## УДК 552.11:553.2

# СТАНОВЛЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ (ГАББРО-ГРАНИТНЫХ) ПЛУТОНОВ И СВЯЗАННОГО С НИМИ ОРУДЕНЕНИЯ

## В. Л. Хомичев

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Глубинное геолого-геофизическое моделирование по большому числу гранитоидных плутонов впервые показало совершенно иную, чем принято считать, их природу. Как следствие, кардинально изменились представления о связи с ними оруденения. Многие петрологические противоречия и загадки удалось решить логично, научно обоснованно. Приведен полный и всесторонний обзор проблемы от начала (источника исходной магмы) до конца (образования гранитной рудно-магматической системы). Установлены три этапа концентрирования летучих и рудного вещества в истории формирования плутонов: первый (планетарный) – при внутрикамерной дифференциации исходной базальтовой магмы с обособлением гранитоидного расплава; второй (региональный) – при образовании остаточного лейкогранитового очага; третий и главный (локальный) – при внедрении из очага рудогенерирующих апофиз.

**Ключевые слова:** тектоника, магматизм, габбро-гранитный плутон, магматическая дифференциация, ликвация, остаточные очаги, рудно-магматическая система, стадии концентрирования летучих и рудного вещества.

## GENESIS OF GRANITOID (GABBRO-GRANITE) PLUTONS AND ASSOCIATED MINERALIZATION

## V.L.Khomichev

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

Deep geological and geophysical modeling by a large number of granitoid plutons for the first time showed a completely different nature than was commonly believed. As a result, ideas about the connection of mineralization with them have changed dramatically. Many petrological contradictions and puzzles were solved logically and scientifically grounded. The complete and comprehensive review of the problem from the beginning (source of the initial magma) to the end (formation of the granite ore-magmatic system) is given. Three stages of the volatiles and ore matter concentration in the history of the plutons formation were established: the first (planetary) - during the intrachamber differentiation of the initial basalt magma with an isolation of granitoid melting; the second (regional) - during the formation of a residual leukogranite chamber, the third, main (local) - during the intrusion of ore-generating apophyses from the chamber.

*Keywords*: tectonics, magmatism, gabbro-granite pluton, magmatic differentiation, liquation, residual chambers, ore-magmatic system, concentration stages of volatiles and ore matter.

### DOI 10.20403/2078-0575-2022-2-78-87

Становление гранитоидных плутонов – весьма сложный многоплановый и многоэтапный процесс, предопределяемый рядом взаимосвязанных внутренних и внешних условий и предпосылок. Главной из них является *природа исходной магмы*. После долгих дискуссий в 1950-х гг. утвердилось представление, что гранитоидные плутоны на гипабиссальном уровне образуются путем внедрения кислой палингенной магмы из глубокого корового ультраметаморфического очага. Основанием для этого послужили два фактора.

1. Огромные по площади плутоны на 90 % сложены гранитоидами, и это их «море» невольно наводит на мысль, что образовались они из первичной гранитной магмы. А 10 % диоритов и габбро априори объяснялись или гибридизмом, или реакционным взаимодействием гранитной магмы с вмещающими породами.

2. Эксперименты Х. Винклера и Х. Платена по плавлению песчано-глинистых смесей, казалось бы, обеспечивали физико-химическую основу автономного плавления корового субстрата при ультрамета-

морфизме с последующим внедрением расплава на высокий уровень.

Однако при этом возник целый ряд очевидных непреодолимых противоречий.

1. Если бы гранитная магма образовалась таким путем, то крупные плутоны должны были размещаться преимущественно в гранитогнейсовых куполах, чего фактически нет. При ультраметаморфизме выплавляются мелкие изолированные гнезда, линзы, жилы, штокверки мигмы, как справедливо назвали такой расплав наши гениальные предшественники, сознавая непричастность его к первичной магме. По размерам тела мигматитов несопоставимы с плутонами и не могут быть их источником.

2. В силу малых объемов, низкой температуры (700–750 °C), узкого интервала кристаллизации (50 °C) и очень высокой вязкости (10<sup>10</sup>–10<sup>12</sup> П) анатектические коровые выплавки не имеют значимой подъемной силы и возможности внедриться на гипабиссальный уровень. Они затвердевают практически in situ вне какой-либо связи с мезо-гипабиссальными плутонами 3. Котектический состав мигматитовых выплавок не может объяснить широкого разнообразия пород (до габброидов) в плутонах. Ассимиляция и гибридизм вопроса не решают из-за низкого энергетического потенциала котектического расплава.

4. Выплавки из сухого безрудного гнейсового субстрата не имеют рудообразующей способности и поэтому не могут быть источником рудоносных гранитоидных плутонов.

5. Противоречит гипотезе палингенного гранитообразования общепринятая идея комагматичности совмещенных во времени и пространстве вулканических и плутонических образований. Вулканический процесс (в отличие от плутонического) реализуется преимущественно на поверхности, поэтому в разрезе вулканогенных накоплений наблюдается практически полный набор его производных: главным образом средне-основные породы, в подчиненном количестве кислые пирокластические продукты. Кислые вулканиты в самостоятельном, автономном выражении нигде не обнаружены, они входят в состав риолит-базальтоидных, трахит-базальтоидных ассоциаций [16], будучи внутрикамерными дифференциатами первичной базальтовой магмы. Если комагматичность достоверна (а после фундаментальных работ Е. К. Устиева и др. в этом сомнений нет), то и комагматичные им гранитоиды должны иметь ту же базальтоидную (мантийную), а не коровую природу.

6. С позиции анатектического гранитообразования невозможно объяснить постоянное присутствие в плутонах даек средне-основного состава (диорит-порфириты, микрогаббро, диабазы, сиенит-порфиры, лампрофиры), которые выглядят чужеродными среди моря гранитов и обычно исключаются из их состава как независимые. Однако такие дайки буквально вплетаются в гранитоидный рудно-магматический процесс как неотъемлемая его составляющая, а вот понять их природу не могли даже корифеи петрологии и у нас, и за рубежом, поскольку они придерживались палингенной гипотезы гранитообразования [5, 19].

7. Серьезный урон палингенезу нанесли изотопные исследования, поскольку появляется все больше данных в пользу мантийной природы гранитоидов и связанного с ними оруденения [1–3, 18].

Противоречия в гипотезе коровой природы гранитоидов хорошо известны широкому кругу геологов. Однако отказаться от нее они не могли, так как не было убедительной альтернативы. Ситуация изменилась благодаря разработанной в СНИИГГиМС программе GEOLAB по пересчету наблюденных гравимагнитных полей в вертикальное пространство [6].

Внутреннее строение гранитоидных плутонов по глубинному моделированию 43 батолитов оказалось одинаковым, поскольку они формировались по одним природным физико-химическим и термодинамическим законам. Это относительно маломощные межформационные горизонтально расслоенные лополиты по границе консолидированного фундамента и неметаморфизованной экранирующей кровли. Большую нижнюю их часть слагают габброиды и ультрабазиты, а верхние 4-5 кмпластовое тело гранитоидов, не имеющих корней и, значит, не внедрявшихся из глубокого очага (как принято считать). Напротив, гранитоиды образуют с габброидами устойчивую гомодромную последовательность и конформные фазово-фациальные отношения, причем преобладают фазы становления (по Ф. Н. Шахову [16]), даже при резких границах. Все это свидетельствует об образовании гранитоидов в результате внутрикамерной дифференциации исходной базитовой магмы в строгом соответствии с генезисом комагматичных кислых вулканитов. И объемные соотношения габброидов и гранитоидов в точности согласуются с соотношениями базальты : риодациты (85-90 : 15-10). Таким образом, устраняется миф о резком преобладании гранитов над габбро по дефектным площадным подсчетам, которые служили главным аргументом палингенной гипотезы. Для иллюстрации на рис. 1 приведены глубинные модели по трем плутонам.

Образование гранитного расплава при дифференциации базальтовой магмы – это классический, неоспоримый, хорошо известный, вездесущий, грандиозный, весьма эффективный петрологический процесс [14], в отличие от сомнительного (лучше сказать, ошибочного) палингенного ультраметаморфического гранитообразования с его многочисленными необъяснимыми противоречиями. Даже типично габбро-ультраосновные расслоенные массивы (норильские, мончегорские, Седбери, Бушвельд, Витватерсранд) венчаются гранитодными дифференциатами. Немалую, а скорее даже ведущую роль в дифференциации базальтовой магмы играет ликвация, поскольку еще до кристаллизации она представляет собой гетерогенную систему из разнородных ассоциаций: алюмокремнекислородных (полевошпатовых), орто- и клинопироксеновых, кремнеземистых, сульфидных, склонных к разделению на самостоятельные фракции (несмешивающиеся жидкости).

В свете материалов по глубинному строению плутонов настала пора отказаться от гипотезы «первичной палингенной гранитной магмы». Есть только одна первичная мантийная магма, состав которой меняется от тривиальной базитовой, когда сплошь и рядом выплавляется стандартная ординарная базальтовая эвтектика, до ультрабазитовой (редкое в природе полное плавление мантийного вещества). Мантия, безусловно, гетерогенна, поэтому и выплавки различаются по составу, особенно по набору и содержанию малых элементов. Но все они мантийные – производные мантийной базальтоидной магмы.

В редких габбро-гранитных плутонах ультраосновные породы слагают довольно крупные тела





1 — лейкограниты; 2 — аномально низкоплотные лейкограниты; 3 — биотитовые граниты; 4 — гранодиориты; 5 — диориты; 6 — габбро; 7 — пикрогаббро; 8 — ультрабазиты; 9 — выходы апофиз лейкогранита из остаточного очага

(положительный фактор в отношении перспектив хромитового оруденения), тем не менее исходной для них была базальтовая магма промежуточного (между основной и ультраосновной) состава, так как усиление процесса плавления ведет в первую очередь к увеличению объема выплавки и лишь в малой мере к повышению ее основности. С такими меланобазальтовыми магмами возможны медно-никелевые месторождения норильского типа, а хромитовые – не выше средних [10].

Поскольку первичной гранитной магмы не существует, не может быть ни гранитоидных плутонов, ни гранитоидных комплексов. Все они габбро-гранитные. Это относится не только к β-гранитам, базальтовая природа которых признается, но и к «чистым коровым» γ-гранитам «ультраметаморфического» генезиса. Данный вывод в корне меняет господствующие представления о становлении плутонов и связанного с ними оруденения. Необходимо пересмотреть парадигму Петрографического кодекса, серийных легенд и карт, исключить гранитоидные комплексы, заменив их габбро-гранитными.

Неизбежная кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы в камере сопровождается перераспределением компонентов, особенно щелочей, кремнекислоты, летучих и рудных элементов, которые уходят в гранитоидную фракцию, мигрирующую в верхнюю часть пониженного давления и температуры. Этот изначальный естественный процесс перераспределения компонентов осуществлялся повсеместно на всех континентах, во все геологические времена, поэтому его нужно считать глобальным, планетарным этапом концентрирования летучих и рудных элементов в земной коре. Он отразился в существенных различиях кларков в кислых и основных породах (см. таблицу).

Конечно, кларки – очень приблизительные содержания элементов, суммированные по широкому набору основных и кислых магматических пород в недрах Земли. И отношение К<sub>к</sub>/К<sub>о</sub> лишь приблизительно отражает тенденцию их поведения в маг-

Соотношения кларков малых элементов в кислых (К<sub>к</sub>) и основных (К<sub>о</sub>) магматических породах по А. П. Виноградову, 1962

Элементы		K <sub>κ</sub>	K <sub>o</sub>	K <sub>K</sub> /K <sub>o</sub>
Сродные основной магме	Pt	-	1.10-5	<0,01
	Pd	1.10-6	1,9·10 <sup>-6</sup>	<0,05
	Ni	8·10 <sup>-4</sup>	1,6.10-2	0,05
	Со	5·10 <sup>-5</sup>	4,5·10 <sup>-3</sup>	0,11
	Cr	2,8·10 <sup>-3</sup>	2.10-2	0,12
	Sc	3.10-4	2,4·10 <sup>-3</sup>	0,13
	V	4·10 <sup>-3</sup>	2.10-2	0,20
	Cu	2·10 <sup>-3</sup>	1.10-2	0,20
	Sb	2,6.10-5	1.10-4	0,26
	Mn	6.10-2	2.10-1	0,30
	Fe	2,7	8,56	0,31
Космополитные	Zn	6·10 <sup>-3</sup>	1,3.10-2	0,50
	Р	7·10 <sup>-2</sup>	1,4·10 <sup>-1</sup>	0,50
	Br	1,7.10-4	1,7·10 <sup>-4</sup>	0,57
	Sr	3.10-2	4,4.10-2	0,70
	As	1,5.10-4	2.10-4	0,75
	Nb	2·10 <sup>-3</sup>	2·10 <sup>-3</sup>	1,00
	Au	4,5·10 <sup>-7</sup>	4·10 <sup>-7</sup>	1,10
	S	4·10 <sup>-7</sup>	3.10-2	1,30
	Bi	1.10-6	7·10 <sup>-7</sup>	1,40
	Ве	5,5·10 <sup>-4</sup>	4·10 <sup>-5</sup>	1,40
Сродные кислому расплаву	W	1,5.10-4	1.10-4	1,50
	Zr	2·10 <sup>-2</sup>	1.10-2	2,0
	Sn	3.10-4	1,5.10-4	2,0
	Yb	4·10 <sup>-4</sup>	2.10-4	2,0
	F	8.10-2	3,7.10-2	2,3
	Ва	8,3·10 <sup>-2</sup>	3.10-2	2,7
	В	1,5.10-3	5.10-4	3,0
	Rb	2.10-2	4,5·10 <sup>-3</sup>	4,4
	Мо	1.10-4	2.10-5	5,0
	Ag	5·10 <sup>-6</sup>	1.10-6	5,0
	U	3,5.10-4	5.10-5	7,0
	Та	3 <i>,</i> 5·10 <sup>-4</sup>	4,8·10 <sup>-5</sup>	7,3
	Pb	1,4.10-4	2·10 <sup>-5</sup>	7,5

матических процессах, но в целом они корреспондируют с более надежными экспериментальными данными по распределению элементов. Поэтому К<sub>к</sub>/К<sub>о</sub> можно использовать в первом приближении для выделения элементов, сродных с основной магмой (элементы группы железа и платины) или кислым расплавом (цветные, редкие, радиоактивные, летучие), а также космополитных.

Этот первый глобальный (планетарный) этап перераспределения компонентов приводит к геохимической, а затем и металлогенической специализации основной магмы на Ni, Co, Cr, N, Y, Ti, платиновую группу, а кислого расплава — на обширный набор металлов (W, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Au, Ag, U, редкие земли). № 2(50) ♦ 2022

Механизм становления габбро-гранитных плутонов может рассматриваться только в концептуальном плане, поскольку многие стороны эволюции систем с летучими компонентами слабо изучены. Жидкая высокотемпературная базальтовая магма очень мобильна и не имеет препятствий к перемещениям в консолидированном субстрате коры. По оценке В. С. Попова, она с большой скоростью (в зависимости от давления в очаге) внедряется по разломам на мезо-гипабиссальный уровень, пока не достигнет подошвы молодых экранирующих отложений. На границе разнородных сред (фундамента и покрова) под влиянием внутренних сил по принципу гидроразрыва образуется межформационное горизонтальное тело больших площадных размеров (рис. 2, а). Подъем сравнительно маломощной кровли при этом также неизбежен. Такие интрузивные купола наблюдаются нередко. По мере ороговикования, растрескивания кровли возникают надкамерные штоко-гребневидные апофизы, наиболее продвинутые из которых становятся центрами извержений и вулканических построек (см. рис. 2, б). Это предопределяет вулканоплутоническую комагматичность (по Е. К. Устиеву [8]) и обоснование идеи Ю. П. Масуренкова «вулканы над интрузиями» [5]. С падением внутреннего давления в камере прогрессивная вулканическая стадия петрогенеза неизбежно сменяется регрессивной плутонической, когда магма в камере переходит на закрытый или полузакрытый (если связь с глубинным очагом периодически возобновляется) режим охлаждения и затвердевания (см. рис. 2, в).

Кристаллизация начинается от кровли и боковых контактов, где в небольшом количестве образуются ультрабазиты, а далее все более кислые габброиды. От подошвы кристаллизация идет позже и очень медленно, почему здесь формируются мощные горизонты ультраосновных (у основания) и основных пород.

Расплав под меланократовой коркой раскисляется и ощелачивается сначала до андезитового (монцодиоритового), а затем до гранитоидного состава по двум причинам. Во-первых, в связи с вовлечением оснований в твердую фазу в кислом



**Рис. 2.** Концептуальная модель становления габбро-гранитоидного плутона

1 – лейкограниты; 2 – граниты; 3 – монцодиориты; 4 – габбро; 5 – расплавы кислого, среднего, основного состава; 6 – вулканическая постройка; 7 – отложения верхнего яруса; 8 – толщи нижнего этажа

расплаве накапливаются Si, K, Na, Al. Этот закономерный весьма эффективный процесс фракционной кристаллизации-дифференциации усиливается при участии летучих компонентов, также накапливающихся в кислом расплаве. Вторая причина, не менее важная, заключается в подтоке из внутренней области камеры на фронт кристаллизации летучих и подвижных элементов, неизбежно мигрирующих из зон высокого давления в зоны пониженного [8, 9, 13, 17].

Таким образом, в камере батолита в результате сложной многоплановой эволюции под маломощной «коркой» основного состава образуется крупное пластовое тело гранитоидов, как установлено на большом числе плутонов (см. рис. 1). При его кристаллизации продолжаются те же многоплановые фазово-фациальные превращения, главным из которых является образование локальных остаточных очагов наиболее кислого флюидизированного лейкогранита. Суть процесса заключается в том, что в огромном по площади гранитном теле (расплаве) неизбежно возникают участки пониженного давления и температуры, куда из окружающего пространства неизбежно устремляются «потоки» расплава с повышенным содержанием летучих компонентов (рис. 3). Так в затвердевающем гранитоидном теле

возникают остаточные очаги низкотемпературного высокофлюидизированного лейкогранита, которые знаменуют переход ранее существовавшей магматической системы в рудно-магматическую.

Это заслуживает особого внимания. Дело в том, что с давних пор устойчивая ассоциация оруденения с малыми телами самых поздних наиболее кислых лейкогранитов рассматривалась как производное



**Рис. 3**. Схема образования лейкогранитового очага в горизонтально расслоенном габбро-гранитном плутоне 1 — лейкогранит; 2 — гранит; 3 — гранодиорит; 4 — монцодиорит; 5 — диорит; 6 — габбро; 7 — меланогаббро; 8 — ультрабазит очагов остаточных расплавов с высоким содержанием рудных компонентов. Но никаких конкретных данных об очагах не было, и они фигурировали как абстрактное эфемерное понятие. Более того, в гранитоидных плутонах присутствует много тел «пустых» лейкократовых гранитов, которые ничем не отличаются от рудоносных. Это нивелирует идею остаточных очагов, лишает ее поискового смысла.

В нашем случае путем глубинного геологогеофизического моделирования остаточные очаги надежно фиксируются по аномалиям низкой плотности и намагниченности как реальные очевидные источники рудно-магматических систем. Нами изучено более 50 медно-молибденовых, золоторудных, полиметаллических месторождений, и под каждым без исключения на глубине 2-4 км достоверно оконтурен остаточный очаг [10-12]. Очаги появляются не беспорядочно, а по периферии плутонов, так как здесь, в эндоконтакте в относительно закрытых условиях рано возникают протяженные вдоль контактов участки пониженных температур и давления, куда мигрируют рудоносные флюиды, а внутренние области плутонов оказываются «пустыми» или обедненными летучими и рудными элементами, что давно установлено эмпирически. И по вертикали очаги занимают наиболее высокое положение опять-таки из-за низкой плотности флюидизированного кислого расплава. Примеров можно привести немало, но наиболее показательным является массив Седбери, в котором многочисленные месторождения (и очаги) локализованы в узкой зоне эндоконтакта, а внутренняя область «пустая» (рис. 4). По размеру очага и аномально низкой плотности в его эпицентре можно судить о его потенциале и рудообразующей способности.

Образование остаточных очагов отвечает следующей более значимой стадии – концентрирования летучих и рудных компонентов в ограниченном



Рис. 4. Периферийное размещение Cu-Ni месторождений в габбро-гранитном массиве Седбери (Канада)

1 — туфогенно-терригенные отложения кровли; 2 — подстилающие архейские гранитогнейсы; 3—6 — породы массива: 3 — диабазовые дайки, 4 — гранофиры, граниты, 5 — кварцевые габбро, 6 — нориты; 7 — главные месторождения объеме остаточного расплава. Проявляется она во всех плутонах всех регионов, поэтому данную стадию концентрирования летучих и рудных компонентов в остаточных очагах можно рассматривать как повсеместную региональную стадию концентрирования.

Из опыта региональных металлогенических работ следует, что из широкого спектра геохимической специализации в очагах концентрируется ограниченное число элементов (2–3, редко больше), т. е. металлогеническая специализация достаточно узкая, но прослеживается по всей протяженности гранитоидов одного типа (региональная специализация). Это предопределяет поясовое размещение однотипного оруденения, как, к примеру, Андийский (Перу-Чилийский) пояс медно-молибденовых (порфировых) месторождений или Забайкальский полиметаллический и Приморский оловорудный пояса.

Количественную оценку концентрирования рудного вещества в очаге дать невозможно. Но исходя из вертикальной зональности медно-молибденовой формации Кузнецкого Алатау примерно определена степень концентрирования молибдена в очаге – 0,01 %, что как минимум в 100 раз выше исходного его содержания в граните [9]. Но, очевидно, это еще далеко до предела насыщения расплава, флюидоотделения непосредственно от очага, вопреки общему мнению, не происходит и месторождения не образуются.

Целесообразно отметить, что на стадии остаточных очагов естественно возникают условия к формированию средне-основных даек 2-го этапа. До этого гранитоидный расплав экранировал базитгипербазитовую магму нижней части плутона, а по мере его затвердевания и растрескивания появилась возможность внедрения поздних (послегранитовых) даек 2-го этапа преимущественно в поясе остаточных очагов. При этом основная магма могла смешиваться с остаточным кислым расплавом с образованием лампрофировых даек [15]. И действительно, лампрофиры наиболее часто встречаются на месторождениях и исчезают с удалением от них. Тем самым логично и научно обоснованно решается старая проблема, над которой многие годы безуспешно «бились» крупнейшие петрологи мира только потому, что они признавали две первичные магмы – базальтовую и гранитную. Между ними не могло быть генетического совмещения из-за разной природы: первая мантийная, вторая коровая. А очевидное совмещение их в гранитоидных плутонах оставалось необъяснимым.

Дальнейшее концентрирование летучих и рудных элементов происходит при кристаллизации очага в связи с сокращением его объема. Кристаллизация начинается от кровли, где появляются концентрационные трещины, по которым в надочаговую зону внедряются штоко-гребневидные апофизы (малые интрузии, которые обычно рассматри-

ваются как рудоносные). И действительно, на всех глубинных моделях месторождения размещаются непосредственно в вершине апофиз или над ними. Высокая продуктивность апофиз обусловлена тем, что они, подобно опрокинутой воронке, втягивают в себя наиболее флюидизированный расплав из всего объема очага. В вершине апофиз концентрация летучих и рудных элементов в мизерном количестве расплава достигает предела насыщения и возникают реальные возможности активного флюидоотделения и рудообразования. Этот узко локальный процесс максимального концентрирования летучих и рудных компонентов протекает по одной принципиальной схеме (рис. 5), но в каждом конкретном случае имеет свои особенности, специфику в зависимости от местной геологической обстановки. Количественное выражение концентрирования удалось примерно определить по тем же медно-молибденовым месторождениям Кузнецкого Алатау. Агаскырское месторождение среди них занимает надынтрузивное положение (над апофизой), содержание Мо в его рудах достигает 0,1 %, что в 1000 раз выше исходного в гранитах и в 100 раз выше, чем в очаге. А если добавить в эту схему богатые месторождения США (Клаймакс, Гендерсон, Юрад и др.), также занимающие надштоковое очень удаленное от очага положение, то максимальное концентрирование Мо на фронте апофиз в 1000-2000 раз выше в сравнении с очагом [9]. И чем выше поднимается апофиза, тем контрастнее распределение летучих и рудных элементов по вертикали, тем выше их концентрация на фронте и богаче оруденение. Вот так первичная ординарная базальтовая магма в результате многоэтапного процесса дифференциации порождает рудоносный флюидизированный лейкогранитовый расплав, в ограниченном объеме которого на фронте апофиз из остаточного очага создается предельная концентрация летучих и рудных компонентов («рудная магма»), что обусловливает ликвационный распад флюидизированного гранитного расплава на несмешивающиеся фазы: силикатную (сорудные дайки), гидротермальную (околорудный метасоматоз) и высококонцентрированную флюидную, ответственную за рудообразование [4].

Следует подчеркнуть, что ликвационные процессы в магме до последнего времени не признавались и даже отвергались. А между тем гранитный расплав изначально внутренне предрасположен к распаду. Судя по современным экспериментам, магма представляет собой гетерогенную ионную жидкость, основу которой образуют крупные алюмокремнекислородные группировки разной степени полимеризации и мелкие катионно-анионные ассоциации MeX, где Me – Mg, Fe, Cu, Pb, Zn и т. д., а X – O, OH, F, Cl, B, S. Структурная и химическая несовместимость этих группировок обусловливает микро- и макрогетерогенность расплава с неизбежным обособлением несмешивающихся фаз контрастного



**Рис. 5.** Концептуальная схема строения гранитоидной рудно-магмагической системы

1 – лейкократовые граниты; 2 – биотитовые граниты; 3 – монцодиориты; 4 – диориты; 5 – субщелочные габбро; 6 – габбро, меланогаббро; 7 – область флюидизации; 8 – меднорудные скарны (Си-1-пирротинпирит-халькопиритовая формация); 9 - железорудные скарны (Fe-2-скарново-магнетитовая формация, Fe-2aгидросиликатный минеральный тип); 10 - редкометалльные скарны (Си-3-шеелит-молибденит-халькопиритовая формация); 11 – полиметаллические скарны (Pb-Zn-4медно-полиметаллическая формация); 12 – область порфирового оруденения (Мо-5-кварц-молибденитовая формация, Мо-5а-грейзеновый минеральный тип); 13 жильные месторождения (формации: Au,W-6-кварцкальцит-золото-шеелитовая, Au-7-золото-сульфидная, Au-8-золото-малосульфидная, Au-Sb-9-эпитермальная золото-антимонитовая)

состава. Потенциальная склонность флюидизированного гранитного расплава к ликвации становится неизбежной, поскольку такой расплав термодинамически крайне неустойчив. И достаточно небольшого падения давления и температуры, чтобы ликвация приобрела массовое выражение, что и происходит на фронте рудообразующих апофиз.

В результате высокофлюидизированный рудообразующий расплав — «рудная магма» — исчезает, расщепляясь на силикатный, гидротермальный и рудный ликваты. Наглядно этот процесс проявился на вулкане Лако (Чили) в центральной части Анд



Рис. 6. Геологическая схема вулкана Лако по К. Парку и др. Вулканиты: 1 – четвертичные основного состава, 2 – позднетретичной серии Лако; 3 – гидротермально измененные породы; 4 – границы лавовых потоков; 5 – магнетитовые лавы – рудные тела (1 – Лако Сюр, 2 – Лако-Натре, 3 – Родадос Неграс, 4 – Сан-Висенте Бахо, 5 – Сан-Висенте Альто)

(выс. 4300–4390 м). Позднетретичные вулканичные породы здесь сложены обширными лавами андезитов (около 10 м) и перекрывающими их редкими локальными потоками риолитовых игнимбритов и пирокластов. Завершают вулканизм мелкие и очень мелкие излияния магнетитовой лавы из паразитных трещинных каналов по периферии пика Лако. Пять более крупных рудных тел в сумме составляют в сумме 50–70 млн т (рис. 6). Подлежащие андезиты сильно гидротермально изменены (пиритизация, эпидотизация, осветление). С удалением от контакта степень изменения (хлоритизация, актинолитизация) ослабевает [7].

Рудные тела по морфологии аналогичны базальтовым потокам, имеют караваеобразную форму, внешняя округлая граница обращена вниз по склону. Поверхность рудных залежей или грубо глыбовая, или гладко-волнистая с языковидными ответвлениями. Внутреннее строение неоднородное: то массивное, то (чаще) пористое, ноздреватое, пузыристое. В краевых участках обычны флюидальные текстуры, во внутренних встречаются вертикальные пустотелые трубчатые каналы от удалявшихся газов. Все это говорит о том, что рудные тела действительно являются лавовыми потоками. Они на 95 % представлены окислами железа (магнетит, маггемит, гематит, лепидокрокит); постоянно присутствуют кварц, плагиоклаз, актинолит; встречаются скаполит и апатит.

К. Кларк, Дж. Сперр и многие другие вслед за ними рассматривали магнетитовые лавы Лако как рудные магмы, отделявшиеся непосредственно от очага. Но это совсем не так. Тесная пространственно-временная сопряженность риолитовых игнимбритов, гидротермальных метасоматитов и магнетитовых лав свидетельствует об их сопроисхождении, генетической общности как производных единого процесса ликвационного распада остаточного кислого расплава, обогащенного летучими и железорудными компонентами и отдифференцированного от исходной андезитовой магмы.

Nº 2(50) ♦ 2022

Магнетитовая лава – это лишь рудный ликват предельно обогащенного летучими и рудными элементами кислого расплава («рудной магмы»). А наблюдать его и здесь невозможно, даже в реликтах. «Рудная магма» так и остается ненаблюдаемым явлением, неосязаемым понятием. Ближе всего к ней – иногда встречающиеся на железорудных месторождениях дайки порфирита с высоким (промышленным или близким к нему) содержанием магнетита. Но в этом отношении они не изучены, потому данную гипотезу следует считать лишь предположением. С общих принципиальных позиций ликвационные процессы и рудоотложение происходят многократно с закономерной сменой состава. В первую очередь отделяются труднорастворимые в кислом расплаве летучие (N, NH<sub>3</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) и связанные с ними также труднорастворимые металлы группы железа, а в конце – наиболее растворимые Cl, F, B, Sn, Au, Pb, Zn. Временная последовательность рудоотложения предопределяет пространственную ее зональность. Ранние продукты размещаются в самой апофизе и близко от нее, а поздние – на удалении, но контролируются одной структурной обстановкой, что свидетельствует о связи их с одним источником. Поэтому разнотипное пространственно-структурно сближенное оруденение одного рудного поля следует рассматривать как звенья одной рудно-магматической системы.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакуменко И. Т. Процессы магматического петрогенезиса по данным изучения включений минералообразующих сред // Геология и геофизика. – 1986. – № 7. – С. 125–133.

2. Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // Геохимия. – 1972. – № 2. – С. 1515–1541.

3. Борщевский Ю. А. Природа гидротермальных рудоносных флюидов по данным изотопии кислорода и водорода // Геохимия. – 1980. – № 11. – С. 1650–1661.

4. Маракушев А. А., Панеях Н. В., Зотов Н. А. Новые представления о происхождении месторождений благородных металлов кварцево-рудных формаций // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. – М.: ИГЕМ, 2008. – С. 136–139.

Минерагения, рудные и нерудные месторождения

5. **Масуренков Ю. П.** Вулканы над интрузиями. – М.: Наука, 1979. – 219 с.

6. Садур О. Г. Моделирование геологических сред на основе вычисления их плотности и магнитных характеристик в классе сложного распределения масс при решении различных геологических задач // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 1. – С. 96–101.

7. **Старостин В. И.** Роль расплавов в формировании рудных месторождений // Основные проблемы в рудообразовании и металлогении. –М.: Наука, 1990. – С. 137–153.

8. Устиев Е. К. Геологические и петрологические аспекты проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. — М.: Наука, 1969. — С. 5—43.

9. Хомичев В. Л. Вертикальная зональность медно-молибденовой формации Кузнецкого Алатау // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2021. – № 3. – С. 1–11.

10. Хомичев В. Л. Гипербазиты-пикробазиты и хромитовое оруденение // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2019. – № 3. – С. 94–105.

11. **Хомичев В. Л.** Рудно-магматическая система медно-молибденовых месторождений. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. – 296 с.

12. Хомичев В. Л. Рудно-магматическая система месторождений золота. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. – 340 с.

13. **Хомичев В. Л.** Рудно-магматическая система полиметаллических месторождений. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2020. – 159 с.

14. **Хомичев В. Л.** Петрологическая основа гранитоидных рудно-магматических систем. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. – 286 с.

15. **Хомичев В. Л.** Плутоны – дайки – оруденение. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2016. – 243 с.

16. Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: тр. 2-го Всесоюз. петрогр. совещ. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 142–149.

17. **Эрлих Э. Н., Мелекесцев И. В.** Четвертичный кислый вулканизм западной части Тихоокеанского кольца // Кислый вулканизм. – Новосибирск: Наука, 1973. – С. 4–39.

18. **Ярмолюк В. В.** Источники магматической воды и динамика летучих в магматическом процессе // Вулканология и сейсмология. – 1982. – № 3. – С. 48–50.

#### REFERENCES

1. Bakumenko I.T. [Process of magmatic petrogenesis according to data from studying inclusions of mineralizing media]. *Geologiya i geofizika*, 1986, no. 7, pp. 125–133. (In Russ.).

2. Barsukov V.L., Dmitriev L.V. [About the upper mantle of the Earth as a possible source of an ore

matter]. *Geokhimiya*, 1972, no. 2, pp. 1515–1541. (In Russ.).

3. Borshchevskiy Yu.A. [Nature of hydrothermal ore-bearing fluids using the isotope data of oxygen and hydrogen]. *Geokhimiya*, 1980, no. 11., pp. 1650–1661. (In Russ.).

4. Marakushev A.A. Paneyakh N.V., Zotov N.A. [New concepts on the origin of noble metal deposits of quartz-ore formations]. *Problemy geologii rudnykh mestorozhdeniy, mineralogii, petrologii i geokhimii. Materialy nauch. konf., posvyashch. 100-letiyu so dnya rozhdeniya akad. F.V.Chukhrova* [Problems of Geology of Ore Deposits, Mineralogy, Petrography, and Geochemistry. Proceedings of the Conference on the 100<sup>th</sup> Anniversary of Acad. F.V. Chukhrov]. Moscow, IGEM RAS Publ., 2008, pp. 136–139. (In Russ.).

5. Masurenkov Yu.P. *Vulkany nad intruziyami* [Volcanoes above intrusions]. Moscow, Nauka Publ., 1979. 219 p. (In Russ.).

6. Sadour O.G. [Modelling of geological environments based on calculation of their density and magnetization in class of complex mass distribution for various geological problems]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2012, no. 1, pp. 96–101. (In Russ.).

7. Starostin V.I. [The role of melts in the formation of ore deposits]. *Osnovnyye problemy v rudoobrazova-nii i metallogenii* [Main problems in ore formation and metallogeny]. Moscow, Nauka Publ., 1990, pp. 137–153. (In Russ.).

8. Ustiev E.K. *Geologicheskiye i petrologicheskiye* aspekty problemy vulkano-plutonicheskikh formatsiy *i ih rudonosnosti* [Geological and petrological components of the problem of volcano-plutonic formations and their ore content]. Moscow, Nauka Publ., 1969, pp. 5–43. (In Russ.).

9. Khomichev V.L. [Vertical zoning of copper-molybdenum formation of the Kuznetsk Alatau (Khakassia)]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri* – *Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2021, no. 4, pp. 3–11 (In Russ.).

10. Khomichev V.L. [Hyperbasites-picrobasites and chromite mineralization]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2019, no. 3, pp. 94–105. (In Russ.).

11. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema medno-molibdenovykh mestorozhdeniy* [Oremagmatic system of copper-molybdenum deposits]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2018. 296 p. (In Russ.).

12. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema mestorozhdeniy zolota* [Ore-magmatic system of gold deposits]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2019. 340 p. (In Russ.).

13. Khomichev V.L. *Rudno-magmaticheskaya sistema polimetallicheskikh mestorozhdeniy* [Ore-magmatic system of poly-metallic deposits]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2020. 159 p. (In Russ.).

14. Khomichev V.L. Petrlologicheskaya osnova granitoidnykh rudno-magmaticheskikh sistem [Pet-

№ 2(50) ♦ 2022 –

rological foundation for granitoid ore-magmatic systems]. Novosibirsk: SNIIGGiMS Publ., 2016. 286 p. (In Russ.).

15. Khomichev V.L. *Plutony – dayki – orudeneniye* [Plutons – dikes – mineralization]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2010. 243 p. (In Russ.).

16. Shakhov F.N. [On the origin of granite magmas and ore deposits]. *Magmatizm i svyaz s nim poleznykh iskopayemykh: trudy 2-go Vsesoyuznogo petrograficheskogo soveshchaniya* [Magmatism and its connection with minerals: Proceedings of the 2<sup>nd</sup> All-Union Petrographic Conference]. Moscow, AS USSR Publ., 1960, pp. 142–149. (In Russ.).

17. Erlikh E.N., Melekestsev I.V. [Quaternary acid volcanism of the Western Pacific Rim]. *Kislyy vulkanizm* [Acid Volcanism]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1973, pp. 4–39. (In Russ.).

18. Yarmolyuk V.V. [Sources of magmatic water and dynamics of volatiles in magmatic process]. *Vulkanologiya i seysmologiya*, 1982, no. 3, pp. 48–50. (In Russ.).

© В. Л. Хомичев, 2022