

К ПЕТРОГРАФИИ БУЙБИНСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

В. Н. СМЫШЛЯЕВ

(Представлена проф. А. Г. Сивовым и А. М. Кузьминым)

На территории Западного Саяна кислые интрузивные магматические породы пользуются широким распространением. Однако до настоящего времени гранитоидный магматизм этой части Алтае-Саянской системы не получил должного освещения в литературе. Автором в течение двух лет проводилось изучение Буйбинского массива, являющегося типичным представителем особого типа гранитов, которые впервые были описаны И. К. Баженовым [1, 2, 3] в устье р. Джой под названием «Джойских гранитов». Под этим же названием буйбинские граниты впервые были кратко охарактеризованы А. Г. Сивовым [4], проводившим геологические исследования в бассейне р. Ус, правого притока Енисея. В составе этого массива им выделялись порфировидные и равномерно-зернистые граниты, щелочные граниты и адамеллиты, а из пород дайковой фации — микрогранит-порфиры, альбит-порфиры, аплиты и более редкие пегматиты.

В результате проведенных исследований нам удалось установить, что массив является не только более сложным по составу, но и по строению. Не касаясь сколько-нибудь подробно вопросов формирования интрузива в целом, что предполагается сделать в отдельной работе, в настоящей статье мы попытаемся кратко изложить лишь материал, непосредственно относящийся к вещественному составу массива.

Буйбинский плутон представляет собою один из наиболее крупных гранитных массивов Западного Саяна. Общая площадь интрузива, имеющего в плане форму несколько неправильного «африканского материка», составляет около 800 кв. км. Наибольшие поперечные размеры в широтном направлении 30—32 км, в меридианальном—35 км. Южная, значительно более узкая (11-12 км), часть массива имеет широтное гребневидное ответвление адамеллитов, восточный массив которых на хр. Шешпир-Тайга отделен от главного тела эффузивно-осадочной перемычкой силуро-девона. В геоморфологическом отношении Буйбинский плутон располагается в высокогорной части Западного Саяна, слагая значительную часть водораздела р. Ус, правого притока р. Енисей, и рек Шадата, Б. и М. Тайгишей и Кебежа.

Вмещающие интрузив породы представлены на востоке, западе и юго-западе испытавшими региональный метаморфизм накоплениями

сютхольской и ишкинской свит верхнего кембрия. На юго-востоке массив граничит с кзылбулакской существенно эффузивной толщей D 1—2 и красноцветными песчаниками и конгломератами шиштыкской свиты верхнего силура (хр. Шешпир-Тайга). Породы кембрия в целом образуют выдержанную структуру субширотного направления, в то время как южнее расположенные красноцветные осадки и эффузивы силура и девона в совокупности образуют структуру четкого северо-восточного простираения.

Восточная контактовая поверхность интрузива почти вертикальна и имеет падение от интрузива на восток под углами $82—88^\circ$. Западный контакт также крутой и погружается почти вертикально под граниты. Наблюдений элементов залегания северной контактовой поверхности у нас нет, но, по данным О. М. Глазунова (1953), она круто падает под граниты, в связи с чем он делает заключение об этмолитообразной форме массива. Исходя из общих геологических соображений, учитывая имеющиеся наблюдения, можно высказать предположение, что Буйбинский плутон едва ли представляет глубинный батолит. Скорее всего это крупный межформационный массив, внедрившийся по поверхности структурного несогласия.

Все вмещающие породы на границе с массивом испытывают отчетливый контактовый метаморфизм, образуя различной мощности зоны кордиеритовых, кварцево-биотитовых и других роговиков.

Состав интрузива. Массив является сложным многократным плутоном, формирование которого происходило в несколько интрузивных фаз, сопровождавшихся образованием отличных по составу пород. В свое время А. Д. Смирнов (1953), а вслед за ним И. Н. Казаков (1957), считали, что формирование плутона шло в две фазы, становление второй из которых сопровождалось серией различных дайковых образований, генетическая связь которых с теми или иными породами массива не была установлена. К породам первой фазы ими относились диориты, гранодиориты и многочисленные гибридные породы среднекислого состава, располагающиеся в крайней юго-западной части интрузива. Основанием к этому послужило то обстоятельство, что диоритоиды тесно пространственно связаны с гранитами массива, которыми они прорываются и метаморфизуются, находясь в непосредственном контакте.

Если взаимоотношения диоритоидов с порфиоровидными гранитами являются очевидными и ни у кого не вызывает сомнений относительно более молодой возраст последних, то вопрос о выделении диоритовых пород в качестве первой фазы является спорным. По устному сообщению А. Г. Сивова, им совместно с И. К. Баженовым на левом водоразделе Красной Речки наблюдались базальные конгломераты в основании шиштыкской свиты, содержащие в значительном количестве гальку диоритов и других близких пород, относимых к первой фазе Буйбинской интрузии. Поэтому нет пока достаточных оснований для отнесения диоритоидов к Буйбинскому плутону. Скорее всего они представляют собою тот тип магматических образований, который выделяется в качестве «малых интрузий».

Ко второй фазе вышеупомянутыми исследователями отнесены гранитные породы массива, связанные между собой взаимопереходами и сопровождающиеся дайковым комплексом, в который включены различные по возрасту и составу дайки оливиновых и безоливиновых диабазов, аплитовидных гранитов и гранит-порфиров, причем подмечено, что последние (гранит-порфиры) являются более молодыми, чем диабазы.

Такое понимание порядка формирования Буйбинского интрузива является слишком упрощенным. По нашим наблюдениям, в строении плутона принимают участие несколько резко отличных групп пород,

включая сюда и дайковые породы заключительного этапа. Взаимоотношения между некоторыми группами выяснить не представилось возможным, и поэтому часть пород в качестве самостоятельных образований выделяется условно.

В целом порядок становления массива представляется следующим образом: 1) крупно- и среднезернистые порфировидные граниты; 2) равнозернистые без признаков порфировидности крупно- и среднекристаллические биотитовые граниты; 3) белые двуслюдяные граниты; 4) кремовые микрогранит-порфиры; 5) красные щелочные граниты; 6) среднезернистые розовые адамеллиты. Дайковый комплекс, являющийся общим для всех пород плутона, по времени образования подразделяется на два этапа: 1) энстатитовые диабазы, диабазы, микродиабазы, диабазовые и кварцевые порфириты; 2) грубопорфировые гранит-порфиры.

Порфировидные граниты представляют собою наиболее распространенный тип пород. Располагаясь в центральной, западной и северо-западной частях массива, они занимают больше половины его площади, резко преобладая над другими гранитными породами. Повсюду они имеют однообразный облик, обусловленный постоянством их структур и состава, и только в узкой 1,5-2-метровой эндоконтактной зоне на границе с вмещающими породами они приобретают более светлую окраску. Контакты всегда резкие, секущие. Иногда в зону экзоконтакта по сланцеватости проникают небольшой мощности (0,2—1,5 м) апофизы, сложенные лейкократовыми гранитами. Ассимиляции боковых пород не наблюдается и немногочисленные ксенолиты сланцев, расположенные в краевых зонах, сохраняют реликтовые структурно-текстурные особенности.

Анизотропность пород в виде плоскопараллельных текстур выражена очень слабо, наблюдается редко, проявляясь в чередовании тонких (1—2 см) мелкозернистых лент, обогащенных биотитом, с более широкими (10—15 см) полосками, сложенными более крупнозернистым агрегатом кварца, калишпата и плагиоклаза с ничтожным содержанием слюды. Как правило, полосчатость подчинена пологопадающей и пластовой отдельности. Помимо последней отчетливо развиты 2-3 системы эндокинетических крутопадающих трещин меридионального и северо-восточного простирания.

Дайковые породы в порфировидных гранитах представлены аплитами и аплитовидными микрогранитами. Кроме того, часто наблюдается рассеечение порфировидных гранитов диабазами и гранит-порфирами заключительного этапа. Пегматиты практически отсутствуют, изредка встречаясь только в виде гнезд и структурных шпир, сложенных кварц-полевошпатовым агрегатом, имеющим пегматоидную структуру.

К описываемому типу относятся серые, светло-серые с розоватым оттенком породы, в крупно- или среднезернистой главной массе которых расположены крупные (до 3 см) широко-таблитчатые порфировидные вкрапленники серого, кремового, редко розового щелочного полевого шпата, составляющие 20—25% объема породы. Главная масса состоит из белых 2—6 мм табличек плагиоклаза, серыми внешне ксеноморфными зернами кварца и гексагональными 2—3 мм листочками биотита. Под микроскопом граниты обнаруживают гранитную и граулитовую структуру главной массы. Участками наблюдается мirmekитовое строение. Главными минералами являются кварц, микропертит, плагиоклаз, биотит и очень редко роговая обманка. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом и пелитовым веществом. Из второстепенных присутствуют сфен, ортит, ксенотим, циркон, апатит и магнетит.

Количественные соотношения главных минералов изменяются в небольших пределах. Содержание кварца колеблется от 30 до 38%, микропертита от 37 до 45%, плагиоклаза от 15 до 18%. Темноцветные минералы составляют 5—6, акцессорные — 1, магнетит — 1%.

Плагиоклазы представлены несколькими генерациями. Наиболее крупные (порфировидные) зерна относятся по составу к олигоклаз-андезину № 27—32, который образует изометричные или слегка вытянутые тонкосдвойникованные таблички. Как правило, наблюдается зональность с понижением основности в узких краевых зонах до олигоклаза № 14—17. Изредка в нем отмечается присутствие мелких идиоморфных листочков биотита, хотя в целом степень идиоморфизма того и другого примерно одинакова и плагиоклаз ранней генерации отпечатывает грани в биотите. Это обстоятельство можно рассматривать как указание на почти одновременную их кристаллизацию.

Вторая генерация плагиоклаза в виде очень мелких (0,1—1 мм) ксеноморфных зерен принимает участие в строении главной массы. Она представлена свежими зернами альбита и альбит-олигоклаза № 6—13. Наблюдающиеся пертиты распада отвечают по составу альбиту № 3—4.

Биотит образует идиоморфные или несколько неправильные листочки, включенные в зерна плагиоклаза, калишпата и кварца, но нередко встречающиеся и в главной массе, располагаясь в межзерновых промежутках. Листочки резко плеохроируют в коричневых тонах, некоторые из них сдвойникованы по сложному закону и содержат включения апатита циркона и магнетита.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей очень редкие и мелкие (0,1—0,2 мм) ксеноморфные зерна, зажатые в межзерновых промежутках и замещающиеся вторичным биотитом. Судя по взаимоотношениям амфибола с другими минералами, его кристаллизация протекала в заключительную стадию вместе с плагиоклазами второй генерации.

Щелочные полевые шпаты образуют как порфировидные выделения, так и более мелкие зерна в главной массе, выполняющие интерстиции и содержащие частые включения олигоклаза, биотита, а в некоторых участках и гипидиоморфного кварца, которые отпечатывают в нем грани. Большая часть зерен слабо пелитизирована и подверглась в той или иной степени пертитизации, в связи с чем однородные зерна встречаются редко. Измерения с применением коноскопирования показали, что щелочные полевые шпаты представлены калинатовым и калиевым анортоклазом и ортоклазом с остаточной ориентировкой натровых их разновидностей. Углы оптических осей колеблются в пределах от -50° до -88° с образованием четкого максимума в интервале $(-70^\circ) - (-85^\circ)$, отвечающего 85% из 63 измерений.

Кварц представлен двумя генерациями. Зерна первой из них дают правильные четырехугольные разрезы и отпечатывают грани в альбите в калишпате. Кварц более позднего зарождения вместе с альбитом выполняет межзерновые промежутки и частично разъедает калишпат, образуя бухтообразные внедрения.

Циркон встречается в виде мелких (0,05—0,7 мм) призм, сосредоточенных в биотите и около выделений рудного вещества. В поперечных разрезах обнаруживает зональность с понижением двупреломления в центральных частях.

В виде единичных зерен в породах постоянно присутствует призматического облика ортит, который в межзерновых промежутках образует почти изотропные агрегаты. Зерна мелкие (0,1—0,5, редко 1,1 мм) и почти всегда зональные с изотропированной сердцевинкой. Плеохроизм ясный: *Ng* — темный буровато-красный, *Np* — оранжевый. Как и цир-

кон, окружен плеохроичными двориками. Ксенотим встречается в виде бесцветных или слабо плеохроирующих от розового до бесцветного мелких зерен, дающих квадратные разрезы. Встречается около рудных выделений, а также в биотите, где вызывает появление плеохроичных двориков. Апатит очень мелок и заключен в биотите. Магнетит образует редкую сыпь мелких зерен.

Флюорит. Флюоритсодержащие кремновые порфировидные граниты были встречены в двух местах — вблизи оз. Меткуль на левом водоразделе р. 3-ей Буйбы и на правом водоразделе р. Ус в 4 км ниже устья р. 3-я Буйба. Породы, как правило, разбиты микротрещинами, по стенкам которых наблюдаются примазки хлорита. Флюорит в образцах имеет фиолетовую окраску и образует мелкую сыпь между зернами главных минералов, кое-где образуя неправильные скопления или выполняя волосовидные трещины. Под микроскопом наблюдается в гранитах сильной катаклаз. Флюорит образует неправильные, иногда лапчатые нежно-розовые зерна, расположенные в интерстициях, в пограничных межзерновых участках или развивающиеся по трещинам спайности в анортоклазе. Судя по взаимоотношениям с другими минералами и приуроченности флюорита к ослабленным направлениям в породах, он является постмагматическим минералом.

Дайковая свита порфировидных гранитов. Порфировидные граниты сопровождаются аплитами и аплитовидными микрогранитами, образующими дайки и пологозалегающие пластообразные залежи, отсутствующие в полях развития других гранитных пород. Аплиты выполняют трещины отдельности, приурочиваясь к вертикальным или крутопадающим их системам, в местах пересечения которых пластовой отдельностью образуются «послойные» тела. Мощность тел непостоянна и меняется в зависимости от характера первичной трещины. Наиболее обычны дайки мощностью 2—10 см, реже 1—1,5 м. Контакты резкие; в узкой зоне эндоконтакта строение пород более мелкозернистое, что указывает на внедрение аплитового расплава в уже значительно остывшие порфировидные граниты с хорошо сформированными системами крутопадающих и пластовых эндокинетических трещин отдельности.

Макроскопически это светло-серые, светло-желтые, розовые и белые мелкокристаллические породы, состоящие из кварца, микроклина и альбит-олигоклаза при почти полном отсутствии темноцветов. Структура аплитовая, аллотриоморфная, иногда микрогранитовая. Под микроскопом калишпат имеет хорошо выраженную микроклиновую решетку, зерна свежие, ксеноморфные. Плагиоклаз № 8—16 присутствует в примерно одинаковых с микроклином количествах. Кварц имеет слабое волнистое погасание. Редко встречаются мелкие, слегка вытянутые кристаллики почти не плеохроирующего оранжевого ортита, мелкие чешуйки биотита, отдельные зернышки сфена и циркона.

Равномернозернистые граниты. Достаточно четко взаимоотношения пород этой группы с порфировидными гранитами не выяснены, так как предполагаемые контакты закрыты делювием. Более ранний возраст описываемых пород по сравнению с другими породами массива (за исключением порфировидных гранитов) устанавливается тем, что равномернозернистые граниты прорываются ими и находятся с ними в интрузивных взаимоотношениях. Предположение о постепенных переходах с порфировидными гранитами нам кажется маловероятным, так как каждая из этих групп пород обладает достаточно яркими индивидуальными особенностями, проявляющимися как во внешнем облике, строении и в характере сопровождающих дайковых отщеплений, так и в совершенно определенном пространственном положении упомянутых пород в теле интрузива. По площади равномернозернистые граниты усту-

пают только порфировидным, располагаясь главным образом на западных склонах хр. Балдыр-Тайга, на водоразделе рек Иликтыгем и 3-я Буйба и по правому борту долины р. 3-я Буйба.

Макроскопически это лейкократовые мелко-, средне- и значительно реже равномернозернистые породы светло-серой, иногда с розовым оттенком окраски. В северо-восточном эндоконтакте с вмещающими породами кембрия наблюдается заметное уменьшение величины зерен. Контакт резкий, ассимиляционных явлений не наблюдается.

Минералогический состав довольно однообразен. Главными минералами является темно-серый кварц (37,5%), кремово-белый или белый микропертит (54%), плохо от него отличимый макроскопически плагиоклаз (6—10%) и биотит (1,5%). Иногда граниты приобретают аплитовидный облик, почти не содержат биотита и в них значительно уменьшается содержание кварца (до 26%).

Микроструктура пород типичная гранулитовая, в отдельных участках наблюдаются признаки нечеткого порфировидного строения, обусловленного присутствием несколько более крупных и более ранних идиоморфных кристаллов серицитизированного андезина № 36-38. Второе зарождение плагиоклазов представлено очень свежими и очень мелкими ксеноморфными зернами альбита № 2—6, кристаллизация которых протекала почти одновременно с микропертитом.

Кварц всегда относительно идиоморфен и врезан гранями в калишпат и альбит. Биотит интенсивно хлоритизирован вдоль спайности, оставляя по наследству монокристаллам хлорита плеохроичные дворники вокруг включений циркона, ортита и ксенотима. В свежих листочках биотит плеохроирует от темно-коричневого до бледно-желтого, иногда в оранжево-красных тонах. Калишпат представлен микропертитом с оптической ориентировкой, принадлежащей обычно натровым ортоклазу и анортоклазу. Зерна слабо пелитизированы и содержат пертиты распада ленточного и волокнистого типа. Часто наблюдаются простые двойники по манебахскому и бавенскому законам; иногда проявляется размытая микроклиновое решетчатое.

Акцессорные минералы представлены многочисленными зернами зонального ортита, циркона, сфена, ксенотима и магнетита; вторичные — хлоритом, серицитом, пелитовым веществом.

Жильная свита гранитов второй группы представлена **микрогранитами**. Дайковые их тела образуют две системы и локализуются среди вышеописанных пород, иногда встречаясь в эндоконтактной полосе прилегающих порфировидных гранитов. Первая система даек имеет близкое к меридиональному северо-восточное или северо-западное простирание, вторая — околоширотное направление. Все дайки являются крутопадающими, имеют значительную мощность, обычно в пределах 5-15 м, реже до 25 м, что особенно характерно для околоширотной системы.

Внешне это мелкозернистые породы светло-серого, серовато-белого или розового цвета, состоящие из белых зерен плагиоклаза величиною 1—1,5 мм, серого кварца (до 1 мм), мелких редких чешуек биотита. Розовый калишпат, изредка образующий зерна величиною до 2—2,5 мм, обуславливает нечеткое порфировое строение пород. Изучение под микроскопом показывает, что микрограниты в минералогическом отношении ничем не отличаются от комагматичных равномернозернистых гранитов, почти в точности повторяя особенности их главных минералов. Образование микрогранитов, вероятно, связано с сравнительно неглубоко расположенными участками гранитной магмы, которые вскрывались первичными крутопадающими трещинами, возникавшими в остывавших равномернозернистых гранитах.

Двуслюдяные граниты встречены в двух участках, расположенных в разных частях массива. Наиболее крупное их тело площадью около 4 кв. км расположено по северо-восточной окраине плутона и имеет неправильную, хотя и изометричную форму. Юго-восточный контакт с равномернозернистыми гранитами, которые они прорывают, резкий и наклонен под двуслюдяные граниты под углами 64—68°. В свою очередь, двуслюдяные граниты прорываются дайкоподобными апофизами кремowych микрогранит-порфиров, шток которых расположен по соседству с ними.

Другой выход двуслюдяных гранитов отмечен в осевой части водораздела рек Ус и Верхняя Буйба. Здесь образуемое ими тело площадью 1,5 кв. км, имеющее форму слегка вытянутого в меридиональном направлении штока, располагается среди средне- и крупнозернистых порфировидных гранитов.

Макроскопически описываемые породы представляют собою белые или серовато-белые среднекристаллические породы, состоящие из кварца (25—30%), белых призмочек плагиоклаза (25—28%), желтых или кремowych зерен калишпата (35—40%) и листочков биотита и мусковита (3—5%). Их окраска, состав и структура почти не меняются при удалении от контактов. Повсеместно развита гранулитовая структура, наряду с которой наблюдается и пойкилитовая. Плагиоклазы кристаллизовались одними из первых, причем их образование происходило вплоть до полной раскристаллизации расплава. Наиболее ранние идиоморфные выделения принадлежат альбиту № 7—8, который образует квадратные или слегка удлиненные призматические разрезы, по краям которых развивается узкая кайма бесструктурного альбита № 0-1. Более поздняя генерация зерен плагиоклаза является и наиболее крупной по размерам — 1—1,8 мм. К ней принадлежит большая часть зерен альбита № 2—6.

Кварц образует зерна двух зарождений. Ранние кристаллы наиболее крупные (до 1,5 мм), содержат вроски альбита и врезаны гранями в калишпат. Более поздний ксеноморфный кварц в виде мелких зерен вместе с калишпатом выполняет межзерновые промежутки.

Щелочные полевые шпаты всегда ксеноморфны, образуют сравнительно крупные (до 4 мм) свежие зерна, принадлежащие к калинатовым ортоклазу и анортоклазу с максимумами углов оптических осей 65—70° (36%) и 80—85° (49%). В большинстве зерен отчетливо проявляется сетчатая или волокнистая пертитовая структура.

Биотит образует мелкие чешуйки равномерно распределенные в массе породы. Мусковит встречается как в виде самостоятельных ксеноморфных размером 1,1—1,5 мм, так и в виде псевдоморфоз по биотиту. — $2v = 36, 36, 39, 40, 42^\circ$. Двупреломление 0,043—0,045. Акцессорные минералы редки.

Кремowych микрогранит-порфиры. Этот тип гранитов пользуется среди прочих пород плутона сравнительно небольшим распространением, встречаясь главным образом на водораздельных пространствах между реками Ус и 2-я Буйба, между 3-ей Буйбой и Иликтыгемом. Микрогранит-порфиры образуют ряд мелких штоков с поперечниками, измеряемыми первыми сотнями метров и реже достигающими 1—1,5 км. Иногда они слагают значительной мощности (200—250 м) дайкоподобные тела, прорывающие порфировидные, равномернозернистые и двуслюдяные граниты, чем и определяется их более молодой возраст по сравнению с указанными породами.

Макроскопически этот тип микрогранит-порфиров легко отличается от других пород по характерной для него кремowo-желтой окраске мелкозернистой основной массы, в которой расположены идиоморфные 1,5-2,5 мм зернышки темно-серого или почти черного кварца, редкие, но

довольно крупные (2—3 мм) листочки биотита и кремовые вкрапленники калишпата (3—6 мм). Это однообразие внешнего облика постоянно сохраняется в описываемых породах на всей территории Буйбинского массива.

Под микроскопом структура основной массы грубофельзитовая с переходами к микрогранитной. Фенокристаллы нередко группируются в кучки, создавая гломеропорфировую структуру. Кварц дает полигональные идиоморфные разрезы, в которые заливчиками проникает резорбирующая основная масса. Некоторые его зерна, как и калишпата, окружены узкими гранофировыми оторочками. Вкрапленники калишпата представлены нерешетчатым, слабо пертитизированным микроклином с $2\psi = 82^\circ$. Порфировый биотит слегка хлоритизирован. В основной массе зажаты более мелкие листочки такого же биотита. Плагноклаз № 8-14 образует широкие свежие таблички, лишь изредка содержащие единичные зерна эпидота и сфена. Последний всегда ксеноморфен и содержится либо в полевых шпатах, либо ассоциирует с рудным веществом. Очень редко встречаются единичные зерна ортита.

Красные щелочные граниты встречены в самой восточной части массива на право- и левобережье р. Ус, где они слагают неправильное в плане тело, слегка вытянутое в северо-восточном направлении площадью около 30-35 кв. км. Кроме того, аналогичные породы наблюдаются в верхнем течении р. Чап, где они образуют шток с поперечными размерами 1×1,5 км. Рибекитовые разновидности встречены в приустьевой части р. Чап. Выяснить взаимоотношения описываемых пород с другими породами плутона непосредственно в обнажениях не представилось возможным. Смена равномернозернистых гранитов щелочными в элливии происходит резко, буквально на протяжении 3-5 метров. На наш взгляд, щелочные граниты представляют собою совершенно самостоятельную группу, резко отличающуюся как внешне, так и по своему минералогическому и химическому составу и другим особенностям от остальных пород массива. Вероятно, их возникновение связано с особой фазой интрузивной деятельности в пределах Буйбинского плутона. Об этом же свидетельствует появление совершенно изолированного штокообразного тела щелочных гранитов среди силуро-девона в верховьях р. Чап.

Макроскопически щелочные граниты представляют собою красные или желтовато-красные, иногда с кремовым оттенком лейкократовые беспорфировые крупнозернистые породы, состоящие из красных табличек калинатового полевого шпата (60—63%), неправильных зерен ксеноморфного кварца (32—35%) и очень небольшого количества мелких зерен амфибола или биотита (1—2%). Во многих случаях темноцветы, как и плагноклазы, содержатся в ничтожных количествах или вообще отсутствуют и тогда роль темноцвета переходит к магнетиту.

Под микроскопом устанавливается следующий минералогический состав: кварц, калишпат, альбит, амфибол, биотит, хлорит, сфен, циркон, ортит, ксенотим, эпидот, магнетит. Структура подавляющей части изученных гранитов гранулитовая. Реже встречается гранитная и графическая структуры. Плагноклаз представлен альбитом № 7-9 с $2\psi = 82^\circ$. Он образует очень редкие мелкие (0,5-1 мм), не совсем правильные таблички, захватывающиеся при кристаллизации кварцем и калишпатом. В некоторых образцах самостоятельные зерна альбита отсутствуют и он встречается только в виде пертитов. Кварц образует две одновременные генерации. Первая из них представлена гипидиоморфными кристаллами размером 2—4 мм, врезанными в зерна калишпата. Более позднее зарождение кварца является составной частью гранофировых срастаний. Щелочные полевые шпаты интенсивно пелити-

зированы. Внутри крупных зерен нередко наблюдаются включения более мелких зерен первой генерации, видимо, представлявших кристаллические «затравки». Многие зерна сдвойникованы по манебахскому закону. Крупные кристаллы калишпата, контактируя друг с другом, образуют причудливую сатурновую линию, обусловленную взаимным проникновением пертитов из соседних зерен. Установлено, что щелочные полевые шпаты представлены богатыми натром ортоклазом и анортоклазом с умеренными ($60-70^\circ$) и большими углами ($80-89^\circ$) оптических осей. Амфибол представлен ксеноморфными очень мелкими зернами, зажатыми в межзерновых промежутках. Судя по взаимоотношениям с другими минералами, его образование шло в заключительный этап кристаллизации. По оптическим свойствам амфибол относится к представителям ряда рибекита. Биотит редок: кое-где он наблюдается в виде ксеноморфных листочков совместно с амфиболом и почти всегда хлоритизирован. В нем так же, как и в амфиболе, встречаются вроски радиоактивного циркона, выделяющиеся при хлоритизации зерна магнетита и эпидота. Ортит присутствует в единичных идиоморфных кристалликах, приуроченных к межзерновым промежуткам. Ксенотим редок и дает четырехугольные разрезы. Сфен расположен по границам зерен, образуя неправильные и клиновидные зерна. Магнетит нередко содержится в значительных количествах (4—6%) и играет роль विकарирующего минерала.

Адамеллиты и гранодиориты. Розовые адамеллиты слагают юго-восточную окраину Буйбинского интрузива, располагаясь в эндоконтактовой 1,5-2-километровой полосе на правом берегу р. Чап, недалеко от ее устья и переходя затем на левый берег р. Ус, где они вскрываются на водораздельных гривах левых его притоков вплоть до осевой части хр. Шешпир-Тайга. Другое, изолированное от главного массива, тело, аналогично первому прорывающее отложения красноцветной шиштыкской свиты, известно в вершинах верхних левых притоков р. Чап, где оно также располагается в осевой части хр. Шешпир-Тайга. В плане тело имеет эллиптическую форму с поперечными размерами 4×9 км и своей длинной осью ориентировано в северо-восточном направлении, подчиняясь общей структуре вмещающих толщ. Северо-западный контакт с песчаниками верхнего силура активный, резкий и погружается к северо-западу под углами $45-50^\circ$. Судя по замерам элементов трещиноватости, юго-западная часть тела адамеллитов представляет собою периклиальный склон, ось которого полого погружается под красноцветные песчаники. Адамеллиты имеют непосредственное продолжение к юго-западу, где они соединяются с их главным массивом. Соединяющая перемычка пока полностью не вскрыта денудационными процессами, но о ее существовании свидетельствует присутствие многочисленных мелких (от 20 м до 1 км в поперечнике) шишкообразных выступов адамеллитов, которые прорывают и метаморфизуют провисшую осадочную кровлю на участке между двумя упомянутыми телами.

Время формирования адамеллитов пока не совсем ясно. Установлено, что в западной части хр. Шешпир-Тайга они прорывают гибридные породы диоритовой интрузии; а также равномернозернистые граниты второй фазы и, вероятно, представляют собою наиболее позднюю интрузивную фазу.

Макроскопически адамеллиты очень однообразны. Серовато-красный цвет, обусловленный присутствием красного ксеноморфного калишпата, табличек белого плагиоклаза и зерен светло-серого ксеноморфного кварца в сочетании с небольшим количеством биотита, повсеместно наблюдающиеся равномернозернистые структуры и ничтожное проявление дайковой фации, представленной кирпично-красными тонкозернистыми

ми микрогранитами, — все это чрезвычайно характерные признаки, которыми адамеллиты отличаются от прочих пород массива. В узкой эндоконтактовой зоне, измеряемой метрами, зернистость пород несколько уменьшается, появляется вместе с биотитом роговая обманка, уменьшается содержание щелочного полевого шпата и адамеллиты постепенно переходят в гранодиориты, которые иногда отсылают послойные апофизы в песчаники шиштыкской свиты.

Микроскопически породы характеризуются гипидиоморфнозернистой, приближающейся к гранитной, структурой. Преобладающим минералом является зональный слегка серицитизированный плагиоклаз № 38-11, отдельные таблитчатые зерна которого достигают 5 мм, что под микроскопом придает породам некоторую порфириовидность. Между более крупными зернами андезин-олигоклаза имеются гранулярные участки, сложенные альбитом № 7—8, ксеноморфным кварцем и пелитизированным микропертитом, содержащим мелкие зерна плагиоклаза и чешуйки биотита. Калишпаты относятся к ортоклазам иногда с повышенным содержанием натра и реже к калинатовым и натровым аноктоклазам с умеренными и иногда с несколько пониженными углами оптических осей. Ксеноморфный кварц содержится в количестве 30—32 %. Листочки биотита либо включены в калишпаты, либо зажаты в межзерновых промежутках, где они, как правило, хлоритизированы с развитием по спайности ксеноморфных зерен сфена, эпидота и рудного вещества. Содержание биотита составляет 5-7 %.

В эндоконтактовых частях массивов появляются ксеноморфные силовидные sdвойникованные зерна роговой обманки с $cNg = 16^\circ$ и $2v = 68-69^\circ$. В непосредственном контакте с песчаниками в виде мелкой сыпи присутствуют изометричные зерна бледно-зеленого диопсида и многочисленные зерна ксеноморфного сфена. Их возникновение, видимо, связано с ассимиляцией некоторого количества песчаников, содержавших в качестве цемента кальцит.

Акцессорные минералы, помимо сфена, представлены многочисленными зернами зонального ортита и более редкого зонального циркона.

Дайковая фация адамеллитов. Жильные отщепления адамеллитов очень редки и представлены единичными дайками фельзитовидных или мелкозернистых лейкократовых кирпично-красных микрогранитов. Обычно они имеют северо-восточное простирание и крутое, почти вертикальное ($80-86^\circ$) падение к северо-западу. В приконтактовых частях наблюдаются очень узкие зоны более тонкозернистого строения. Под микроскопом структура микропорфировая, обусловленная присутствием слегка резорбированных, но в общем идиоморфных мелких (0,2-0,8 мм) зерен кварца и калишпата, которые погружены в буроватую кварцево-альбитовую массу. Микровкрапленники окружены сферолитовыми оторочками. Отдельные сферолиты и их скопления встречаются и самостоятельно, «цементируясь» микрофельзитовой основной массой, в которой кое-где включены мелкие зернышки магнетита, сфена и хлорита.

Дайковый комплекс. К дайковому комплексу мы относим жильные породы, являющиеся общими для всего Буйбинского массива. Они пересекают породы всех интрузивных фаз и даже выходят за пределы интрузива, в связи с чем не представляется возможным связать их появление ни с одной из групп гранитных пород. Специфический состав, особенности положения в плутоне и наиболее молодой относительный возраст заставляют предполагать, что в генетическом отношении породы этого комплекса связаны с более глубинным магматическим источником, чем тот, продуктом кристаллизации остаточной магмы которого явились жильные отщепления каждой из предыдущих интрузивных фаз.

По составу и времени образования породы дайкового комплекса можно разделить на две группы, сформировавшиеся в самостоятельные этапы. К первой группе относятся дайковые породы основного состава, ко второй — кислые породы (гранит-порфиры).

Дайковые породы первой группы. Сюда относятся многочисленные дайки диабазов, диабазовых и кварцевых порфиритов, которые широко распространены на всей площади массива, иногда выходя за его пределы в зону экзоконтакта. Они образуют две системы, одна из которых имеет меридиональное направление с небольшими отклонениями к северо-западу и северо-востоку (в пределах $5-10^\circ$), другая — северо-восточное направление ($20-35^\circ$). Обе системы являются крутопадающими с наклоном контактовой поверхности к западо-северо-западу под углами $65-90^\circ$. Дайковые тела упомянутых пород встречаются одинаково часто как в краевых частях массива, так и в центре, рассекая все породы плутона, за исключением даек грубопорфировых гранит-порфиров. Взаимоотношения между отдельными представителями этой группы неясны, так как нигде не наблюдается их взаимных пересечений.

Мощность отдельных даек варьирует в значительных пределах от 0,2 до 50-70 метров. Мощные дайки прослеживаются на значительные расстояния, иногда до 500-600 метров, хотя чаще их протяженность не превышает 150-200 метров. Интересно, что одиночные дайки основных пород встречаются относительно редко и, наоборот, обычны их серии из нескольких субпараллельных тел.

Дайковые породы второй группы. Дайковые образования этой группы развиты повсеместно. Особенно часто они наблюдаются в южной, юго-восточной и северо-восточной эндоконтактных зонах интрузива, кое-где выходя за его пределы. Несколько реже их можно встретить в центральной части массива среди порфировидных биотитовых гранитов. В петрографическом отношении дайки второй группы представлены только одним типом пород — грубопорфировыми гранит-порфирами, которые в свое время А. Г. Сивовым [4] были описаны в качестве самостоятельной интрузии гранит-порфиров и кварцевых порфиров поздневарисского или даже древнекиммерийского (?) возраста.

Подавляющее большинство даек гранит-порфиров принадлежит к единой системе северо-восточного простирания, имеющей крутые северо-западные углы падения ($62-90^\circ$). Морфологически дайковые тела характеризуются хорошей выдержанностью по простиранию, достигая 500-600, а иногда и более метров в длину при мощности от нескольких метров до 15-30 м. Примером может служить 15-ти метровой мощности дайки гранит-порфиров, прорывающая равномернозернистые граниты в приконтактной северо-восточной части массива, прекрасно прослеживаемая более чем на 600 метров и приурочиваемая к системе крутопадающих трещин, подчеркивающих положение контактовой поверхности.

Взаимоотношения с широко распространенными дайковыми диабазами отчетливо устанавливаются во многих местах. Подмечено, что гранит-порфиры внедрялись по тем же трещинным путям, что и диабазы, нередко прорывая последние. Такие взаимоотношения наблюдаются в 4 км западнее оз. Меткуль, в приустьевой части р. Чап и в других местах. Оригинальным является то, что гранит-порфиры содержат более или менее оплавленно-растворенные ксенолиты диабазов даже тогда, когда они не соседствуют с диабазами или последние вообще отсутствуют поблизости. Это, видимо, указывает на то, что дайки диабазов не всегда достигают современной денудационной поверхности, а интрузировавшие гранит-порфиры, используя те же пути, выносят их обломки.

От прочих гранит-порфировых пород дайковые породы этой группы отличаются чрезвычайно характерным для них внешним обликом. Это

грубо- и крупнопорфировые породы красной, розовой и желтовато-красной окраски. Вкрапленники представлены мясокрасным, красным, розовым и желтоватым калишпатом, зерна которого достигают 1—3 см, более редкими серовато-белыми табличками плагиоклаза (1—1,5 см) и серыми бипирамидальными кристаллами кварца. Темноцветы редки и представлены биотитом и реже идиоморфным амфиболом.

Контакты даек прямолинейные, резкие; в их краевых частях хорошо выражены зоны закалки, которые в наиболее мощных дайках достигают 40—50 см. Непосредственно в эндоконтакте породы имеют фельзитовое строение и либо совсем не содержат вкрапленников, либо они встречаются в единичных зернах, имея размеры 0,5—1 мм. Переходы от зоны закалки к внутренним частям хотя и резкие, но постепенные. Основная масса внутренних частей сравнительно хорошо раскристаллизована. Отмеченные особенности структур гранит-порфиров указывают на то, что внедрение их всегда происходило в холодные породы. Отсутствие вкрапленников в эндоконтактах и появление их в более внутренних частях даек с одновременным увеличением их размеров и количества свидетельствует о кристаллизации фенокристаллов непосредственно на месте становления даек. Этим, собственно, объясняется отсутствие и первичных анизотропных структур, которые безусловно имели бы место при внедрении расплава, содержащего таблитчатые кристаллы полевых шпатов.

Помимо отмеченных структур, в описываемых породах наблюдается значительное разнообразие структур основной массы, в связи с чем можно различать разновидности со сферолито-гранофировой, микрогранофировой, фельзитовой и микрогранитовой структурой.

Порфировые выделения калишпата представлены широкотаблитчатыми кристаллами микро- и криптопертита, иногда покрытого пелитом. На федоровском столике устанавливается, что микропертит относится к калинатровому ортоклазу и анортотлазу. Плагиоклазы-вкрапленники слегка серицитизированы и представлены андезином № 34—38. Очень часты порфировые выделения кварца в виде идиоморфных слегка резорбированных зерен величиною до 1 см. Идиоморфные кристаллы роговой обманки редки, не превышают 2 мм и полностью замещены агрегатом хлорита, эпидота и сфена. Биотит хлоритизирован. В основной кварцполевошпатовой массе в микропоровых участках кристаллизуются эпидот. Изредка встречаются единичные мелкие зерна зонального ортита, циркона, сфена и магнетита.

Таковы в главных чертах особенности петрографического состава Буйбинского массива. В заключение можно отметить, что плутоны «джойских» гранитов представляют собою более сложные образования, чем считалось до сих пор. В частности, Буйбинский интрузив является многократным плутоном, формирование которого происходило в результате нескольких не вполне одновременных вторжений высокотемпературных гранитных магм, поступавших из одного магматического источника или из более глубоких горизонтов интрузивной камеры. Особенностью такого типа гранитов является неспособность их к ассимиляции, несмотря на сравнительно высокую температуру гранитной магмы, приведшей к образованию широких зон кордиеритовых и кварцево-полевошпатовых роговиков. В заключительный этап интрузивного магматизма возникают породы дайкового комплекса, генетически связанные с более глубоким магматическим очагом.

Возраст интрузива. Возрастное положение Буйбинского интрузива определяется тем, что адамеллиты прорывают и метаморфизуют эффузивы кзылбулакской свиты D_{1-2} . В то же время галька буйбинских гранитоидов, по наблюдениям Г. М. Владимирского, находится в составе базальных конгломератов верхнего девона в верховьях р. Б. Уры. Таким

образом, варисский возраст описанных гранитов подтверждается все большим числом геологических наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. К. Баженов. Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. 4, в. 1, 1924.
 2. И. К. Баженов. Предварительный отчет о геологических исследованиях в 1924 г. в юго-западных Саянах. Изв. Сиб. отд. Геолкома, т. 4, в. 5, 1925.
 3. И. К. Баженов. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири, АН СССР, 1934.
 4. А. Г. Сивов. Геология и возраст интрузивов юго-восточного склона Западного Саяна. Материалы по геологии Зап. Сиб. края, в. 33, 1936.
-