

УДК 551.263.038(575.14)

ПЕТРОГРАФИЯ

З. А. ЮДАЛЕВИЧ, Г. Г. САНДОМИРСКИЙ, Г. К. ЛЯШЕНКО

КОШРАБАДСКИЙ МАССИВ — ПРИМЕР ФОРМАЦИИ РАПАКИВИ  
В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

(Представлено академиком Ю. А. Кузнецовым 10 V 1972)

Исследованиями (¹, ³, ⁷–¹²) показано, что в классических областях развития рапакиви с удивительным постоянством проявляется временная и пространственная связь их с породами повышенной основности и щелочности, которые по отношению к собственно рапакиви-гранитам являются относительно более древними, известны под названием гибридных (⁴, ⁸, ¹²) или порфиробластических и метасоматических (¹¹, ¹⁴) пород. В качестве непременных членов таких ранних образований указываются различные плагиоклазиты: аортозиты (¹, ⁹), лабрадориты (³, ¹³), андезиниты (¹¹), олигоклазовые породы (⁸).

Кошрабадский массив прежде относили к комплексу биотитовых гранитов (⁶) или формации биотитовых гранодиоритов (¹⁵). Нами (⁵) показано,

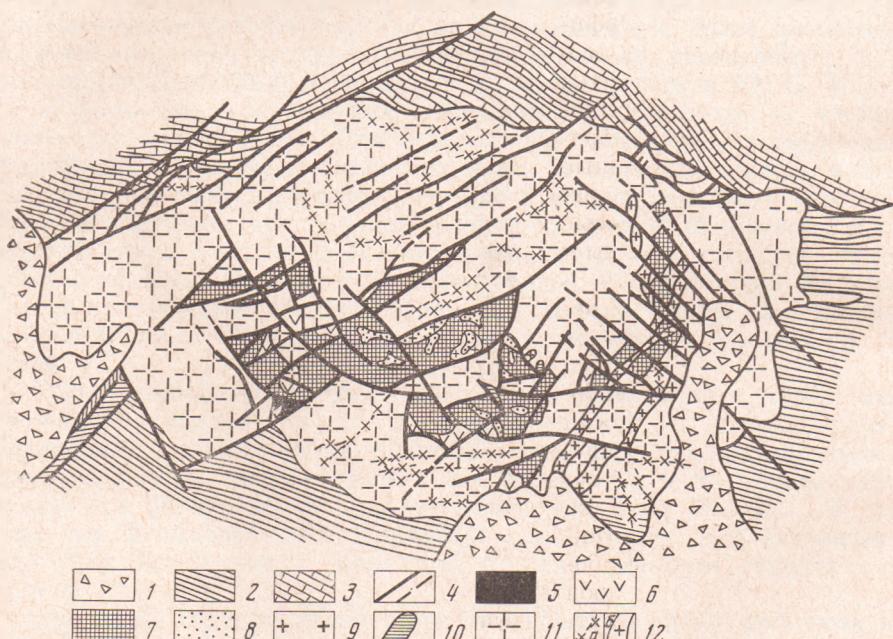


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кошрабадского массива. 1 — четвертичные отложения; 2 — силурийские образования (песчаники, глинистые сланцы, туфопесчаники, туфы андезито-дацитов, силлы диабазов); 3 — кембро-ордовикские отложения (известняки, доломиты, глинистые сланцы); 4 — разломы. Породы ранней ассоциации массива: 5 — габбро (эссекситы); 6 — меласиениты и монцониты; 7 — порфиробластические (овоидные) крупнозернистые сиениты; 8 — андезиниты; 9 — порфиробластические (овоидные) мелкозернистые сиениты. Породы поздней ассоциации: 10 — сиенито-диориты; 11 — объединенные овойдные крупнозернистые и среднезернистые граносиениты; 12 — объединенные овойдные жильные породы (эссексит-порфиры, сиенито-диориты, граниты, овойдные граносиениты, кварцевые сиениты и др., маломощные (a) и мощностью свыше 5,0 м (b)).

что массив представляет самостоятельный габбро (эссеексит)-сиенит-грано-сиенитовый комплекс. Он находится на южных склонах Северо-Нуратинского хребта, в плане имеет яйцеобразную форму (см. рис. 1) и занимает площадь в 190 км<sup>2</sup>. Контакты его крутые до отвесных. Это сложный plutон, образованный следующими относительно разновозрастными подразделениями (в хронологическом порядке): 1) фельдшпатизированные габбройды; 2) габбро (эссеекситы); 3) меланократовые сиениты и монцониты; 4) порфиробластические (овоидные) крупнозернистые сиениты; 5) андезиниты; 6) порфиробластические (овоидные) мелкозернистые сиениты; 7) нордмаркиты (жильные); 8) сиенито-диориты; 9) оvoidные крупнозернистые граносиениты; 10) оvoidные среднезернистые граносиениты; 11) кварцевые сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты, пегматоидные граниты; 12) эссеексит-порфиры; 13) сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты; 14) оvoidные мелкозернистые граносиениты и нордмаркиты; 15) пегматоидные граниты; 16) кварцевые сиенито-диориты; 17) кварцевые сиениты; 18) граносиениты и граниты.

Породы 1–7 (ранняя ассоциация) сосредоточены в центральной части массива, со всех сторон окружены более молодыми образованиями 8–10 (поздняя ассоциация), с которыми сопряжены в основном по разломам, изредка имеют нормальные контакты, свидетельствующие о более молодом возрасте пород поздней ассоциации. Внутреннее строение массива, таким образом, напоминает кольцевые (\*) plutоны. В образовании этих подразделений ведущая роль принадлежит процессам метасоматического преобразования (фельдшпатизация, этиринизация, амфиболизация) габбрового субстрата, останцы-реликты которого местами (западная часть центральной зоны массива; площадь ~2,0 км<sup>2</sup>) по площади значительно превосходят «включающие» их сиениты 3; 4 и 6. Метасоматические процессы в ранней ассоциации имеют неравномерное пространственное распространение, обусловившее неустойчивость минерального состава,

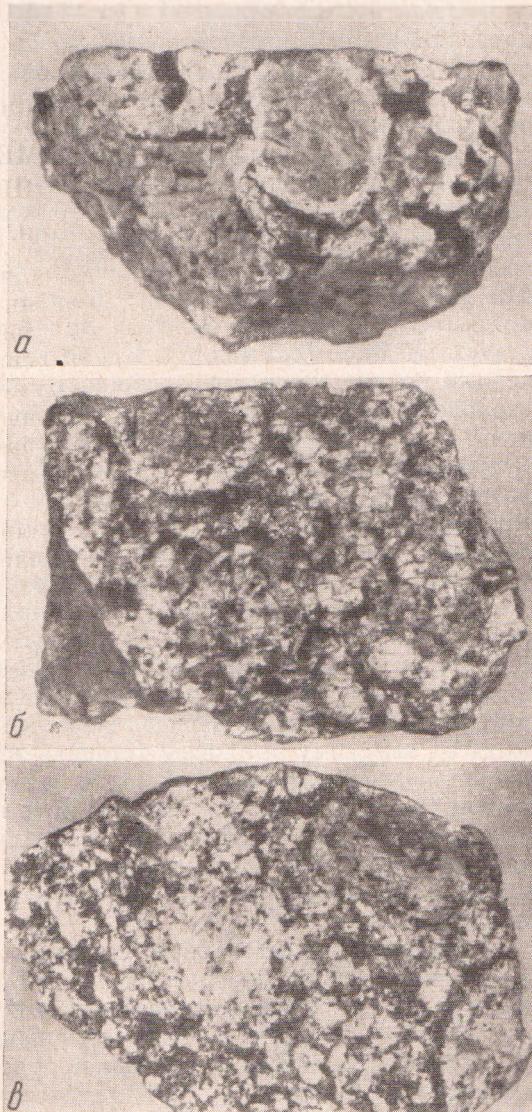


Рис. 2. *a* — оvoidы ортоклаза с олигоклазовой оторочкой в крупнозернистых порфиробластических сиенитах ранней ассоциации; *б* — то же в среднезернистых граносиенитах поздней ассоциации; *в* — оvoid ортоклаза, окруженный существенно биотит-гастингитовым агрегатом в жильных нордмаркитах поздней ассоциации

структуры и текстуры пород, связанных друг с другом как постепенными, так и резкими переходами. Небольшие (до 1500 м<sup>2</sup>) тела подразделений 2; 3; 5 и 6 обычно вырисовываются как шлирообразные автоинтрузивные обособления, незначительно перемещенные от места своего рождения.

Породы 8–18, в отличие от более ранних, несут признаки явно интрудированных тел с высокой степенью однородности вещественного состава, структур и текстур. Петрохимически они близки к породам соответствующего состава из более ранней ассоциации, что нашло отражение в тождественности профилирующих породообразующих минералов, в частности пла-гиоклаза ( $An_{27-28}$ ), амфибола, представленного в основном высокожелезистым гастингитом с повышенным значением  $-2V$  (по  $N_g$  — темно-оливковый, по  $N_m$  — оливковый, по  $N_p$  — светло-оливковый;  $ng = 1,718-1,747$ ,  $nm = 1,697-1,726$ ,  $np = 1,692-1,719$ ;  $CN_g = 8-26^\circ$ ;  $-2V = 41-76^\circ$ ; железистость  $(2Fe_2O_3 + FeO) / (2Fe_2O_3 + FeO + MgO)$  варьирует от 79,4 до 84,8 мол. %) и блитита (по  $N_g$  — темный непрозрачный, по  $N_m$  — оливковый, по  $N_p$  — зеленовато-желтый;  $ng = 1,657-1,670$ ,  $np = 1,597-1,620$ , железистость 71,8–76,3 мол. %). Кроме того, породы ранней и поздней ассоциации родният структурная общность, выражаясь в развитии в них вкрапленников-овоидов щелочного полевого шпата (до 10 × 6–7 см, в среднем 3,5–4,0 × 2,0–2,5 см) и структур типа Prickgranite. Отдельные овоиды сопровождаются ободком олигоклаза ( $An_{20-25}$ ) в виде монокристалла или мелкозернистой массы, иногда агрегата темноцветных минералов (рис. 2). Местами периферическая часть вкрапленников имеет маргинационную структуру. Вкрапленники ранней ассоциации, судя по взаимоотношениям с главной массой и по реликтам заключенных в нем пла-гиоклаза и пироксена, являются порфиробластами. В овоидных породах поздней ассоциации они распределены более равномерно. Во вмещающих массивах накоплениях, их ксенолитах в овоидных граносиенитах, а также в маломощных апофизах вкрапленики отсутствуют. Рентгеноструктурный анализ щелочного полевого шпата из овоидов обеих ассоциаций обнаружил принадлежность их высокому ортоклазу (степень триклинистости  $-\Delta = 0,2-0,3$ ). Щелочицей полевой шпат главной массы из ранних пород также является орто-клазом ( $\Delta = 0,2-0,3$ ), а из главной массы граносиенитов 9, 10 — промежуточным ортоклазом — промежуточным микроклином ( $-\Delta = 0,6$ ) и низким микроклином ( $\Delta = 1,0$ ). Изредка в овоидах из граносиенитов встречаются реликты эгиринизированного пироксена — миперала, этим породам не свойственного.

Особенности вещественного состава обеих ассоциаций позволяют констатировать, что все сообщество пород Кошрабадского массива принадлежит единой природной группе более высокого таксономического ранга по отношению к ранней и поздней ассоциациям, заключающей в себе ряд геолого-петрографических признаков, определяющих ее принадлежность к формации рапакиви (7, 14): 1) разделение на две различных в генетическом отношении относительно разновозрастных ассоциации, из которых ранняя формировалась в условиях значительного влияния метасоматических (рапакивизирующих) процессов и практически автохтонна, в отличие от явно аллохтонной поздней; 2) высокая железистость пород (от 69,1 до 88,8, обычно выше 70,0 %) и их фемических минералов; 3) развитие структур Prickgranite и олигоклазовых, цветных и маргинационных оторочек овоидов ортоклаза.

Возраст данной формации определяется в диапазоне от верхнего силура до ранней перми включительно. Указанные выше признаки определяют ее как «плато-рапакиви» (2), в связи с чем время образования формации необходимо увязывать с платформенным режимом, который в истории геологического развития региона, возможно, обозначен преддевонской консолидацией или этапом спокойного осадконакопления в D<sub>3</sub> + C<sub>1</sub>.

## ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> М. И. Безбородько, Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України, Київ, 1935. <sup>2</sup> В. И. Буданов, ДАН, 151, № 6 (1963). <sup>3</sup> Д. А. Великославинский, Тр. Лаб. геол. докембрия, в. 3 (1953). <sup>4</sup> А. Н. Заваризкий, Петрофикация Бердяушского plutона. Изд. тр., 2, Изд. АН СССР, 1958. <sup>5</sup> И. М. Исамуҳамедов, Петрология Нуратинского батолита, Ташкент, 1955. <sup>6</sup> Э. П. Изох, З. А. Юдалевич и др., ДАН, 200, № 3 (1971). <sup>7</sup> Ю. А. Кузнецов, Главные типы магматических формаций, М., 1964. <sup>8</sup> В. Н. Лодочников, К петрологии Воронежской кристаллической глыбы Русской платформы, М., 1927. <sup>9</sup> В. И. Лучинский, Изв. Варшавск. политехн. инст., Варшава, 1912. <sup>10</sup> А. А. Полканов, Тр. Лаб. докембрия АН СССР, в. 5 (1955). <sup>11</sup> Ю. И. Половинкина, В кн. Геологическое строение СССР, 3, М., 1968. <sup>12</sup> Б. Попов, Тр. СПб. общ. естеств., 1897. <sup>13</sup> В. С. Соболев, Уч. зап. Львовск. унив., 6, в. 5, сер. геол. Изд. Львовск. гос. унив., 1947. <sup>14</sup> Н. Г. Судовиков, Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий, «Наука», 1967. <sup>15</sup> И. Х. Хамрабаев, Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане, Ташкент, 1958.