

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ЛЕБЕДСКОГО ПЛУТОНА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В. И. ЯРЫГИН

(Представлена научным семинаром кафедры петрографии)

Интрузивные массивы стыка Горной Шории и Горного Алтая издавна и неоднократно привлекали исследователей в связи с золотоносностью района.

Первое изучение пород Лебедского плутона мы находим в работе А. М. Кузьмина [8] по геологии верхней части бассейна р. Лебедь. В этой работе значительное внимание уделено описанию главных разновидностей интрузивных и вмещающих пород, обоснованию возраста плутона, который А. М. Кузьмин считал кембросилурийским. Позднее, в 1936 г., по долинам р. Лебедь и Каурчак провел маршрутные наблюдения А. П. Лебедев [10] с целью изучения магматизма района. Еще позднее, в 1939 году, в районе работали В. А. Кузнецов и Г. П. Нагорский. Недавно В. А. Кузнецов и др. [6] объединили все гранитоидные массивы в Лебедской габбро-плагиогранитный комплекс и обосновали его место в схеме полициклического развития магматизма Горного Алтая. В 1950—1958 годах в районе распространения Лебедского плутона проводили геологическую съемку различных масштабов геологи ЗСГУ Е. С. Шинкарев, В. И. Фоминский, В. М. Сенников и В. П. Студеникин. Все они отмечают сложный состав Лебедского плутона, формирование которого происходило в среднем и верхнем кембрии. В 1964 году была опубликована работа Н. Н. Амшинского и др. [1] по акцессориям Горного Алтая, где много места уделено геохимическим особенностям пород Лебедского плутона.

Лебедской плутон на современном эрозионном срезе картируется в виде 3 самостоятельных массивов. Садринский (Лебедской по Амшинскому) массив обнажается в бассейнах рр. Байгола, Тогуны, Базлы и соответственно нижнего и среднего течения рр. Садры и Лебеди. Лебедской массив расположен восточнее Садринского, в пределах верхних течений рр. Садры и Лебеди. Каждый массив занимает площадь 280—250 км². На севере в районе р. Б. Магалак обнаруживается самый малый (20 км²) изометричный Магалакский массив. Массивы разделены узкими полосами вмещающих пород, поэтому вполне вероятно, что, соединяясь на глубине, они образуют огромное батолитообразное тело. Автор данной статьи провел изучение петрографии плутона (особенно детально Лебедской массив) в самое последнее время. Результатам этого исследования статья и посвящена.

Общая протяженность Лебедского плутона равняется 70 км, ширина колеблется от 3 до 20 км, что составляет в среднем 500 км² площади.

Размещается он в южной части Кондомо-Лебедской мобильной зоны, являющейся переходной полосой между юго-западным погружением Шорского антиклинория и северо-восточным крылом Уймено-Лебедского синклинория. Кондомо-Лебедская мобильная зона выполнена преимущественно эффузивными и эффузивно-осадочными отложениями кембрия (рис. 1). В низах разреза наблюдаются отложения манжерокской $Ст_1$ (кондомской)*) свиты, представленные роговообманковыми и антофиллитовыми амфиболитами, диабазами и их туфами, кварцитами. В виде небольших участков в междуречье Байгола и Садры вскрываются углисто-глинистые сланцы, песчаники и гравелиты каянчинской $Ст_1$ (усинской) свиты. На севере Кондомо-Лебедской зоны развиты диабазы, пироксеновые порфириды и зеленые туффиты нижнекаймской $Ст_2$ (коуринской) свиты. На ней трансгрессивно лежат базальные конгломераты, туфопесчаники, хлоритовые и амфиболовые сланцы верхнекаймской $Ст_2$ (мундыбашской) свиты. В Кыргызанском грабене залегают доломитовые известняки, алевролиты и песчаники совершенно условно верхнекембрийского возраста. На эффузивно-осадочных отложениях кембрия лежат терригенные образования девона, обнаженные в Андобинском грабене.

Сочленение Кондомо-Лебедской зоны с Шорским антиклинорием и Уймено-Лебедским синклинорием происходит по серии региональных нарушений. На востоке она отделяется двумя субмеридиональными Кондомо-Лебедским и Северо-Абаканским нарушениями с крутым падением. Они протягиваются от Садринского озера на юге до р. Лебедь, затем соответственно с северо-запада и юго-востока огибают Шорский антиклинорий. Породы между этими нарушениями интенсивно рассланцованы и превращены в амфиболиты. По-видимому, эта полоса пород является южным продолжением Ташелгино-Кондомской зоны смятия. К западу от Кондомо-Лебедского нарушения проходит Садринская зона катаклаза, протягивающаяся от р. Байгол до вершины р. Б. Магалака. Она представляет мощную полосу дробленых пород с серией локальных подвижек небольшой амплитуды. На севере зона перерастает в нарушение сбросового характера, обуславливая прямолинейный контакт Магалакского массива. В районе Садринского озера в пределах ее образуются типичные ортогнейсы. Интрузивные породы, заключенные между Садринским и Кондомо-Лебедским нарушениями, интенсивно катаклизированы и разгнейсованы. Сочленяется Кондомо-Лебедская мобильная зона с Уймено-Лебедским синклинорием посредством Кайнинско-Коуринского разлома. Лебедской плутон структурно вписан в пределы Кондомо-Лебедской мобильной зоны. В плане он представляет собой линейно-вытянутое в меридиональном направлении тело батолитового типа. Восточный контакт имеет сравнительно прямолинейную форму независимо от форм рельефа ввиду его крутого падения. Северные границы характеризуются широкими ореолами контактово-метасоматических образований, причиной которых, вероятно, является пологое падение контакта в этом месте. На западе плутон круто ($70-80^\circ$) перекрывается отложениями нижнего ордовика. Возрастные границы Лебедского плутона устанавливаются в узких пределах — от среднего кембрия до нижнего ордовика. Нижняя граница определяется прорывом гранитами отложений среднего кембрия на северном и восточном контактах, верхняя — на основании трансгрессивного перекрывания Садринского массива отложениями нижнего ордовика в районе пос. Суранаш и р. Базлы. Учитывая надежность перечисленных наблюдений, комиссия по определению

*) В скобках даны названия свит по стратиграфической схеме Горной Шории.

абсолютного возраста относит Лебедской плутон к массивам, датированным достаточно точно биостратиграфическим методом [2].

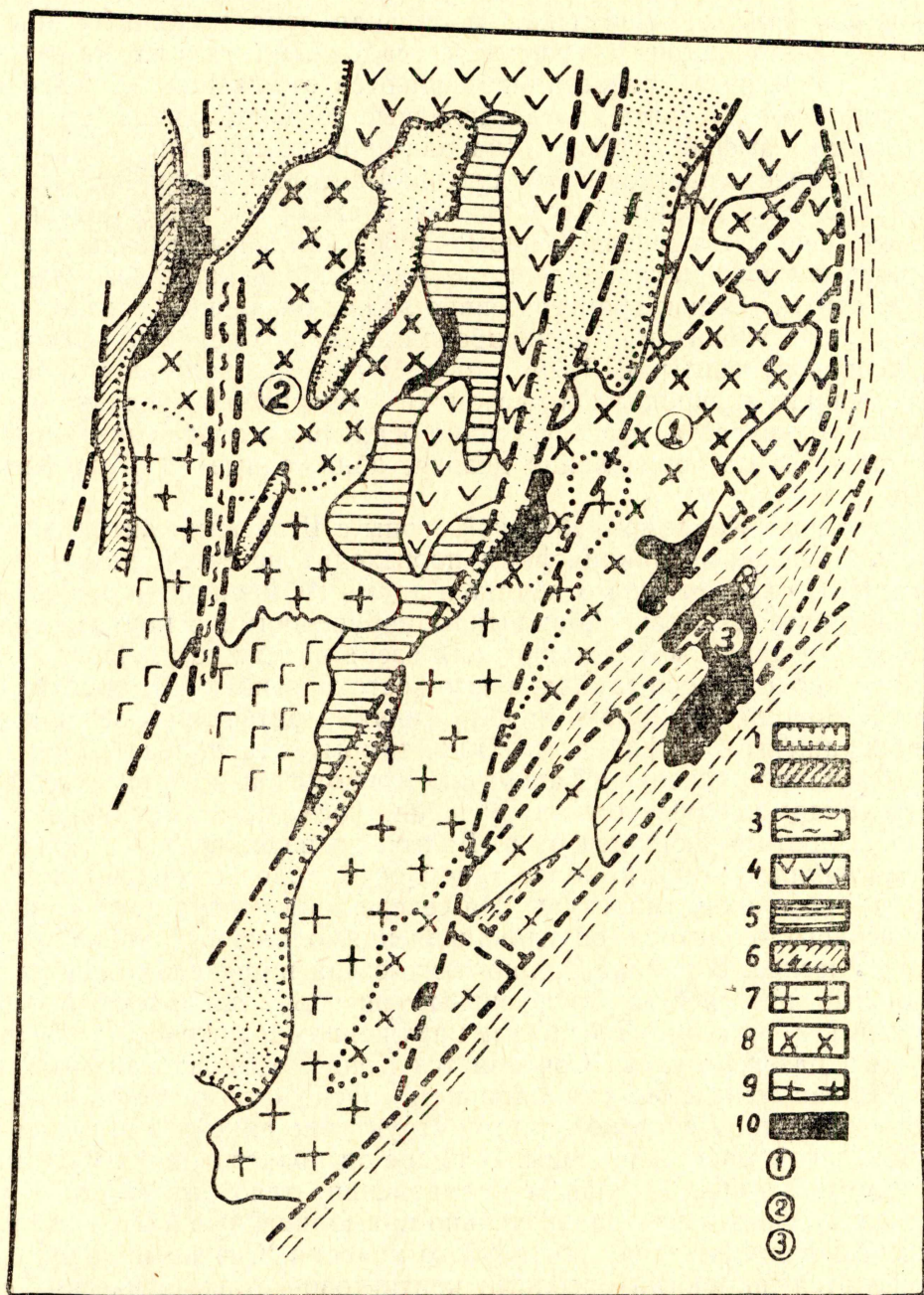


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Лебедского плутона: 1—красноцветные песчаники, алевролиты, D; 2—зелено-серые пестроцветные полимиктовые песчаники, сланцы, O₁₋₂; 3—известняки, пестроцветные алевролиты, песчаники, Cп₂; 4—пироксеновые, плагиоклазовые порфириды; туфы, брекчии, Cп₂; 5—песчаники, сланцы, гравелиты, Cп₁; 6—диабазы, амфиболиты, Cп₁; 7—плагиограниты, трондьемиты Cп₂₋₃; 8—кварцевые монцониты, гранодиориты, тоналиты, Cп₂₋₃; 9—разгнейсованные плагиограниты Cп₂₋₃; 10—пироксениты, габбро, диориты и кварцевые диориты Cп₁₋₂. Массивы: (1)—Лебедской, (2)—Садринский, (3)—Аталыкский

В строении Лебедского плутона принимают участие различные породы, среди которых выделяются две обособленные группы. Породы основного состава образуют ряд самостоятельных тел в устье и истоке

р. Яман-Садры, в нижнем течении р. Садры, в районе пос. Суранаш, а также встречаются в виде ксенолитовых останцев в среднем течении р. Садры и верховьях р. Байгол. Они образуют удлиненные, реже изометричные в плане слабо рассланцованные тела, которые локализуются в краевых и экзоконтактных частях массивов. Ко второй группе относятся различные по составу гранитоиды.

В сложении габброидных тел принимает участие довольно широкая гамма пород, главными из которых являются пироксениты, габбро, роговообманковое габбро, габбро-диориты. Остальные разновидности (горнблендиты, монцониты, габбро-нориты) имеют резко подчиненное значение. Все разновидности связаны между собой постепенными переходами и классифицируются по количественно-минералогическим соотношениям породообразующих минералов (табл. 1), микроскопическим особенностям структуры.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав габброидов Лебедского плутона (в об. %)

Породы \ Минералы	Плагиоклаз	Полевой шпат	Кварц	Известные минералы, в т. ч. вторичные	Акцессорные минералы, в т. ч. рудные	Колич. подсчетов
Пироксениты (диаллагиты, косъвиты)	0,0—8,0	—	—	90,0—96,4	2,0—3,6	2
	4,0			93,2	2,8	
Горнблендиты	9,0—12,0	—	—	87,5—90,0	0,5—1,0	2
	10,1			88,7	0,7	
Среднезернистое габбро	55,0—62,0	—	—	30,0—42,0	2,0—8,0	5
	58,5			37,8	3,8	
Габбро-норит	68,5	—	—	15,5	1,0	1
Мелкозернистое роговообманковое габбро	40,0	—	—	59,5	0,5	1
	54,5—70,0	0,0—5,0	0,0—5,0	29,0—40,0	1,0—3,0	
Габбро-диорит	60,0	1,2	2,5	34,8	1,7	4
	50,0—80,4	0,0—5,0	0,0—5,0	15,2—40,2	0,4—3,0	
Диорит	66,4	2,7	2,2	26,2	1,3	4
	58,4	15,0	—	25,6	1,0	
Монцонит						1

Пироксениты (диаллагиты, косъвиты). Эти породы в виде пятен и линз встречены в центральной части тел р. Яман-Садры и пос. Суранаш. Внешне — черные породы с зеленоватым оттенком. Под микроскопом видно, что они состоят из субидiomорфных зерен пироксена призматического и таблитчатого габитуса. Узкие интерстиции выполняются ксеноморфным плагиоклазом. Моноклинный пироксен образует гомоосевые срастания с зеленой роговой обманкой. Иногда замещение идет по спайности и отдельности и образует линзовидные включения. Спайность по призме (110) видна отчетливо, но иногда затушевывается грубой диаллаговой отдельностью по (100). По оптическим свойствам — $N_g = 1,705 \pm 0,003$; $N_p = 1,688 \pm 0,003$; $2V = +48^\circ$; $CN_g = 48^\circ$ — он отвечает авгиту ($Wo = 40$, $En = 48$, $Fs = 12$) [3, 5, 12]. Оливин косъвитов ($N_g = 1,730 \pm 0,005$; $N_p = 1,694 \pm 0,003$; $2V = -80^\circ$; $Fa = 30\%$; $Fo = 70\%$) встречается только в реликтах внутри петелек дженкинсита ($N_m = 1,572 \pm 0,002$) [12]. Амфибол ($N_m = 1,670 \pm 0,002$), плеохроизм

Ng — грязно-зеленый, Np — светло-зеленый, CNg = 18°, 2V = -74°) отвечает обыкновенной роговой обманке с 40% содержанием железистой молекулы [11]. Роговая обманка замещается пистацитом (2V = +75°; Ng—Np = 0,032). Плагноклаз замещен эпидотом, цоизитом, скаполитом и пиррофиллитом. Рудный минерал приурочивается к реакционным зонам замещения пироксен—роговая обманка и образует агрегат мелкой сыпи. Сфен наблюдается в больших количествах (до 1%) в виде интерстиционных зерен.

Внутри габброидных тел на участках напряженных деформаций габбро и пироксениты нацело амфиболитизируются, преобразуясь в гигантозернистые горнблендиты. Они встречены в виде полос и шширообразных тел в устье р. Яман-Садры и у пос. Суранаш. Макроскопически — это плотные нередко гигантокристаллические породы черного цвета. Под микроскопом структура их характеризуется исключительным идиоморфизмом роговой обманки над сосюритизированным плагноклазом. Роговая обманка представляет собой псевдоморфозу по авгиту и по оптическим свойствам идентична роговой обманке вышеописанных пироксенитов. Из аксессуарных присутствует сфен, апатит и магнетит.

Породы типичных габброидов составляют 80—90% от всей массы габброидных тел и представлены нормальными габбро, габбро-норитами и роговообманковыми габбро. Краевые фации представлены мелкозернистыми разновидностями, а центральные — среднезернистыми. Все разновидности связаны между собой постепенными переходами. Близость вещественного состава и генетическое родство этой группы пород позволяет нам дать сводное описание для них. Макроскопически окраска их имеет серовато-черный цвет, строение равномернозернистое массивное. Иногда наблюдаются шширы—скопления мелких зерен цветных минералов. Микроструктура пород габбровая и призматически-зернистая. Первичная структура нередко осложняется коррозионными явлениями замещения и катакластическими деформациями первичных минералов. Плагноклаз характеризуется резким идиоморфизмом и высокой степенью деанортизации. В некоторых образцах наблюдаются свежие зерна лабрадоритового состава № 50—65. Пироксены нередко (подобно пироксенитам) замещаются вторичными минералами. Авгит (Ng = 1,703 ± 0,002, Np = 1,683 ± 0,002, 2V = +55°, CNg = 40°, Wo = 41%, Ep = 48%, Fs = 11%) [3] замещается гомоосевой компактной псевдоморфозой роговой обманки (Ng = 1,672 — 77 ± 0,002, Np = 1,659—63 ± 0,002, 2V = -66—70°, CNg = 16—18°, 40—45% железистой молекулы) [11]. По гиперстену (Ng = 1,710 ± 0,002, Np = 1,697 ± 0,002, 2V = -50) габбро-норита образуются полные псевдоморфозы бастита (Nm = 1,584 ± 0,002, Ng—Np = 0,004). Вновь образованные лапчатые зерна роговой обманки группируются в непрерывные цепочечные агрегаты. Нередко она содержит пойкилитовые вросстки плагноклаза, проникающие на 1/4 толщины зерна. Компактная роговая обманка замещается бахромчатыми зернами актинолита. В некоторых габбро встречаются «теневые» реликты оливина. Вторичные минералы представлены цоизитом, эпидотом, хлоритом и пренитом (Np = 1,629 ± 0,002, 2V = +64, CNp = 0). Аксессуарные представлены сфеном, лейкоксеном, магнетитом (до 8%) и короткостолбчатым апатитом.

В непосредственном контакте с гранитоидами габброидные породы преобразуются в гибридные монцониты, габбро-диориты и диориты. Преобразование выражается в резорбционном развитии решетчатого микроклина (2V = -80°, ∠Nm: ⊥ (001) = 10°), деанортизации и раскислении плагноклаза до An_{20—28} в диорите и An₄₀ в габбро-диорите. Роговая обманка по периферии кристаллов «подщелачивается».

Кварц ведет себя агрессивно, корродируя плагиоклаз и роговую обманку. Биотит постепенно замещает амфибол и образует лапчатые зерна. Актинолит ($N_g = 1,639 \pm 0,003$, $N_p = 1,623 \pm 0,003$, $C_{Ng} = 15^\circ$, 15% железистой молекулы [11]) и лапчатый чешуйчатый мусковит ($N_g = 1,590 \pm 0,002$, $N_p = 1,557 \pm 0,002$, 2–3% ферримусковитой молекулы [12]) являются автотасоматическими минералами замещения компактной роговой обманки и плагиоклаза. Сфен лейкоксенизируется. Апатит имеет свежий облик.

Гранитоиды, по своему площадному распространению во много раз превосходящие ранние габброиды, являются однофазными образованиями и связаны между собой постепенными переходами. Определение разновидностей гранитоидов производилось на основании систематики Б. М. Куплетского [9], существенно дополненной В. Е. Гендлером [4]. В южной части плутона были выделены плагиограниты, трондьемиты; тоналиты, которые предыдущие исследователи (Е. С. Шинкарев, В. И. Фоминский) описывали под названием «гранит». На севере плутон сложен гранодиоритами и кварцевыми монцонитами. Кварцевые диориты и граниты являются редкими типами пород. Количественно-минералогический состав данных пород приведен на табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Количественно-минералогический состав гранитоидов (объем %)

Минералы Породы	Плагиоклаз	Полевой шпат	Кварц	Цветные минералы, в т. ч. вторичные	Акцессорные минералы, в т. ч. рудные	Количество подсчетов
Плагиогранит	45,0–69,0	0,0–0,5	27,0–54,5	0,5–0,9	сл.—0,5	6
	55,8	0,1	40,3	4,0	0,1	
Трондьемит	50,8–67,7	2,8–8,5	20,0–41,3	2,1–18,1	0,0–1,3	10
	58,5	6,0	27,3	7,6	0,43	
Тоналит	54,2–65,6	0,0–1,3	13,8–35,2	3,1–19,0	сл.—1,3	6
	60,5	0,2	27,8	11,3	0,8	
Гранодиорит	35,6–48,1	12,0–28,0	20,2–38,8	6,6–21,0	0,5–3,1	7
	40,8	20,5	25,8	11,5	1,6	
Кварцевый монцонит	45,0–55,0	15,0–42,1	11,1–19,0	4,0–13,3	сл.—3,4	7
	50,0	23,1	16,4	10,8	1,4	
Кварцевый диорит	51,4–63,6	7,5–14,7	7,2–14,8	4,9–33,3	0,6–2,0	3
	59,0	10,1	10,0	19,4	1,5	
Гранит	34,6–36,0	37,3–39,2	23,0–24,8	1,2–3,1	сл.—0,2	2
	35,0	38,1	23,9	2,1	0,1	

Плагиограниты распространены на юге плутона и в штоках, прорывающих габбро-перидотиты гг. Б. и М. Аталык. По внешнему облику это лейкократовые крупнозернистые породы. Большая часть их имеет ясно выраженные признаки разгнейсовки. Под микроскопом короткостолбчатые кристаллы плагиоклаза обнаруживают элементы катаклаза и пликвативных дислокаций с образованием волнистых двойниковых полосок. Строение кристаллов многозональное (до 20 и более зон). Основность ядра достигает Ap_{37-40} , а ободков — Ap_{7-10} . Зональность ритмичная. Краевые ободки имеют почти незаметную для

глаза нормальную зональность. На границе с микроклином в плагиоклазах развиваются мирмекиты. Кварц представлен двумя генерациями, различающимися по размеру зерен и времени выделения. Роговая обманка ($N_g = 1,667 \pm 0,003$, $N_p = 1,644 \pm 0,002$, $2V = -75^\circ$, $CN_g = 15^\circ$, 35% железистости [11]) образует лапчатые короткопризматические зерна, по которым нередко развивается биотит. Биотит агрессивно замещен Mg-прохлоритом ($N_m = 1,601 \pm 0,002$, $N_g = 1,606 \pm 0,002$, $2V = 10^\circ$ [12]) и веретенообразными зернами пистоцита ($2V = -66-68^\circ$, $N_m = 1,740 \pm 0,005$, $N_g = 1,754 \pm 0,005$). В эпизодических случаях присутствует решетчатый максимальный микроклин ($2V = -80-85^\circ$). Акцессорные очень редки и представлены магнетитом, апатитом, цирконом, рутилом (сагенитом).

Западную часть Лебедского массива занимает более щелочная разновидность плагиогранитов, которая отвечает трондъемиту [9]. Отличительной особенностью его по сравнению с плагиогранитом является повышенное содержание микроклина, темноцветных минералов (в 2 раза) и слабая степень разгнейсовки. Кроме этого, плагиоклаз обнаруживает две генерации, которые визуальнo фиксируются очень отчетливо. Плагиоклаз поздней (2-й) генерации образует мелкозернистый агрегат в интерстициях крупных кристаллов первой генерации. Калиевый полевой шпат отвечает максимальному микроклину ($N_g = 1,527 \pm 0,002$, $N_p = 1,520 \pm 0,002$, $\angle \perp (010) : N_g = 12,5^\circ$, $2V = -72-79^\circ$ по 11 подсчетам и диаграмме Монича). Биотит ($N_p = 1,588 \pm 0,002$, $N_m = 1,634 \pm 0,002$, $N_g = 1,637 \pm 0,003$ — мероксен-лепидомелан с 43% железистости [11]) образует лапчатые чешуйки. Из акцессорных появляется ортит.

В тесной ассоциации с плагиогранитами и трондъемитами находятся тонолиты, которые характеризуются большим содержанием темноцветных минералов, повышенной основностью плагиоклаза (№ 50) и наличием реликтовых зерен авгита и гиперстена внутри «подщелоченной» роговой обманки. Кварц образует крупные мозаичные зерна, агрессивно резорбирующие плагиоклаз и роговую обманку.

Северная часть плутона сложена гранодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми диоритами и гранитами, которые различаются по количественным соотношениям главных породообразующих минералов и частично по структурным особенностям (табл. 2). Гранодиориты и кварцевые монцониты характеризуются высоким содержанием крипторешетчатого микроклина ($2V = -82^\circ$, $\angle N_m : \perp (001) = 1-2^\circ$, $N_p = 1,517 \pm 0,001$, $N_g = 1,527 \pm 0,001$) и монцонитовой структурой. Кристаллы плагиоклаза обнаруживают ритмичное многозональное строение ($Ap_{35-27-7}$). Они агрессивно резорбируются микроклином, причем иногда до полной ассимиляции. Признаками последней являются многочисленные «теневые» реликтовые структуры. Роговая обманка (N_g — темно-сине-зеленый, N_p — желтовато-зеленый, $CN_g = 13^\circ$, $2V = -80^\circ$, $N_p = 1,649 \pm 0,002$, $N_m = 1,663 \pm 0,002$, $N_g = 1,672 \pm 0,002$, 39% железистости [11]) образует лапчатые кристаллы, разрастающиеся по интерстициям других минералов. Биотит, пеннин, мусковит — вторичные минералы. Акцессорные представлены главным образом сфеном, апатитом, магнетитом, реже цирконом. Кварцевые диориты являются гибридными породами и встречаются на эндоконтакте гранитоидов с основными породами. Внешне — это среднезернистые породы такситового облика. Микроструктура характеризуется бластозным ростом роговой обманки ($N_p = 1,649 \pm 0,002$, $CN_g = 16^\circ$, $2V = -78^\circ$) и кварца. Плагиоклаз полностью дианортизируется. Граниты очень редки и отличаются от гранодиоритов повышенным содержанием микроклина и альбитовой молекулы в составе плагиоклаза (Ap_{20-15}). В Садринском массиве, в районе пос. Суранаш, встречены щелочные гра-

ниты. Минералогический состав их следующий: плагиоклаз ($Ап_7—Ап_{42}$), кварц — 23%, решетчатый микроклин — 15%, цветные минералы (эгири-авгит: $Np = 1,726 \pm 0,003$, $Ng = 1,741 \pm 0,005$, $CNg = 10^\circ$, $2V = +72^\circ$; эккерманит (арфведсонит): $Nm = 1,635 \pm 0,002$, $Ng = 1,632 \pm 0,002$, $CNg = 36^\circ$, $2V = -70^\circ$), акцессории (сфен, апатит) — 1,5%.

Дайковый комплекс Лебедского плутона очень беден. По степени генетического родства выделяется 2 группы даек. К первой группе относятся плагиоаплиты, аплиты, микрограниты и микропегматиты. Они обладают линейными жилообразными формами. Мощность их меняется от метров в раздувах до нескольких сантиметров в пережимах. Контакты их резкие. Плагиоаплиты и аплиты располагаются в экзоконтакте, а микрограниты и микропегматиты тяготеют к крайним частям массивов. Дайки второго этапа преобладают над дайками первой группы и характеризуются некоторым разнообразием. По отношению к дайкам первого этапа они являются молодыми, так как в районе Майского месторождения наблюдается пересечение дайкой плагиоклазовых порфиритов жилы аплитов. Дайки этой группы располагаются неравномерно, преобладая в северной части плутона. Они имеют выдержанное субмеридиональное простирание, резкие, крутые с зонами закалки контакты. В составе даек преобладают кварцевые диабазы, микрогаббро, спессартиты, одиниты, реже встречаются диабазы и пироксен-плагиоклазовые порфириты. Кварц в дайках обнаруживается в виде ихтиоглиптных вростков в основной массе. Плагиоклаз фенокристов отвечает лабрадору № 54, а микролитов — андезит-лабрадору № 42. Авгит ($CNg = 44^\circ$, $2V = +68^\circ$, $Ng = 1,695 \pm 0,002$) и роговая обманка ($CNg = 20^\circ$, $2V = -82^\circ$, $Ng = 1,654 \pm 0,003$) кристаллизуются в интерстициях плагиоклаза, кроме микрогаббро и пород лампрофировой серии (одинит, спессартит), где они идиоморфны. Первичная контактовая роговая обманка в лампрофирах замещается бахромчатыми каймами «подщелоченной» сине-зеленой роговой обманки ($Np = 1,651 \pm 0,002$).

Контактный метаморфизм интенсивно проявился на контакте с гранодиоритами и кварцевыми монцонитами северной части плутона. Эффузивные образования в экзоконтактных зонах превращены в плагиоклаз-пироксеновые и плагиоклаз-амфиболовые роговики. В междуречье Лебеди и Каурчака вдоль восточной границы субмеридионального языка Лебедского массива находится мощная полоса (200—300 м) пироксен-гранат-магнетитовых и близкого состава скарнов, образованных за счет зажатых в эффузивах линз известняков. Пироксен их относится к салиту ($CNg = 40—42^\circ$, $2V = +56^\circ$, $Ng = 1,713 \pm 0,003$, $Nm = 1,693 \pm 0,002$), а гранат ($n = 1,824 \pm 0,004$) — к изоморфной смеси гроссуляра (37%) и андезита (63%). Зоны шестрых «сливных» пироксен-гранатовых скарнов располагаются в районе кл. Бурный и р. Албас. Последние скарны являются продуктом замещения эффузивов.

Итак, исходя из геологии и петрографии Лебедского плутона, можно определить формационный тип плутона. Для этого необходимо дать краткую характеристику взаимоотношениям гранитоидов с телами габбро.

Основные породы значительно предшествовали гранитоидам, так как между ними и апофизами плагиогранитов существуют секущие контакты, несмотря на общий постепенный характер переходов, обусловленный энергичным контактовым гибрилизмом. В настоящее время тела габброидов представляют собой ряд ксенолитовых останцов среди плагиогранитов. Первичные минералы их сильно деанортизированы процессами катаклаза и магматического замещения. Несмотря на интенсивное

замещение, все же обнаруживается слабо стратифицированное строение тел и наблюдается аналогия в составе (верлиты, косьвиты и диаллагиты) с габбро-перидотитами гг. Б. и М. Аталык. Из сказанного можно сделать вывод, что эти габброидные тела являются, вероятно, самостоятельными интрузиями и, судя по составу и особенностям строения, принадлежат к габбро-пироксенит-дунитовому комплексу гг. Б. и М. Аталык.

Что касается гранитоидных массивов плутона, то по характеру структурного положения и состава они относятся к плагиигранитному комплексу эпизвгеосинклинального типа, по классификации Ю. А. Кузнецова [7]. На это указывает форма их залегания в виде сложных трещинных тел и сравнительно однообразный и постоянный вещественный состав с кремнисто-натровой специализацией. Породы среднего состава (диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты), судя по особенностям их структуры, текстуры и состава, отвечают гибридным образованиям, а свита дайковых пород бедна и представлена в основном асхистовыми породами. Эти два последних факта являются также неотъемлемыми свойствами плагиигранитных комплексов.

Таким образом, в Лебедском плутоне наблюдается развитие двух близких между собой формационных типов: габбро-пироксенит-дунитового в лице ранних габброидов и плагиигранитного. Однако между габброидами и гранитоидами плутона намечается комплекс сходных свойств: пространственная и структурная сопряженность, близость возраста и некоторая преемственность в составе (высокое содержание анортитовой молекулы в плагноклазе гранитоидов, сквозное поведение кварца, близость железистости цветных минералов и т. д.), которые дают основание относить их к группе родственных формаций, а именно, к группе габбро-плагиигранитных формаций. Генезис таких групп Ю. А. Кузнецов объясняет с позиций гипотезы вертикальной миграции магматических очагов из базальтового слоя в осадочно-метаморфическую оболочку [7].

В Саяно-Алтайской складчатой области подобные сочетания магматических образований, на наш взгляд, проявились в Маинском (Западный Саян), Саракочинском (Горный Алтай) и Таннуольском (Тува) плутонах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. Н. Амшинский и др. Аксессуары гранитоидов Алтая и методика их изучения. Изд-во «Недра», 1964.
2. Бюллетень комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Вып. IV, Изд-во АН СССР, 1961.
3. М. М. Веселовская. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. ГИН, вып. 86, сер. петр. (№ 39), 1950.
4. В. Е. Гендлер. О классификации гранитоидов. Сов. геология, сб. 51, 1956.
5. У. А. Дир и др. Породообразующие минералы. Изд-во «Мир», 1965.
6. В. А. Кузнецов и др. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. Тезисы докл. на III Всес. петр. сов. в г. Иркутске, Изд-во СО АН СССР, 1963.
7. Ю. А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
8. А. М. Кузьмин. Краткий отчет о геологических исследованиях в верхней части бассейна р. Лебеди, правого притока р. Бии. Изв. Сиб. отд. геол. ком., том III, вып. 4, 1924.
9. Б. М. Куплетский. Количественно-минералогический состав гранитоидов. Сб. Вопросы петрографии и минералогии, т. I, Изд-во АН СССР, 1953.
10. А. П. Лебедев. Геолого-петрографическое исследование в Прикатунском районе (Северный Алтай). Мат. по петр. и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая. Изд-во АН СССР, 1937.
11. В. С. Соболев. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львовского геол. об-ва при университете, № 4, 1950.
12. В. Е. Трёгер. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.