~~552~~ : 549
М62
2327
26015

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОЧЕРКИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

УЛАН-УДЭ
1968

А. Н. БУЛГАТОВ

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И КЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТЫ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Одной из важных проблем геологии Витимского плоскогорья является расчленение древних гранитов на позднепротерозойские и кембрийские. До последнего времени не были разработаны критерии для их разделения. Этим, по-видимому, объясняется то, что одни и те же граниты разными исследователями иногда относились к различному возрасту, или, наоборот, разновозрастные граниты объединялись ими в один интрузивный комплекс.

К. А. Шахварстова (1954), исследуя древние граниты западной части Витимского плоскогорья, впервые их расчленила на протерозойские и послекембрийские. Последние, по ее мнению, слагают небольшие массивы, протерозойские же граниты резко преобладают. Иного мнения придерживаются В. Г. Беличенко и др. (1962). Они считают, что в междуречье Кыджимита, Зазы, Оны развиты нижнепалеозойские и более молодые граниты. Геологические работы, проведенные в последние годы В. Н. Гусевым, В. Ф. Рукавцом, Ю. М. Яновым и автором данной статьи, показали, что, наряду с нижнепалеозойскими и мезозойскими гранитами, в этом районе пользуются распространением и позднепротерозойские граниты.

П. М. Хренов, В. П. Руднев, М. А. Гладышев, А. Н. Булгатов, П. В. Осокин, Н. А. Фишев и другие занимались изучением древних гранитов в северо-западной части Витимского плоскогорья и в Икатском хребте. Эти исследователи по данному вопросу придерживаются различных точек зрения. Одни из них (П. М. Хренов, В. П. Руднев, М. А. Гладышев, Н. Н. Булгатов) утверждают, что из древних гранитов наиболее широким распространением пользуются граниты позднепротерозойского возраста; другие (П. В. Осокин, Н. А. Фишев), наоборот, считают, что позднепротерозойские граниты слагают небольшие массивы среди преобладающего поля нижнепалеозойских гранитов. Следует отметить, что П. В. Осокин, Н. А. Фишев и другие исследователи граниты относили к нижнему палеозою на основании того, что они прорывают отложения точерской свиты, возраст которых, по новым данным (А. Н. Булгатова, В. В. Васильченко, А. А. Гамчян, А. В. Хрипкова), определяется как позднепротерозойский.

Среди сторонников ограниченного развития нижнепалеозойских гранитов в северо-западной части Витимского плоскогорья и на Икатском хребте также существуют разногласия в отношении состава и объема витимканского интрузивного комплекса. П. М. Хренов (1957, 1961, 1964), В. П. Руднев и другие к витимканскому комплексу наряду

с гранитами относят гранодиориты, диориты, габбро, образовавшиеся в результате ассимиляции вмещающих пород кислой магмой. Одним из типичных нижнепалеозойских гранитных массивов, в краевых частях которого образуются гибридные породы, они считают «бурундинские граниты», прорывающие, по их мнению, нижнекембрийские отложения. Нашими исследованиями установлено, что к нижнему кембрию относились разновозрастные (позднепротерозойские и нижнекембрийские) отложения, а «бурундинские граниты» прорывают докембрийские отложения и присутствуют в гальке конгломератов нижнего кембрия.

Из изложенного выше видно, что одной из причин разногласий в вопросе разделения древних гранитов на позднепротерозойские и кембрийские является то, что такое расчленение часто не обосновывалось достоверными геологическими фактами.

На Витимском плоскогорье фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские отложения установлены в бассейнах рек Зазы, Холоя, Олдынды и Турки. В своем распространении они приурочены к Западно-Забайкальской геосинклинальной системе, ограниченной с северо-запада зоной Олдындинского глубинного разлома (структурного шва).

Нижнекембрийские отложения бассейнов рек Олдынды и Зазы, междуречья Бутуя и Джилинды прорываются крупными батолитами гранитов, не распространяющихся в данном районе северо-западнее Олдындинской зоны разломов. По данным В. Н. Гусева, они присутствуют на р. Уаките (приток Джилинды) в гальке конгломератов исташинской свиты, возраст которых, по мнению большинства исследователей, является верхнекембрийским — нижнеордовикским. Приведенные нами данные о геологическом обосновании возраста позволяют считать эти граниты достоверно кембрийскими. Следует отметить, что в других частях Витимского плоскогорья подобные геологические факты по обоснованию возраста гранитов кембрия не установлены.

Позднепротерозойские граниты распространены северо-западнее Олдындинского структурного шва, в междуречье Витима, Витимкана и Кыджимита. Возраст их устанавливается следующим: с одной стороны, они прорывают и метаморфизуют протерозойские отложения, с другой — встречаются в обломках конгломератов нижнего кембрия (низовье Джилинды и верховье Б. Амалата).

Таким образом, по обе стороны Олдындинской зоны глубинных разломов в междуречьях Витима, Витимкана, Кыджимита, Зазы, Джилинды и Бутуя развиты позднепротерозойские и кембрийские граниты (рис.). Ниже приводится их сравнительная геологическая характеристика.

Позднепротерозойские граниты данного района слагают крупный батолит, имеющий вытянутую с юго-запада на северо-восток форму, который занимает ядро Верхневитимского антиклинория, его форма в целом согласуется с простиранием пород протерозоя.

Внутренняя структура батолита позднепротерозойских гранитов специфична. В центральной его части устанавливаются параллельно-линейные текстуры течения, выраженные ориентированным линейным расположением в гранитах кварца, полевых шпатов и биотита. Они характерны для лейкократовых среднезернистых гранитов, распространенных в основном в верховьях рек Дулесмы, Сукондикана, Стати, Судунды, Витимкана и Муясына. Эти граниты развиты совместно с гранитами массивной текстуры.

По мере движения от центральной части батолита параллельно-линейная текстура течения сменяется плоско-параллельной текстурой,

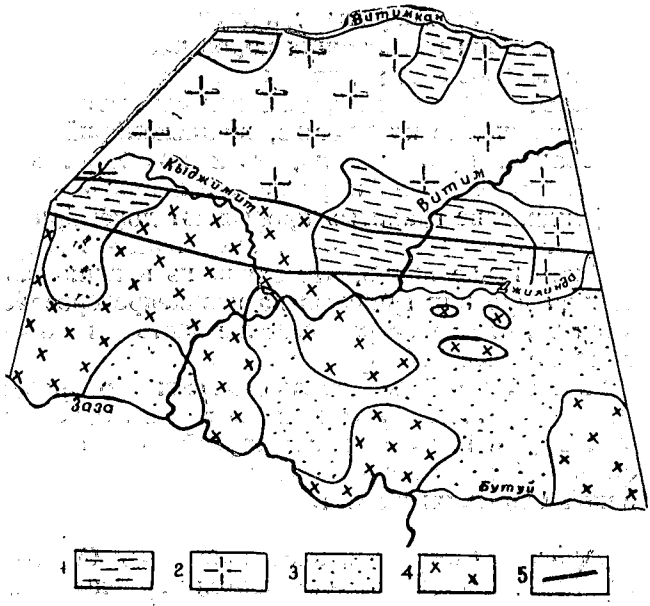

Рис. 1. Схема распространения позднепротерозойских и кембрийских гранитов в междуречье Витима, Витимкана, Кыджимита, Зазы, Джилинды и Бутуя.

1—метаморфические породы позднего протерозоя; *2*—граниты позднего протерозоя; *3*—осадочно-эффузивные породы нижнего кембрия; *4*—граниты кембрия; *5*—главные линии разрывных нарушений Олдындинского структурного шва.

выраженной в виде гнейсовидности пород. Эта текстура подчеркивается плоско-параллельным расположением мелких лейст и линзовидных скоплений темноцветных минералов. Изредка в гранитах наблюдается сочетание параллельно-линейной и плоско-параллельной текстур течения. Гнейсовидные граниты наибольшее распространение получили в бассейнах р. Муясына и левых притоков Витима и Кыджимита.

В контактовых зонах батолита гранитов позднего протерозоя широко развиты инъекционные и инъекционно-метасоматические мигматиты, в которых четко устанавливается плоско-параллельная текстура течения. Площадь распространения мигматитов в целом вытянута параллельно контакту батолита и согласуется со структурой вмещающих пород. Мигматиты развиты в бассейнах рек Витима, Турокчи, Стати, Судунды, а также в междуречье Муясына и Витима.

Внутри описываемого плутона известны многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Они встречаются, главным образом, среди гнейсовидных гранитов и гибридных пород, то есть в краевых его фациях, в абиссальных частях батолита они не наблюдаются. Ксенолиты встречаются примерно до глубины 500 *м* от верхнего контакта батолита. Например, они обнаружены в нижней части узкой и глубокой долины Витима (выше устья Рогачей), прорезающей данный батолит. Относительная высота водоразделов — 400—450 *м*. Следует отметить, что элементы структуры ксенолитов совпадают с таковыми рамы.

Внутренняя структура батолита позднепротерозойских гранитов указывает, по-видимому, на то, что кристаллизующая гранитная магма не находилась в статических условиях.

Описываемый нами батолит гранитов дифференцирован. В строении его наблюдаются значительные вариации состава, структуры и тек-

стуры. В распределении отдельных разновидностей намечается определенная закономерность. Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты слагают эндоконтактовые зоны. По мере движения к внутренней части батолита они сменяются серыми мелкозернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми, часто гнейсовидными гранитами, затем среднезернистыми серыми лейкократовыми (с незначительным содержанием биотита) гранитами. Кроме того, в данном батолите установлены метасоматические порфиробластические граниты, которые образовались за счет диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов[1].

Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты широко распространены в верховьях Муясына, а также в бассейнах Аргады и Имакана. На левом водоразделе Витимкана они распространены узкой полосой вдоль водораздела, слагая наивысшие абсолютные отметки. Нам кажется, что здесь диориты и гранодиориты подчеркивают приповерхностную часть данного плутона.

По составу темноцветных минералов устанавливаются биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотит-роговообманково-пироксеновые диориты, биотит-роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты.

Мелкозернистые биотитовые и биотит-роговообманковые, часто гнейсовидные граниты (по результатам описания около ста шлифов, распределены почти равномерно в пределах батолита) содержат микроклин (30—45%), плагиоклаз (25—40%), кварц (20—30%), биотит (5—15%). В биотит-роговообманковых гранитах плагиоклаз чаще всего преобладает над микроклином (40—60% и 15—40%); кроме того, в них присутствуют кварц (до 30%), биотит (3—7%), роговая обманка (10—15%). В лейкократовых гранитах содержатся микроклин (30—50%), плагиоклаз (30—40%), кварц (25—30%), биотит (1—3%).

По своему химическому составу позднепротерозойские граниты (таблица, анализы 1—7) близки к составу нормальных типов гранитов, по Дэли. От последних описываемые граниты отличаются иногда более высоким содержанием суммы щелочей (анализы 6, 7) и окиси кремния (анализы 1, 2, 4). Значение «n» в них меняется от 46 до 70. Если высчитать среднее по семи анализам, то «n» будет равен 60, то есть будет незначительно выше, чем в гранитах нормального типа, по Дэли. Небольшие отклонения в позднепротерозойских гранитах выражаются в большем значении коэффициента «m» и меньшем — коэффициента «f».

Результаты спектрального анализа показали, что в гранитах из акцессорных элементов присутствуют бериллий, медь, свинец, барий, стронций, ванадий, гафний, иттербий, цирконий, галлий, в очень редких случаях — цинк, молибден, лантан, ниобий.

Жильная фация позднепротерозойских гранитов представлена аплитами, пегматитами, пегматоидными гранитами, мелкозернистыми гранитами, диоритами и диоритовыми порфиритами. Все они пространственно тяготеют к рассматриваемому батолиту и отсутствуют, за исключением аплитов и мелкозернистых гранитов, в пределах развития кембрийских гранитов.

Жилы аплитов и мелкозернистых гранитов распространены широко. Мощность их различная — от нескольких сантиметров до сотен метров. Они чаще всего секутся жилами пегматитов и пегматоидных гранитов, обратное явление наблюдается весьма редко (р. Муясын).

---

[1] Описание порфиробластических гранитов позднего протерозоя и нижнего палеозоя здесь не приводится.

Также широко распространены жилы пегматитов и пегматоидных гранитов мощностью от первых сантиметров до 15 *м*. В верховьях рек Аргады, Турокчакана, Дулесмы они образуют «пегматитовые поля». В пегматитовых жилах редко наблюдаются кристаллы мусковита, достигающие в длину 6—7 *см* (междуречье Кыджимита и Турокчи).

В виде единичных секущих тел встречаются дайки микродиоритов, диоритов и диоритовых порфиритов, более широко они развиты по рекам Витимкану и Аргаде. По отношению к аплитам и пегматитам они являются более молодыми, так как на р. Аргаде первые рвутся дайками диоритов.

Позднепротерозойские граниты оказали интенсивное воздействие на вмещающие породы. Ширина контактово-метаморфической зоны большая — нередко превышает десятки километров. В удалении от гранитов метаморфизм вмещающих пород соответствует биотит-хлоритовой субфации (междуречье Витима и Муясына). По мере приближения к контакту они сменяются породами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. Следует отметить, что вмещающие породы описываемого района изменены главным образом до амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации. Непосредственно на контакте, в междуречье Витима и Муясына, на реках Стати, Судунде и Турокче, устанавливаются инъекционные и инъекционно-метасоматические (по К. А. Шуркину) мигматиты, образующие зону мощностью до 4—5 *км*. Кроме того, на контакте их и карбонатных пород изредка образуются скарны, являющиеся по своему составу скаполит-пироксеновыми, пироксен-гранатовыми, гранатовыми. Мощность зон скарнирования — десятки и сотни метров.

Описывая контактовое воздействие гранитов позднего протерозоя на вмещающие породы, необходимо отметить, что последние подверглись инъекции, метасоматозу, перекристаллизации их без привноса веществ со стороны гранитного батолита. Все эти процессы проявлялись в больших масштабах и протекали, по-видимому, на большой глубине.

Кембрийские граниты, как отмечалось выше, распространены юго-восточнее Олдындинской зоны разломов. Они слагают иногда значительные по размерам батолиты. Форма их чаще всего неопределенная и совершенно не зависит от направления основных складчатых структур вмещающих пород.

Внутренняя структура гранитных батолитов кембрия резко отличается от внутренней структуры гранитных батолитов позднего протерозоя. Эти отличия заключаются в следующем: в кембрийских массивах не наблюдаются параллельно-линейные и плоско-параллельные текстуры течения, а также ксенолиты вмещающих пород. Последние очень редки и встречаются лишь в эндоконтактовой зоне. Своеобразие внутренней структуры гранитных массивов кембрия вызвано условиями кристаллизации магмы. В данном случае процесс кристаллизации ее протекал, вероятно, в более или менее статических условиях.

К кембрию в описываемом районе относятся две группы пород: 1) сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, граниты; 2) лейкократовые, преимущественно среднезернистые граниты. Они соответствуют, по-видимому, различным субфазам, так как в верховье Аланджака (приток Кыджимита) нами был установлен факт прорывания лейкократовыми гранитами сиенитов и кварцевых сиенитов.

Массивы, сложенные породами первой субфазы, имеют сравнительно небольшие размеры. Они средне- и мелкозернистые. Цвет их—от серовато-розового до коричневого. В их составе преобладают калиевый полевой шпат (до 60—70%), плагиоклаз (25—30%) и кварц (15—20%).

Лейкократовые граниты пользуются более широким развитием. Они преимущественно среднезернистые, в редких случаях переходят в мелкозернистые граниты и гранит-порфиры, а также в граниты, более обогащенные биотитом. Кроме того, в них наблюдаются небольшие по размерам шлифовые выделения гранитов пегматоидной структуры. В составе лейкократовых гранитов, окрашенных в розовый, мясо-красный и розовато-серый цвета, резко преобладает калиевый полевой шпат (50—70%), в значительном количестве присутствует кварц (25—35%). Им подчинены плагиоклаз (до 15%) и биотит (до 5%). Приведенные нами данные показывают, что указанные выше граниты близки к аляскитам. Это подтверждается также химическим составом (см. табл., анализы 9—19). В них устанавливается несколько повышенное по сравнению с аляскитами (по Дэли) содержание суммы щелочей при явном преобладании калия над натрием («п» равен 28,8—47,8), а также более повышен коэффициент «в» и «m».

В результате спектрального анализа лейкократовых гранитов в их составе установлены акцессорные содержания бериллия, циркония, галлия, иттербия, ванадия, бария, стронция, в редких случаях — молибдена, цинка, лантана, ниобия, олова, церия, кобальта.

Кембрийские сиениты, граносиениты, граниты и лейкократовые среднезернистые граниты сопровождаются немногочисленными дайками аплитовидных и мелкозернистых гранитов розового и розовато-серого цвета. По своему составу они почти аналогичны лейкократовым гранитам.

Описываемые кембрийские гранитоиды на вмещающие породы оказывают незначительное контактовое воздействие. Оно выразилось в основном в ороговиковании силикатных пород и скарнировании карбонатных пород. Мощность зон роговиков и скарнов незначительна и изменчива — от первых метров до 1 *км*. В скарнах установлено содержание эпидота, граната, пироксена, скаполита, роговой обманки, серицита, тремолита, в роговиках — биотита, кордиерита, роговой обманки и других, которые находятся в различных ассоциациях. Следует отметить, что за пределами зон ороговикования вмещающие их нижнекембрийские отложения изменены очень слабо. Эти изменения соответствуют в основном фации глубокого эпигенеза.

Позднепротерозойские и кембрийские граниты, кроме общих черт, имеют и некоторые отличия:

1) по своему петрографическому и химическому составу. Позднепротерозойские граниты по соотношению калиевого полевого шпата и плагиоклаза и по содержанию кварца являются нормальными; в кембрийских гранитах резко преобладает калиевый полевой шпат и установлено повышенное содержание кварца и пониженное — темноцветных минералов. На это же указывает их химический состав. По составу позднепротерозойские граниты можно считать нормальными, кембрийские — аляскитовыми;

2) по внутренней структуре гранитных массивов. В батолите позднепротерозойских гранитов, в отличие от кембрийских, широко распространены первичные текстуры течения (граниты с линейно-ориентированными минералами гнейсовидной текстуры, мигматиты) и ксенолиты вмещающих пород;

3) по своему составу и распространенности жильных пород. Позднепротерозойские граниты сопровождаются многочисленными жилами пегматитов, пегматоидных гранитов, аплитов, мелкозернистых гранитов, диоритов, диоритовых порфиритов; кембрийские граниты — единичными жилами мелкозернистых и аплитовидных гранитов;

4) по характеру взаимодействий с вмещающими породами и по интенсивности контактового воздействия на вмещающие породы. На эндоконтакте позднепротерозойских гранитов чаще и на значительных площадях распространены диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, которые, по-видимому, образовались в результате ассимиляции вмещающих пород гранитной магмой.

Позднепротерозойские граниты оказали интенсивное воздействие на вмещающие породы; последние подвергаются мигматизации, контактово-региональному метаморфизму, соответствующему амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и биотит-хлоритовой фациям и субфациям. Кембрийские граниты воздействуют на вмещающие породы в узкой экзоконтактовой зоне, подвергая их ороговикованию и скарнированию.

Как видно, отличия разновозрастных гранитов довольно существенны. Они вызваны, вероятно, тектоническими условиями их формирования, определившими различное состояние кристаллизующейся магмы; глубиной становления батолитов (глубина становления позднепротерозойских гранитов была больше, чем кембрийских), определившей характер взаимодействий с вмещающими породами и интенсивность действий на них гранитов, а также состав сопровождающих их жил и даек.

Различие (по содержанию щелочей) состава позднепротерозойских и кембрийских гранитов, на наш взгляд, можно объяснить составом субстрата, за счет которого образовалась гранитная магма. Для позднепротерозойских гранитов этим субстратом, по-видимому, были в основном мощные терригенные толщи позднепротерозойской геосинклинали, для кембрийских — позднепротерозойские граниты, так как каледонская геосинклинальная система была заложена на консолидированной и глубоко размытой области докембрийской складчатости.

Следует отметить, что в позднепротерозойских гранитах, широко развитых в Икатском хребте и в северной и северо-восточной частях Витимского плоскогорья, приведенные выше особенности сохраняются. Кембрийские аляскитоидные граниты, аналогичные вышеописанным, распространены в основном в южной и юго-западной частях данного региона, а также устанавливаются в бассейнах рек Амалата, Чины, Горбылка (Ципиканского), Ципы, Витима (от пос. Романовки до устья Бамбуйки), в Икатском хребте и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

Беличенко В. Г. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья. «Тр. ВСГИ СО АН СССР», вып. 8, М., АН СССР, 1962.

Булгатов А. Н. О некоторых различиях внутренних структур разновозрастных интрузий в бассейне верхнего течения р. Витима. «Мат-лы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья», ВСЕГЕИ, БГУ, ЧГУ, Улан-Удэ, 1960.

Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Салоп Л. И. Докембрийский и нижнепалеозойский магматизм Байкальской горной области. «Геологическое строение СССР», т. 2, Госгеолтехиздат, 1958.

Салоп Л. И. Протерозойский магматизм Средне-Витимской горной страны, Прибайкалья и Витимского плоскогорья. «Геология СССР», т. XXXV — Бурятская АССР, ч. I, М., изд-во «Недра», 1964.

Хренов П. М. Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы металлогении. «Мат-лы по изучению производительных сил Бур.-Монг. АССР», вып. 3, Улан-Удэ, 1957.

Хренов П. М. Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. «Проблемы тектоники», М., Госгеолтехиздат, 1961.

Хренов П. М.. Нижнепалеозойские интрузии Западного Забайкалья, Витимского плоскогорья, Восточного Прибайкалья. «Геология СССР», т. XXXV — Бурятская АССР, ч. I, М., изд-во «Недра», 1964.

Шахварстова К. А. Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. «Очерки по геологии Сибири», вып. 17, М., АН СССР, 1954.