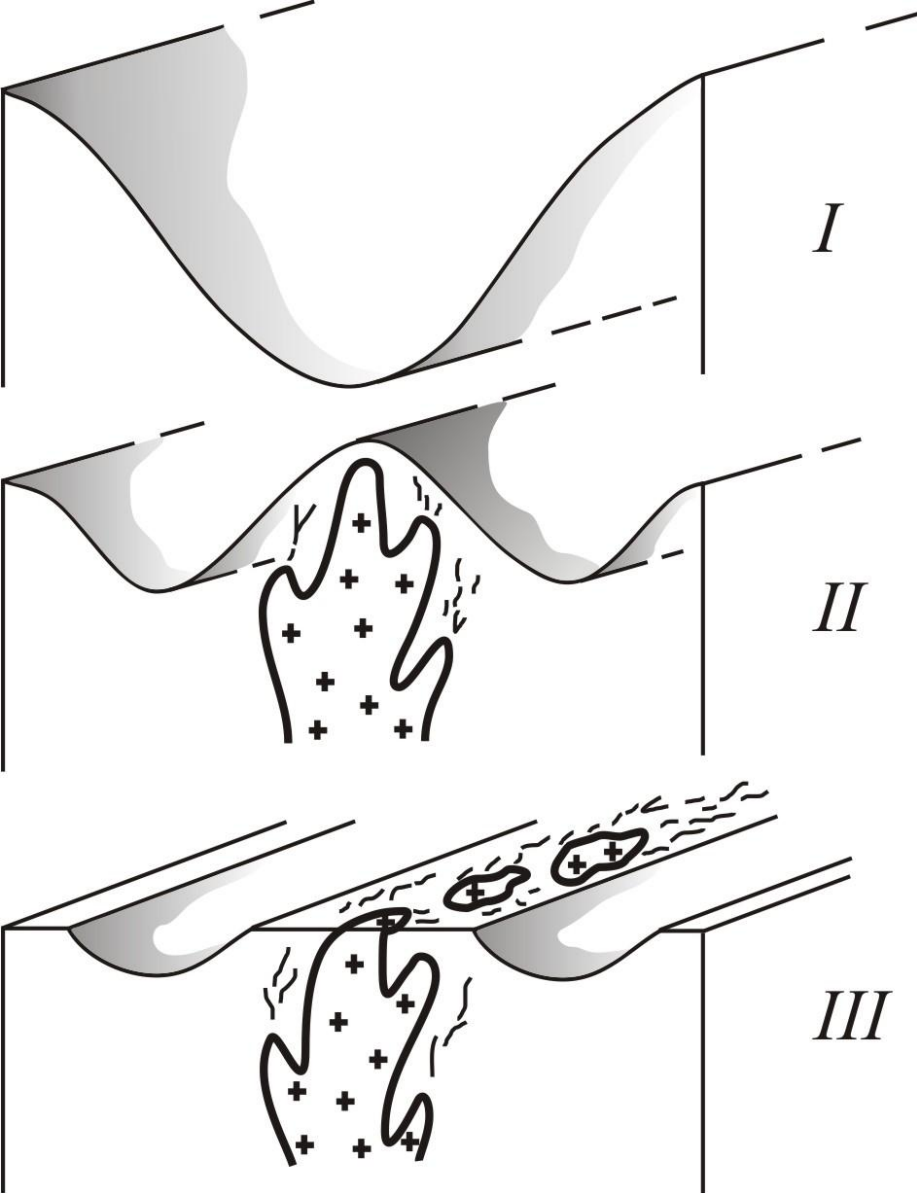


Принципова схема фазового стану бінарної фізико-хімічної системи першого типу (за П. Нігглі) з дуже обмеженою розчинністю легких сполук (А) у силікатній (В) магмі; етапність процесів пегматитоутворення за А. Заварицьким. Можливий порядок фазових перетворень під час охолодження системи: I – *магматична кристалізація* силікатів з нагромадженням у розпаві легких компонентів; II – початок *магматичної дистиляції* з тривалою ізотермічною рівновагою трьох фаз (L_M+K_B+G) до повної розкристалізації породи і подальшої III *збіркової перекристалізації* (або іншої – близької за мінеральним складом), формуються пегматоїдні зони пегматиту; III – *пневматолітичне* мінералоутворення; IV – ізотермічне перетворення з конденсацією водного розчину (G→L_p); V – *гідротермальне* мінералоутворення; VI – *евтектична кристалізація* пізніх силікатів та мінералів за участю легких компонентів.

Геологічні умови утворення

- ▶ Пегматити пов'язані винятково з глибинними формаціями магматичних порід і не трапляються в приповерхневих зонах (2-3 км) розвитку вулканічних і субвулканічних фацій.

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 тектономагматичної активності	Лужні	Найтипівіші
	Гранітоїдна	Гранітні	Рідкісні
	Габро-базитова	Основні	Рідкісні



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

Пегматитові пояси в геосинкліналях. Наймасштабніші: Північноамериканські пегматитові пояси в Кордільєрах (до 4000 км), Апалаччах (до 2000 км).

Дві рудноформаційні групи.

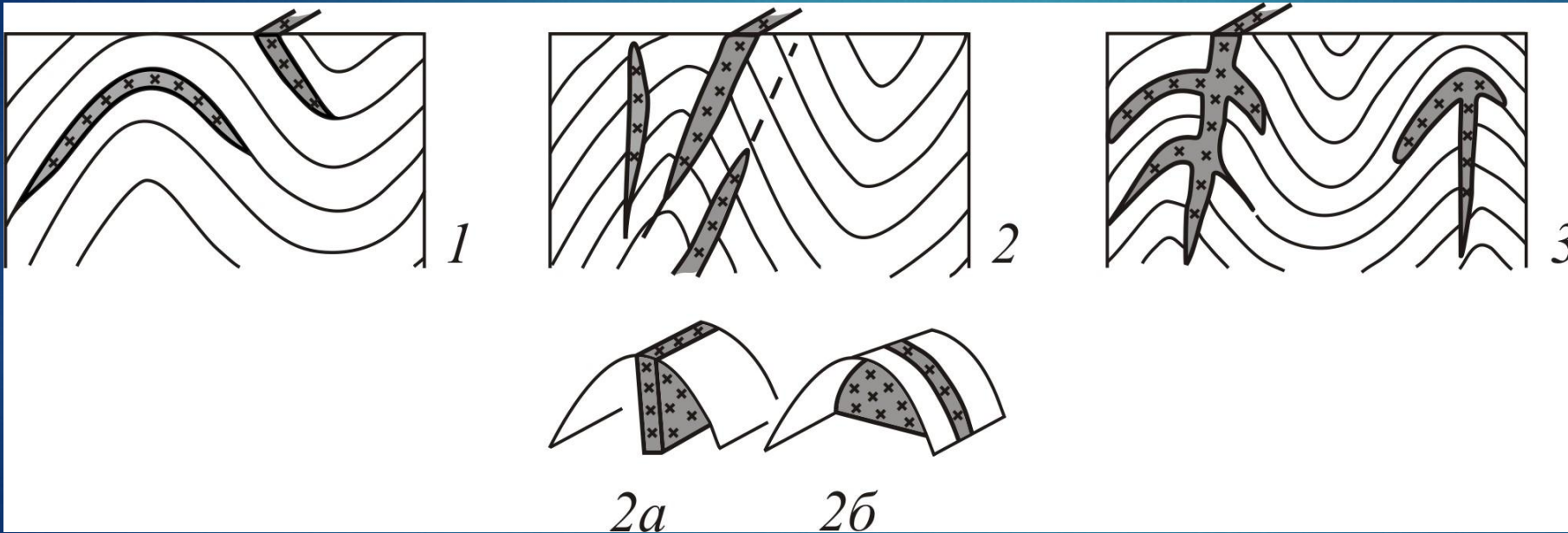
1. Пегматитові родовища **гранітних формацій**, зокрема: а) **рідкісноземельні** (монзонітовий мінеральний тип, полуцит-ортитовий, колумбітовий, уранінітів); б) **мусковітоносні**; в) **рідкіснометалеві** (берил-танталітовий тип, сподуменовий, лепідолітовий, керамічний); г) **кришталеносні** (моріоновий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

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

Вік. 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).

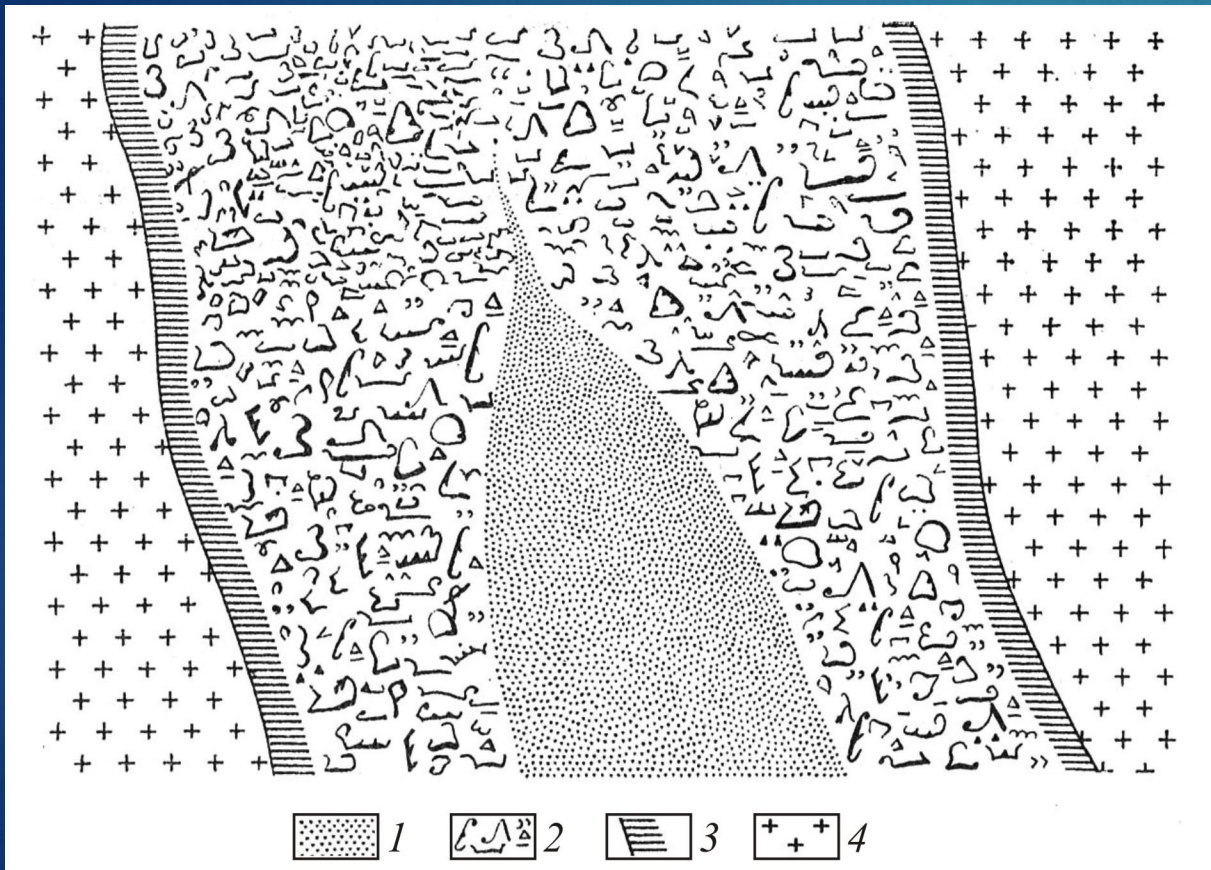
Сингенетичні пегматитові тіла. Поширені в склепінчастій частині ендоконтактової зони. Форма пегматитових тіл (шліри, камери) близько ізометрична, овальна, часто неправильна. Генотипним є Володарськ-Волинське родовище, Кент, Акжальяу в Казахстані.

Епігенетичні пегматитові тіла можуть бути розташовані в покрівельній частині інтрузиву, чітко виявлений тектонічний контроль локалізації. Вони двовимірні, жили, лінзи. Мамське родовище.



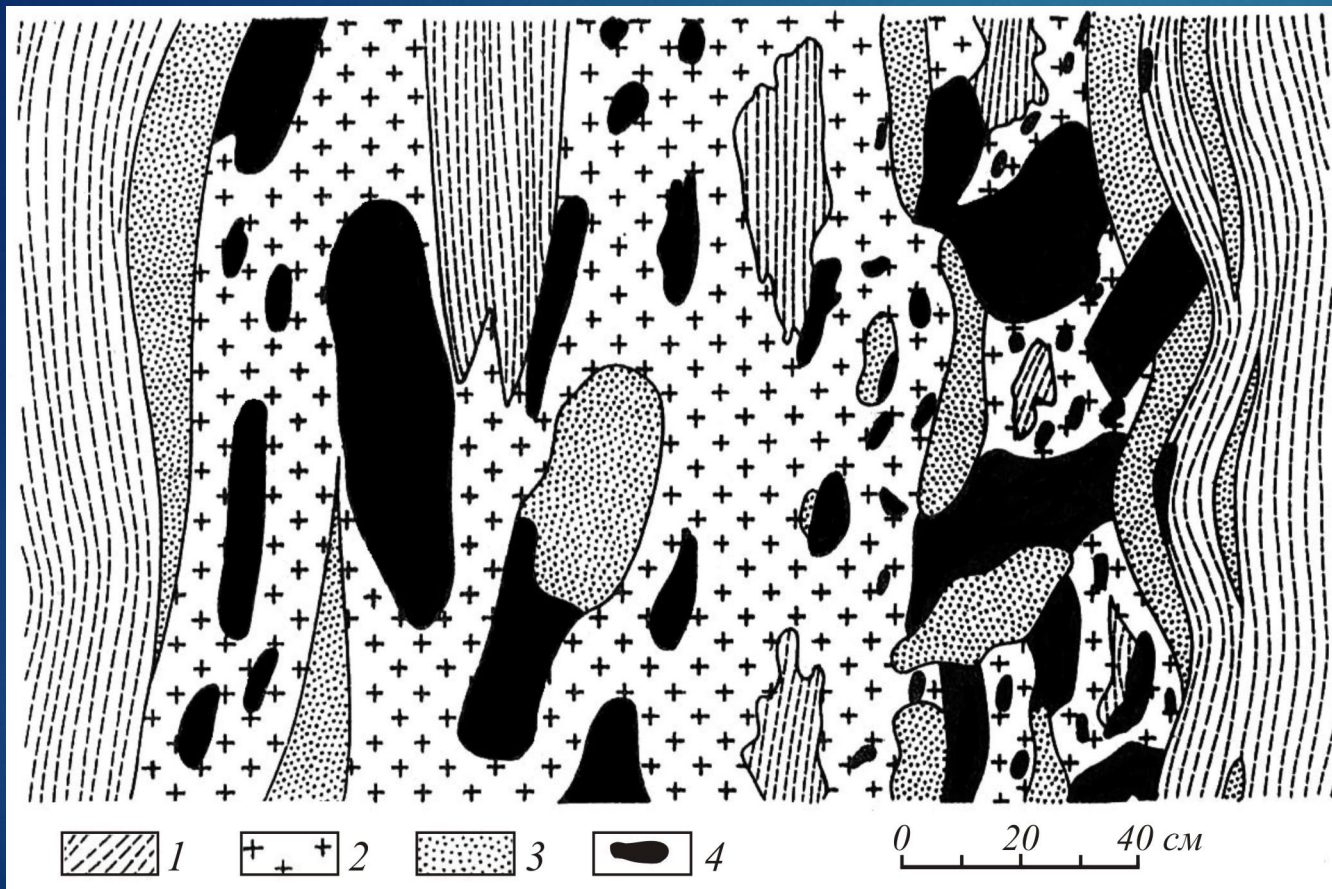
Морфоструктурні типи пегматитів складчастих зон, за Г. Родіоновим:
1 – синхронно складчасті (пластоподібні); 2 – післяскладчасті: а) поздовжні, б) поперечні; 3 – комбіновані поздовж січні з пластовими апофізами.

Генетична класифікація родовищ



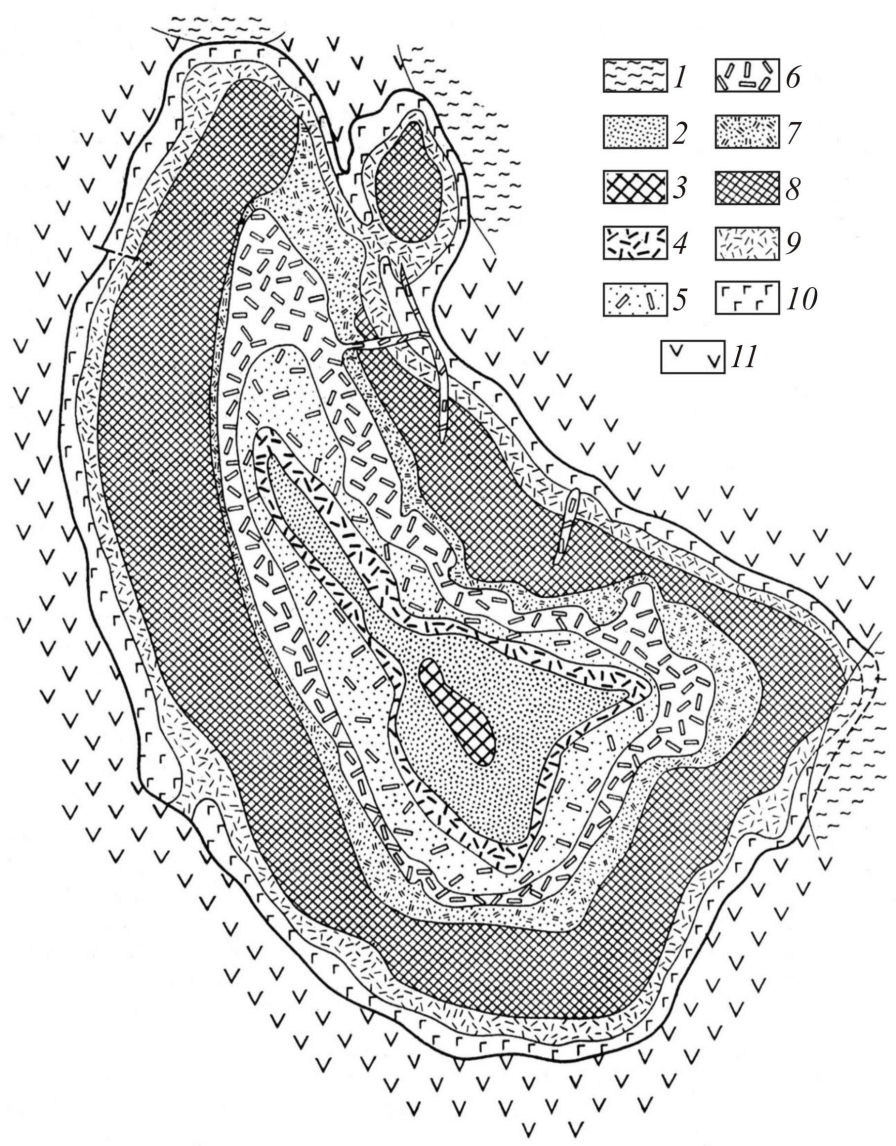
1 – кварцеве ядро; 2 – пегматит письмової структури; 3 – слюдяна облямівка; 4 – граніт.

- ▶ **I. Клас простих пегматитів**, що представлені тілами кварц-польовошпатового складу з чітко вираженою структурою письмового граніту – 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).
- ▶ 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”)



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

- ▶ **II. Клас перекристалізованих пегматитів**, що є кварц-мусковіт-польовошпатовими і вирізняються варіаціями розміру мінеральних агрегатів від крупно- до гігантозернистого (рис.), 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.
- ▶ До пегматитів цього класу зазвичай належать родовища **мусковіту** з кристалами площею до 4–5 м² (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.



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.

► 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.). 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: 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.

► 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).

- ▶ **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 %.
- ▶ Бічні ультраосновні породи під дією парогазових еманаций нерідко перетворюються у своєрідні біотитіти з гніздоподібними скупченнями кристалів смарагду, олександриту, фенакиту. 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).