АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
ТРЕСТ «САМАРКАНДГЕОЛОГИЯ»

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 220

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
DEPARTAMENT OF GEOLOGY OF THE UZBSSR
TRUST «SAMARKANDGEOLOGY»
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 220

THE FORMATION ANALYSIS OF THE GRANITOIDS FROM THE WEST UZBEKISTAN REGION

Responsible editor
dr. of geol.-min. sci. *Izokh E. P.*

PUBLISHING HOUSE "NAUKA"
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk
1975

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОИДОВ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Э. П. Изох*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск
1975

УДК 552.11.311+553.061.2(575.14)

Монография посвящена новой схеме возрастного и формационного подразделения плутонических образований, имеющей значение для геологосъемочных и прогнозно-поисковых работ как в Западном Узбекистане, так и в других районах Средней Азии. В работе применены специальные методы изучения сложных, полифазных и полифациальных плутонов. На базе обширного и полностью оригинального фактического материала обсужден ряд общих вопросов магматической геологии, петрологии и металлогении, для решения которых Западный Узбекистан является весьма благоприятным «полигоном».

Книга представляет интерес для геологов-полевиков, ученых, преподавателей и студентов, занятых картированием, минералого-петрографическим, петрохимическим и петрофизическим изучением, формационным анализом и рудоносностью гранитоидных, а также сопряженных с ними базитовых и щелочных формаций.

Авторы: *Э. П. Изох, З. А. Юдалевич, А. П. Пономарева, М. В. Сухин, И. В. Мушкин, Г. Д. Шмулевич, К. К. Пятков, И. А. Пяновская, Г. Г. Сандомирский.*

This monograph contans a new scheme of age and formation subdivision of plutonic bodies, intended for geological mapping and prospecting within the west Uzbekistan and other areas of the Soviet Middle Asia. Special methods of investigation of polyphase and polyfacies composite plutonic bodies were employed in the course of our work. On the basis of the extensive and completely original facts there was discussed a number of general problems of igneous geology, petrology and metallogeny. The west Uzbekistan is the best „proving-ground" for solutions of the above-mentioned problems.

This book will be of interest for field geologists, seientists, professours and students engaged in geological mapping, mineralogical, petrographical, petrophisical and metallogenic investigation of granitoids and related to them basic and alkaly plutonic formations.

Authors: *E. P. Izokh, Z. A. Youdalevich, A. P. Ponomareva, M. V. Soukhin, I. V. Moushkin, G. D. Shmoulevitsch, K. K. Piatkov, I. A. Pianovskaia, G. G. Sandomirsky*

Ф $\frac{20805-761}{055(02)-75}$ 326—75

© Издательство «Наука», 1975.

ВВЕДЕНИЕ

Эта книга посвящена формационному анализу гранитоидов и ассоциирующих с ними других магматических пород. Поскольку существо и методы формационного анализа понимаются по-разному, следует сказать о тех главных идеях, которыми руководствовались авторы в своих исследованиях и во время написания книги.

Основы учения о геологических формациях были заложены в трудах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, М. А. Усова, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Билибина. После выхода в свет основополагающей работы Ю. А. Кузнецова (1964) учение о магматических формациях получило права гражданства как самостоятельная ветвь геологических наук, а формационный анализ стал непременным методом исследования в области магматической геологии. В отличие от петрографии, описывающей типы или разновидности пород (т. е. минеральных парагенезисов), учение о формациях имеет дело с породными парагенезисами (формациями). Под парагенезисом обычно понимается «сонахождение» или, точнее, «сопроисхождение» (Кузнецов, 1964, с. 18), т. е. первичная ассоциированность пород по месту и времени формирования. При этом обычно предполагается, что такая ассоциированность должна быть результатом действия одного или нескольких взаимосвязанных процессов, так что формационный подход является необходимой ступенью и к модельному (генетическому) подходу к изучению и объяснению геологических явлений.

Хорошо известно, что для установления именно парагенетических (а не чисто случайных) отношений между пространственно ассоциированными породами чисто петрографических методов почти всегда недостаточно. Требуется привлечение геологических наблюдений, касающихся взаимоотношений пород или сложенных ими тел, т. е. одновременности или последовательности их формирования; возраста или возрастного интервала, т. е. стратиграфической позиции; положения в частных и региональных структурах; латеральной и вертикальной изменчивости пород и их сочетаний и т. д. Таким образом, формационный анализ магматических образований прежде всего относится к сфере магматической геологии, а не петрографии, хотя и включает в себя петрографические методы как неотъемлемую составную часть.

В приоритете методов магматической геологии над собственно петрографическими в процессе формационного анализа и состоит одна из руководящих идей книги, которую хотелось подчеркнуть.

Далее. В описательный язык магматической геологии необходимо внести какую-то безусловную или хотя бы условную меру и число с тем, чтобы иметь возможность формализовать самые необходимые описательные понятия и термины. Поэтому данная работа насыщена таблицами и иллюстрациями, призванными пояснить, дополнить или вообще заменить словесные характеристики, которые, как правило, воспринимаются читателем наиболее неоднозначно.

Все более настоятельной становится необходимость выделения опорных (эталонных) объектов, или «полигонов», на примере которых полнее всего могут быть разработаны и проверены как различные приемы формационного анализа, так и пути решения спорных вопросов магматической геологии, петрологии и металлогении. Только при наличии таких «полигонов», во всех отношениях доступных для изучения любому исследователю, можно рассчитывать на воспроизводимость наблюдений и описаний и на упорядочение фактографической базы, т. е. того, что в «точных» науках достигается простым повторением экспериментов и расчетов.

Западный Узбекистан, с точки зрения авторов, один из лучших в СССР «полигонов» такого рода. Интрузивы здесь сравнительно хорошо обнажены, легко доступны, повсеместно проходимы. Геологическая изученность всего региона, а интрузивов в особенности, весьма высокая. Заслуга в том, с одной стороны, принадлежит узбекской петрографической школе (Х. М. Абдуллаев, И. М. Исамухамедов, И. Х. Хамрабаев и другие ученые, а также их многочисленные ученики и последователи), а с другой стороны — геологам треста «Самаркандгеология», которыми в последние годы выполнен большой объем детальных геологических съемок и тематических исследований.

Региональные петрологические и металлогенические исследования в Западном Узбекистане в широком объеме были начаты в 1966 г. Министерством геологии УзбССР по программе, выработанной В. Г. Гарьковцом и выполняемой под его руководством. В 1967 г. для участия в этих работах были приглашены сотрудники лаборатории магматических формаций Института геологии и геофизики СО АН СССР Э. П. Изох и А. П. Пономарева, вместе с которыми в исследованиях в разное время участвовали В. А. Вахрушев (ИГиГ), О. П. Патрикеева, М. В. Баулина (НГУ), В. Н. Метик (ВСЕГЕИ). Работы выполнялись в содружестве с другими подразделениями треста «Самаркандгеология», также проводившими исследования гранитоидных интрузивов по общей программе: петрологической партией Зеравшанской экспедиции (руководитель З. А. Юдалевич, геологи Г. Г. Сандомирский, М. Ф. Фазылзянов, Р. И. Ярославский, Г. К. Ляшенко, Н. В. Логинова и др.), Металлогенической партией той же экспедиции (руководители Г. Д. Шмулевич и И. В. Мушкин, геологи Ю. А. Абакин, Н. Ф. Вяткина и др.), а также Параметрической партией Афрасиабской геофизической экспедиции (руководитель М. В. Сухин).

З А. Юдалевичу и, в меньшей мере, Э. П. Изоху принадлежат разделы, в которых описываются интрузивы Северо-Нуратинских гор, Тамдытау и Букантау, т. е. всей северной части региона. Часть материала, касающаяся Бокалинского, Мадаватского и некоторых других интрузивов, обработана Г. Г. Сандомирским. И. В. Мушкиным обобщены данные об эффузивных образованиях и различных дайках. Г. Д. Шмулевич принадлежат материалы, касающиеся интрузивов гор Каратюбе. М. В. Сухиным представлены данные по геофизической характеристике интрузивов и физическим свойствам слагающих их пород. А. П. Пономаревой и, отчасти, Э. П. Изоху принадлежат данные и выводы по приконтактовым явлениям, которые, как и материалы М. В. Сухина, рассредоточены по различным разделам, а в обобщенном виде помещены в конце книги. Геологический очерк Западного Узбекистана написан К. К. Пятковым и И. А. Пяновской — знатоками региональной геологии Западного Узбекистана.

Редакция текстов, принадлежащих перечисленным лицам, осуществлена Э. П. Изохом. Им же написана остальная часть книги. В некоторых разделах фактический материал, принадлежащий разным соавторам, очень тесно переплетен и, по существу, неразделим. В таких случаях, если не сделано оговорок, авторскую принадлежность исходных

данных легко установить по иллюстрациям или по пояснениям к таблицам анализов, где необходимые ссылки даны везде.

Поскольку все резюме к описательным разделам и преобладающая часть общих глав написаны Э. П. Изохом, в них отражена преимущественно его собственная точка зрения на вопросы, вызывавшие дискуссию среди соавторов. Однако казалось само собой разумеющимся, что участие в коллективной монографии никак не связывает соавторов в той части, которая касается интерпретации фактического материала и выводов, и что за каждым остается естественное право в последующих публикациях по-своему излагать и объяснять тот или иной материал.

Данная книга не является сводкой и тем более — компиляцией. В ней изложены главным образом новые данные, собранные авторами или их сотрудниками в 1967—1970 гг. Материалы других исследователей, уже опубликованные ранее, использованы лишь в той мере, в какой это казалось необходимым для выполнения главной задачи монографии — формационного анализа интрузивов.

Авторы в своей работе пользовались поддержкой и помощью академика Ю. А. Кузнецова, руководителей геологического производства: Х. Т. Туляганова, В. Г. Гарьковца, И. С. Сокола, В. А. Талалова, Р. В. Цоя, Ю. А. Чернявского и других. Исследования велись при самой благожелательной помощи геологов, ведущих геологические съемки и поиски в Западном Узбекистане: Я. Б. Айсанова, Н. Р. Асатуллаева, Е. И. Барковской, А. К. Бухарина, Н. Я. Гурейкина, А. И. Даутова, А. И. Егорова, В. И. Зонова, О. И. Кима, Б. Д. Клименко, В. С. Корсакова, Д. М. Огарева, Н. И. Познякова, Ш. Ш. Сабдюшева, О. А. Старцева, Е. В. Чукарова и многих других. Ценные советы и критические замечания в процессе исследований и во время работы над книгой были сделаны Б. С. Соколовым, А. Е. Довжиковым, Е. Н. Горецкой, Н. П. Михайловым, С. Д. Шером, Г. В. Поляковым, Н. Л. Добрецовым, А. П. Кривенко. В оформление книги много труда вложили М. Ф. Нахаева и О. А. Карпушина, а в обработку петрохимических данных — Б. Ф. Налетов.

Всем перечисленным лицам авторы приносят глубокую благодарность.

Глава I

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

История геологического изучения Западного Узбекистана до начала 60-х годов с большой полнотой рассмотрена в монографии И. Х. Хамрабаева (1958), а также в коллективных монографиях «Петрография Узбекистана» (1965) и «Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане» (1969). Это избавляет от необходимости разбора результатов отдаленных по времени исследований.

В 40-х и 50-х годах специальные петрологические исследования в региональном масштабе были проведены И. М. Исамухамедовым (1955) и И. Х. Хамрабаевым (1958). На изложенных ими материалах и идеях до сих пор основываются сводки и обобщения, касающиеся Западного Узбекистана. Поэтому на данных работах следует остановиться особо.

И. М. Исамухамедовым сравнительно детально были изучены сложно построенные интрузивы Нуратинских гор: Актауский (Писталитауский), Темиркобукский вместе с Кескенсайским, Заркайнарский и другие. Все они, по представлению И. М. Исамухамедова, являются выступами одного крупного батолита — Нуратинского, и это отчасти нашло подтверждение в более поздних геофизических исследованиях. Главные черты строения и формирования батолита, по И. М. Исамухамедову, следующие: 1) батолит сформировался в четыре фазы, которым отвечают комплексы (формации) диоритов, кварцевых диоритов, биотитовых гранитов и аляскитов; 2) породы каждой фазы имеют варьирующий состав, лишь в среднем отвечающий принятым названиям, и являются результатом внедрения разновременных порций магмы вдоль тектонически ослабленных зон; 3) породы каждой фазы образуют самостоятельные интрузивные тела; их нельзя считать остатками «взломанной корки»; внедренный, т. е. собственно интрузивный их характер доказывается выносом ксенолитов из нижележащих уровней и другими данными; 4) внедрение происходило в нормальной последовательности от основных пород к все более кислым; при этом в разных интрузивах число фаз неодинаково и варьирует от четырех до одной; 5) интрузивы, несмотря на грубо согласное залегание среди вмещающих толщ, на деле дискордантны, и срезают структуры боковых пород как на глубину, так и по простиранию; 6) возраст батолита предположительно от C_2 до C_3 включительно, причем самая последняя фаза предполагалась еще более молодой.

Все эти выводы И. М. Исамухамедова, которые для региональной магматической геологии наиболее важны, с некоторыми коррективами подтвердились всеми последующими геологическими исследованиями. Намеченная им последовательность формирования пород в Актауском и Темиркобукском интрузивах как составная часть входит и в разработанную нами схему.

И. М. Исамухамедов, судя по времени публикаций (1947, 1948), одним из первых среди среднеазиатских геологов стал разрабатывать

ассимиляционную гипотезу происхождения многофазных гомодромных магматических ассоциаций. Вслед за ним или, возможно, одновременно ассимиляционная гипотеза была взята на вооружение Х. М. Абдуллаевым (1950, 1954). По времени это совпало с выходом работ В. С. Коптева-Дворникова и началом широкого распространения ассимиляционной гипотезы среди отечественных геологов. Эта гипотеза среди среднеазиатских геологов получила особенно полное признание; она стала своего рода знаменем региональной петрографической школы.

К настоящему времени ассимиляционная гипотеза почти полностью себя исчерпала; всеобщее увлечение ею постепенно сходит на нет. Поэтому вопрос о ревизии и пересмотре тех исходных фактов, которые были положены в основу ассимиляционной гипотезы, встает со всей неизбежностью. На материале Западного Узбекистана, в том числе на объектах, непосредственно изучавшихся И. М. Исамухамедовым, такая ревизия может быть выполнена с наибольшей полнотой и объективностью.

Наибольшее значение для региональной магматической геологии имеет монография И. Х. Хамрабаева: «Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане» (1958). Его исследования охватили всю территорию Западного Узбекистана. Были выявлены наиболее крупные и важные особенности геологического развития, магматизма и металлогении региона, из числа которых отметим следующие.

1. Выделено несколько крупных этапов истории развития региона: раннепалеозойский (включая S_2) с основными вулканитами; D_1—C_1 с кислыми и основными эффузивами; C_2 — преимущественно с терригенными отложениями, предшествовавшими главной складчатости; C_3—P_1 — эпоха складчатости и гранитоидного магматизма.

2. Намечено несколько магматических циклов (включая вулканические циклы) и сделан вывод о многократности магматической деятельности и, соответственно, рудообразования.

3. Предложена первая для региона общая схема расчленения интрузивов с выделением двух крупных комплексов: раннекарбонового гипербазит-габбрового и средне-позднекарбонового гранитоидного. Последний позже был отнесен к C_3—P_1.

4. В главном для региона позднепалеозойском комплексе, в развитие идеи И. М. Исамухамедова, выделено также четыре фазы, содержание которых несколько модифицировано: а — габбро и диориты, б — гранодиориты, в — биотитовые граниты, г — аляскиты.

5. Для каждой фазы позднепалеозойского комплекса, в подтверждение выводов П. И. Салова и К. Л. Бабаева, подчеркнуто наличие собственных аплитов и пегматитов.

6. Сделан важный вывод о гетерогенности и разных формах проявления лейкократовых гранитных пород, которые образуют как самостоятельные интрузивные тела последней фазы, так и различные жильные и приконтактовые образования.

7. Для позднепалеозойских интрузивов И. Х. Хамрабаев подчеркивает их внедренный (собственно интрузивный) характер и устойчивый гомодромный путь формирования. Важны выявленные им различия между интрузивами северной и южной частей региона, заключающиеся в различной роли среднеосновных пород, разной степени динамометаморфизма, неодинаковой глубине формирования и, как следствие, разных геохимических и металлогенических особенностях интрузивов.

Эти главнейшие черты магматической геологии региона (с некоторыми коррективами) подтверждаются всеми последующими исследованиями и полностью учтены нами в новой схеме расчленения интрузивов.

За последнее десятилетие И. Х. Хамрабаев и многочисленные его ученики и сотрудники главное внимание уделяли изучению вещества горных пород, в том числе гранитоидов: их минералогии, геохимии, автометасоматическим и постмагматическим изменениям, изотопным соот-

ношениям для целей геохронологии, выявлению критериев глубинности интрузивов и признаков их потенциальной рудоносности и т. п. Результаты этих и других исследований обобщены в монографии И. Х. Хамрабаева «Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов» (1969). Очень детально были исследованы гипербазитовые и особенно габбровые интрузивы Кульджуктау и Тамдынских гор В. В. Барановым, Я. С. Висьневским, К. М. Кромской, Ю. Ф. Баскаковым, Н. И. Крыловым, Ал. Мусаевым, А. Ф. Свириденко и др. Ряд публикаций, посвященных различным типам лейкократовых гранитоидов, был выпущен А. Ф. Свириденко, а затем, в развитие тех же идей, Х. Н. Баймухамедовым. Вместе с тем вопросы региональной магматической геологии в последние годы почти не разрабатывались, несмотря на детальное изучение отдельных интрузивов, которое, впрочем, носило преимущественно петрографический, а не геологический характер. Достаточная иллюстрация тому — незыблемость первой схемы расчленения, предложенной около 15 лет назад и затем многократно повторенной в последующих диссертациях, статьях и сводных работах. Именно этот пробел, касающийся геологии интрузивов и их расчленения, в первую очередь восполняется нашей книгой.

Глава II

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

В пределах региона выделяется ряд структурно-формационных зон (рис. 1), которые отличаются друг от друга типом разреза домезозойских толщ, временем проявления перерывов и фаз складчатости, характером вулканической деятельности, составом органических остатков и т. д. С теми или иными поправками, касающимися деталей геологической истории и границ, эти зоны признаны сейчас большинством исследователей.

Южногиссарская зона. Признаками, оправдывающими ее выделение в качестве особой структурной единицы, являются: а) наличие докембрийских сильно метаморфизованных пород; б) существенно карбонатный разрез силура и девона с сокращенной мощностью последнего и выпадением среднедевонских (кроме эйфеля) и верхнедевонских отложений; в) чрезвычайно большая мощность почти всего каменноугольного разреза, представленного вулканогенно-осадочными толщами; г) наличие пермских кислых эффузивов (рис. 2).

Зеравшано-Алайская зона (именуется также Кульджуктауской). Разрез начинается отложениями O_{2-3}: сланцами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, известняками (до 400 м), местами с горизонтами кварцевых альбитофиров, их туфов, туфопесчаников. Затем согласно следуют лландоверийские сланцы, песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, кремнистые породы, кварциты, гравелиты (550 м) и венлокские известняки, доломиты, кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы, порфириты среднего и основного состава, кварцевые порфиры, лавобрекчии, туфы (до 850 м).

Выше согласно лежат известняки S_2 с прослоями кварцевых песчаников и сланцев (600 м), а затем эйфельские известняки. На последних с размывом залегают живетские известняки с прослоями, линзами и желваками кремнистых пород. Общая мощность девона до 1200 м. Далее по разрезу с размывом залегают верхнефранские песчанистые известняки (60 м). На различные более древние породы несогласно ложится мощный турнейский ярус (более 1270 м): сланцы, алевролиты, олигомиктовые и полимиктовые песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов, кремнистых пород и пачками известняков в верхах разреза. Выше идут верхневизейские тонкослоистые и массивные органогенные известняки (50 м). Затем с несогласием залегает верхнемосковский подъярус: переслаивание песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, изредка известняков (до 500 м). Отложения позднего карбона и перми неизвестны.

Для зоны в целом характерен относительно маломощный терригенно-карбонатный нижний палеозой с резко подчиненной ролью вулканогенного материала; разрез от верхнего силура до эйфеля включительно известняковый; обилие перерывов и несогласий в позднем девоне и карбо-

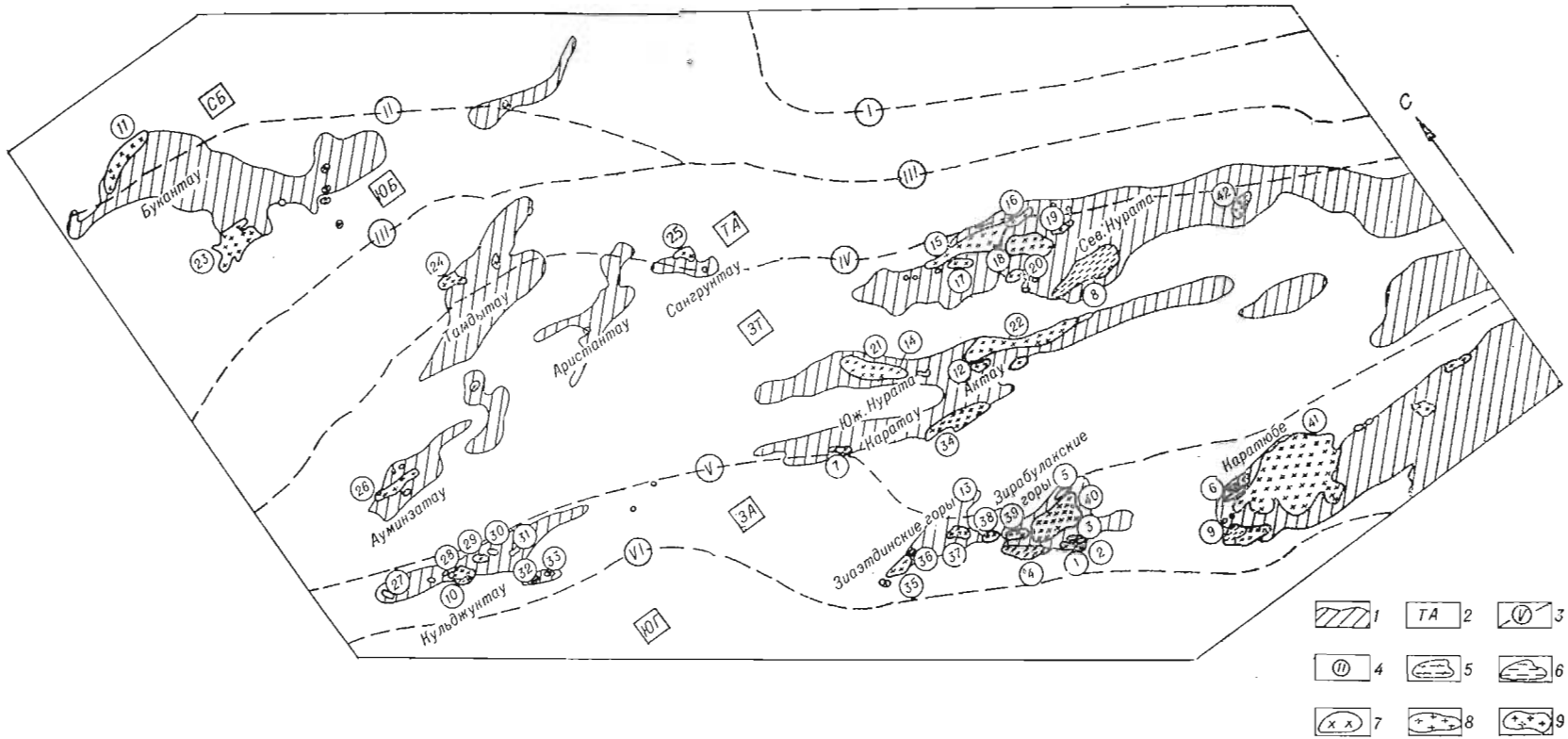


Рис. 1. Обзорная карта Западного Узбекистана и схема тектонического районирования (по К. К. Пяткову, И. А. Пановской и Ю. К. Быковскому).

1 — выходы домезозоя; *2* — структурно-формационные зоны: СБ — Северобукантауская, ЮБ — Южнобукантауская, ТА — Туркестано-Алайская (Тамдытауская), ЗТ — Зеравшано-Туркестанская (Ауминза-Бельтауская), ЗА — Зеравшано-Алайская (Кульджуктауская), ЮГ — Южногиссарская; *3* — краевые глубинные разломы (границы структурно-формационных зон): I — Чардаринский, II — Букантауский, III — Джаманкумский, IV — Мурунтау-Северонуратинский, V — Зеравшанский, VI — Гиссарский; *4* — номера интрузивов; *5* — интрузивы Тымского адамеллит-гранитового комплекса — aD_1 (в Зирабулакском ареале: *1* — Тымский, *2* — Карачакудукский, *3* — Джалкырский, *4* — Кетменчинский, *5* — Северный, в Каратюбинском ареале: *6* — Аксайский, Тамчинский и Ингичке-Боло, *7* — Четтыкский; *6* — интрузивы Кошрабатской габбро-сиенит-гранодиенитовой серии — D_3—C_1 (*8* — Кошрабатский, *9* — Лолабулакский, *10* — Тозбулакский); *7* — интрузивы Бокалинской габбро-тоналит-гранитовой серии — C_2m (*11* — Бокалинский, *12* — Янгаклыкский, *13* — Каракутанский, *14* — Заркайнарский; *8* — интрузивы Нуратинской габбро-диорит-гранодиорит-гранитовой серии — C_3—P_1 (в Северо-Нуратинском ареале: *15* — Темиркобукский, *16* — Кескенсайский, *17* — Мадаватский, *18* — Устукский, *19* — Сентябский, *20* — Акчинский, в Южно-Нуратинском ареале: *21* — Заркайнарский, *22* — Актауский); *9* — интрузивы Кульджуктауской габбро-гранитовой серии — C_3—P_1 (*23* — Алтыштауский, *24* — Чарыктинский, *25* — Аяк-Кудукский, *26* — Ауминзатауский, в Кульджуктауском ареале: *27* — Бельтауский, *28* — Тозбулакский, *29* — Шайдаразский, *30* — Актостинский, *31* — Таушанский, в Кынгыртауском ареале, *32* — Шурукский, *33* — Восточный Кынгыртауский; в Каратауском ареале: *34* — Каратауский, в Зиаэтдинском ареале: *35* — Кошкудукский, *36* — Майзакский, *37* — Акмазарский, *38* — Карнабский, в Зирабулакском ареале: *39* — Чиракджуринский, *40* — Зирабулакский, *41* — Каратюбинский плутон, *42* — Койташский интрузив)

не; сравнительно мощная терригенная турнейская толща, лишенная в отличие от Южногиссарской зоны вулканогенных пород.

Зеравшано-Туркестанская зона (именуется также Ауминза-Бельтауской). Низы разреза сложены породами ауминзинской (1400 м), тасказганской (900 м) и бесапанской (900 м) свит. Первые две состоят из слюдяных сланцев, кварцитов, мраморов, основных эффузивов и кремнистых пород. Бесапанская свита существенно терригенная. Она подразделяется на две части (подсвиты), разделенные пачкой гравийных песчаников с линзами и прослоями гравелитов, мощностью до 100 м. Возраст свит условно принимается как протерозойский. Верхи бесапанской свиты могут относиться к раннему кембрию.

На востоке зоны в хр. Нурата выше бесапанской свиты располагается живачисайская свита среднего — верхнего кембрия (до 450 м), представленная чередованием песчанико-сланцевых, кремнистых и карбонатных пород. Выше лежит толща тремадок-аренигских аргиллитовых сланцев (150—200 м). Здесь известны также отложения среднего — верхнего ордовика (300 м): глинистые, глинисто-слюдистые, кварцево-слюдистые сланцы, алевролиты, полимиктовые песчаники, редко глинистые известняки. К лландоверн и венлоку относятся мощные (до 1700 м) терригенные отложения: серицит-хлоритовые, глинистые, углисто-кремнистые сланцы, песчаники, реже гравелиты, конгломераты и туфогенные породы, к лудлову — известняки, песчаники, гравелиты, конгломерато-брекчии, глинистые сланцы и алевролиты (до 500 м), согласно лежащие на верхнем венлоке и согласно же перекрытые надлудловскими существенно карбонатными отложениями (200 м), содержащими в верхней части известняковые конгломераты.

В горах Мальгузар и южнее верхнесилурийская часть разреза представлена на севере карбонатными (950 м), а на юге — терригенными отложениями (300 м). Последние несогласно лежат на верхнем венлоке и также несогласно перекрыты нижним девоном.

Разрезы нижнего и среднего девона в Зеравшано-Туркестанской зоне, подобно разрезам верхнего силура, сильно разнятся на разных площадях. Это обстоятельство позволяет подразделить ее на две подзоны: Южнонуратинскую и Ауминза-Северонуратинскую. В первой к D_1—D_2e отнесена толща переслаивающихся песчаников, алевролитов, различных сланцев, эффузивных пород среднего и основного состава с линзами известняков и доломитов, конгломератов и гравелитов (до 1500 м). Выше размещается нерасчлененная толща среднего девона — среднего карбона: известняки, доломиты, мраморы с редкими прослоями и пачками кремнистых пород, аргиллитов, конгломератов и гравелитов в верхней части. Общая мощность более 900 м. Толща сильно метаморфизована, внутри нее возможны перерывы и несогласия.

В Ауминза-Северонуратинской подзоне к нижнему девону отнесена толща (200 м) известняков и доломитов с линзами кремнистых пород, гравелитами и конгломератами в основании. На западе Северного Нурата и в Центральных Кызылкумах эти отложения несогласно лежат на докембрийских образованиях. Выше них согласно, а местами с размывом, залегают эйфельские криноидные известняки с линзами кремней и глинистые доломиты с редкими прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников. Мощность 600 м. Выше следуют известняки и доломиты живетского яруса (до 100 м) и толщи верхнедевонских и нижнекаменноугольных карбонатных отложений общей мощностью свыше 1000 м. Внутри есть размывы и несогласия.

Далее несогласно залегают верхнебашкирские — нижнемосковские отложения: известняки с прослоями песчано-аргиллитовых пород и бокситов в основании (340 м), а выше — мощная (около 1000 м) толща рассланцованных аргиллитов, алевролитов, конгломератов с прослоями известняков. Заканчивается разрез несогласно лежащей верхнемосков-

ской толщей полимиктовых песчаников, конгломератов, алевролитов, сланцев, известняков мощностью до 700 м.

В пределах Западного Узбекистана Зеравшано-Туркестанская зона представляет собой сложное по своему строению и геологической истории сооружение. В отличие от более южной Зеравшано-Алайской зоны для нее характерно широкое развитие древних толщ — протерозойских и кембрийских на западе, в Центральных Кызылкумах, и мощных терригенных отложений силура на востоке, в хр. Нурата и горах Мальгузар. В раннем палеозое восточная часть этой зоны по отношению к соседним выступала как область преимущественного погружения, причем благодаря присутствию основных вулканитов она приобретает некоторые черты эвгеосинклинали. В западной части в это время существовало внутригеосинклинальное поднятие: здесь на древние толщи непосредственно ложится нижний девон. В период от начала девона и даже от позднего силура до раннебашкирского времени включительно зона имела сложную историю: дифференцированный по площади режим осадконакопления, что зафиксировано в сильной изменчивости типов разрезов; переменный знак тектонических движений, что отражено в обилии перерывов и угловых несогласий. В отмеченный период зона выступает в качестве миогеоантиклинального поднятия. В позднебашкирское — раннемосковское время здесь в отличие от смежных зон происходило интенсивное прогибание, однако без существенной роли грубообломочных осадков (см. рис. 2).

Туркестано-Алайская (Тамдытауская) зона. В основании разреза помещается толща песчаников, сланцев, кремнистых пород, доломитов и известняков, редких прослоев средних и основных эффузивов (до 250 м). В низах толщи местами присутствуют пачки тиллитоподобных конгломератов (до 100 м), а вверху выделяется маркирующий горизонт кремнистых пород и доломитов (25 м). Выше залегает толща зеленых сланцев и основных эффузивов, участками сильно метаморфизованных (до 500 м), затем толща песчаников, алевролитов, сланцев, кремнистых пород, доломитов (до 500 м) и, наконец, толща песчаников с единичными прослоями кремней и доломитов (1000 м). Эти толщи, по-видимому, соответствуют нижнему кембрию. Выше несогласно ложатся вулканогенно-карбонатные слои верхнеленского — среднекембрийского возраста (300 м): рифовые известняки, лавы диабазов и спилитов, туфы, лавобрекчии, лавоконгломераты. Кембрийский разрез венчается толщей песчаников, сланцев, известняков, основных эффузивов, их туфов, кремнистых пород, доломитов (350—600 м). Разрез лландовери представлен кремнистыми породами, филлитами, алевролитами, песчаниками, редкими прослоями конгломератов (300 м), разрез венлока — песчаниками, гравелитами, конгломератами в нижней части, песчаниками и аргиллитами — в верхней (общая мощность венлока до 500 м). Выше с размывом, местами без видимого несогласия лежит лудловская терригенно-вулканогенная толща (альбитофиры, порфириты, их туфы, туфопесчаники с прослоями карбонатных пород) мощностью 1000 м.

На различные более древние отложения в Туркестано-Алайской зоне несогласно ложится нижний девон: конгломераты с обломками кварца и кремнистых пород, а затем мощная (до 1200 м) толща известняков и доломитов D_{1-3}. Выше идут терригенно-карбонатные отложения турне — среднего визе (до 900 м), перекрытые с размывом верхневизейскими известняками (до 200 м).

Далее разрез наращивается несогласно лежащей чимкурганской свитой $Cn—b_1$, состоящей из диабазов, спилитов, порфиритов, их туфов, туфопесчаников, гравелитов, конгломератов, кремнистых пород, доломитов и известняков (до 1000 м). Еще выше залегают верхнебашкирские — нижнемосковские известняки с бокситами в основании (350 м),

аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников (до 500 м). Венчается палеозойский разрез существенно грубообломочной толщей C_2m_2—C_3 мощностью от 150 до 880 м, лежащей несогласно на всех нижележащих отложениях.

Туркестано-Алайская зона в отличие от Зеравшано-Туркестанской в кембрии имела эвгеосинклинальный режим, в ордовике, по-видимому, была приподнята, а в силуре прогибалась менее интенсивно. В девоне в отличие от предыдущей зоны происходило непрерывное накопление карбонатных толщ, а начиная с турне появились терригенные и грубообломочные отложения. В раннем карбоне эта зона раньше, чем соседние, испытывает влияние восходящих движений. Сильно отличается она от Зеравшано-Туркестанской зоны историей развития в намюре — среднем карбоне: наличием мощной вулканогенно-осадочной толщи Cn—b_1 и, наоборот, маломощным и к тому же карбонатным разрезом C_2b_2—m_1 (см. рис. 2).

Южнобукантауская зона. Наиболее ранней здесь считается кремнисто-доломитовая толща Cm_2 (около 100 м). Выше помещается толща песчаников, аргиллитов и алевролитов с прослоями глинистых известняков Cm_{2-3} (250 м). Еще выше располагаются нижнесилурийские (?) песчанико-сланцевые отложения с прослоями гравелитов (400 м), с размывом перекрытые нижним девоном. Известны отложения лудлова — известняки, сланцы, туфогенные породы и конгломераты (до 400 м), также с размывом перекрытые нижним девоном. Последний представлен пачкой доломитов (100 м), сменяющейся известняками и доломитами (200 м), и вышележащей толщей живетских известняков (150—400 м). Еще выше с видимым согласием лежат известняки, реже доломиты верхнего девона (до 300 м) и затем пачка турнейских известняков (70 м). Далее несогласно на всех более древних толщах залегают визейские известняки (400 м).

В горах Кокпатас на верхневизейских известняках располагается толща туфогенных песчаников, туффитов, конгломератов, алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород и андезитовых и диабазовых порфиритов (500 м), в основании которой есть горизонты бокситов. В составе обломочного материала присутствуют органогенные известняки самого различного возраста. Стратиграфически выше лежит толща кремнистых яшмовидных пород, доломитов, кварцитов, песчаников, глинистых и алевролитовых сланцев с единичными прослоями диабазов и спилитов (кокпатасская свита мощностью до 900 м), которая согласно сменяется толщей однообразных ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзами гравелитов (700 м). Возраст указанных отложений принимается как Cn—b_1. Венчается палеозойский разрез Южнобукантауской зоны грубообломочными образованиями позднебашкирского — московского возраста (950 м).

Южнобукантауская зона в отличие от предыдущих характеризуется резко сокращенной мощностью существенно терригенного палеозоя, уменьшенными мощностями карбонатных девона и нижнего карбона (главным образом турне — визе) и мощными вулканогенно-осадочными образованиями намюра — раннебашкирского яруса. Таким образом, по отношению к расположенным южнее зонам она сначала выступала в качестве геосинклинального поднятия, а затем, начиная с конца раннего карбона, как эвгеосинклинальный прогиб.

Северобукантауская зона. Наиболее древними являются ордовикские органогенные известняки. Распространены лландоверийские флишевые отложения (800 м), представленные тонким чередованием аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников, изредка кремнистых пород и гравелитов. На них с размывом и несогласием ложатся нижнедевонские органогенные известняки и известняковые конгломераты (50 м). Условно к верхнему силуру отнесена в северо-западной части

Букантау кумбулакская свита (до 500 м), сложенная преимущественно зелеными сланцами, линзами и прослоями кремнистых пород, в верхней части — с линзами органогенных известняков и известняковых конгломератов. Нижняя граница свиты не установлена. Перекрыта она намюр-нижнебашкирскими отложениями.

В пределах Северобукантауской зоны выделяются также верхневизейские — ранненамюрские органдетритовые известняки (400 м), лежащие на наиболее древних породах несогласно, и мощная (до 1000 м) намюр-раннебашкирская вулканогенно-осадочная тубабергенская свита. Последняя состоит из диабазов, спилитов, кремнистых яшмовидных конгломератов, гравелитов и песчаников с прослоями и линзами органогенных известняков и доломитов. Выше с резким несогласием залегает очень мощная (2500 м) архарская свита C_2, которая состоит из груборитмичного переслаивания конгломератов, гравелитов, песчаников, реже алевролитов, аргиллитов, известняков. Архарская свита с размывом перекрывается сходной с нею литологически второй мощной толщей, содержащей фауну мячковского (?) горизонта C_2m_2.

Северобукантауская зона, таким образом, выступает как особая область с сокращенным разрезом нижнего и особенно среднего палеозоя, с развитой вулканогенно-осадочной (эвгеосинклинальной) формацией раннего карбона и наиболее мощными для всего региона грубообломочными толщами среднего карбона.

* *
*

В настоящее время выделяются в Западном Узбекистане два складчатых комплекса: байкальский и неразделенный каледоно-варисский.

Байкальский складчатый комплекс представлен ауминзинской, тасказганской и бесапанской свитами, обнаженными только в Зеравшано-Туркестанской зоне. Первые две свиты относятся к нижнему структурному этажу байкалид, а бесапанская, лежащая, по Б. Я. Хоревой, несогласно,—к среднему этажу. Формационный состав, степень метаморфизма, мощности, форма дислокаций и другие признаки свидетельствуют о том, что рассматриваемые образования формировались в геосинклинальных условиях. Верхний (орогенный) структурный этаж байкалид сложен «тиллитоподобными» породами, залегающими под фаунистически охарактеризованными породами алданского яруса (Cm_1). Выражен он слабо и не всеми исследователями признается. В последующей истории байкальский складчатый комплекс играл роль основания палеозойской геосинклинальной системы.

Вместе с тем разделение байкальского и каледоно-варисского складчатых комплексов связано с затруднениями, что обусловлено выраженной унаследованностью геосинклинального развития палеозойских прогибов от допалеозойских.

Каледоно-варисский складчатый комплекс. В отличие от более северных районов Среднего Тянь-Шаня, где каледонский цикл проявлен в полном (завершенном) виде, в Южном Тянь-Шане образования каледонского и варисского циклов связаны друг с другом теснее. Орогенный этап каледонского цикла почти не проявлен, но движения на рубеже каледонид и герцинид фиксируются здесь в виде предраннедевонской фазы складчатости. В связи с этим выделяется единый каледоно-варисский складчатый комплекс. Система палеозойских геосинклиналей была заложена в самом начале кембрия и завершила свое развитие в перми. Намечаются три крупных этапа, которым отвечают три структурных этажа: Cm—S, D_1—C_2m_1 и C_2m_2—P.

Верхняя граница нижнего структурного этажа (Cm—S) отчетливо выражена на западе Зеравшано-Туркестанской зоны, где нижний

девон лежит на байкальском складчатом комплексе. Менее отчетлива эта граница в Зеравшано-Алайской зоне, где непрерывный разрез прослеживается от нижнего палеозоя до верхнего девона включительно. Новые данные позволяют предполагать и в этой зоне значительный, но кратковременный перерыв примерно на рубеже силура и девона.

В течение кембрийско-силурийского этапа обособилась Кульджуктауская миогеосинклиналь, в которой накапливались терригенно-карбонатные толщи, а также единый крупный эвгеосинклинальный прогиб, охватывающий Туркестано-Алайскую, Южнобукантаускую и Северобукантаускую зоны. Первая и последняя прогибались интенсивнее, а Южнобукантауская выглядела на их фоне относительно приподнятой. Кроме того, обособилась Зеравшано-Туркестанская зона, в западной части которой осадконакопления не происходило, а в восточной формировались существенно терригенные толщи.

Разрез среднего структурного этажа ($D—C_2m_1$) еще более неоднороден, чем предыдущего. В Зеравшано-Алайской, Зеравшано-Туркестанской и Южнобукантауской зонах он существенно карбонатный и может быть отнесен к миогеосинклинальному типу. В Южногиссарской, Туркестано-Алайской и Северобукантауской зонах ввиду большей насыщенности вулканогенным материалом средний структурный этаж в своей верхней части близок к эвгеосинклинальному типу. При этом Южнобукантауская и Зеравшано-Туркестанская зоны приближаются к геоантиклинальным поднятиям.

Во время формирования среднего структурного этажа активно проявили себя глубинные разломы, служившие палеотектоническими границами. По сравнению с предыдущим этапом отчетливее обозначены различия между всеми структурно-формационными зонами, что связано с усилением тектонической деятельности и складчатыми движениями в конце девонского периода, в предтурнейское, предпоздневизейское и преднамюрское время, проявленными по-разному в разных зонах.

В Туркестано-Алайской и Северобукантауской зонах в конце этапа, в намюр-раннебашкирское время, одновременно с осадконакоплением сформировались южная и северная ветви крупного офиолитового пояса, соединяющиеся в одно целое в юго-восточной части Кызылкумов. Далее на восток пояс протягивается вдоль северной окраины Нуратинских гор.

Верхняя граница среднего структурного этажа фиксируется во всех структурно-формационных зонах по интенсивной предпозднемосковской фазе складчатости, которой завершился собственно геосинклинальный период развития региона, после чего наступил орогенный этап.

Верхний структурный этаж формируется начиная с позднемосковского времени, заканчивается этот процесс где-то в начале триаса. В пределах этажа выделяются два структурных подэтажа: нижнеорогенный, включающий морскую молассу ($C_2—C_3$) и следующие затем гранитные батолиты, и позднеорогенный, образованный верхней молассой $P_2—T_1$, которая в рассматриваемом регионе не установлена. В орогенный этап в Карачатырской (на севере) и Южногиссарской (на юге) зонах закладываются краевые прогибы, выполненные мощной (до 10 км) нижней молассой. Общее воздымание Южнотяньшаньской геосинклинальной области и ее дифференциация в орогенный этап завершились всеобщей исключительно интенсивной фазой складчатости в конце карбона — начале перми, в связи с которой или после которой сформировались главнейшие батолитовые тела гранитов.

Далее следует платформенный период геологической истории региона, характеризующийся континентальным режимом в первой половине триасового периода, а затем морской трансгрессией. Этому периоду отвечают широко распространенные мезозойские и третичные морские, прибрежно-морские и континентальные отложения, образующие покров палеозойской платформы.

Глава III

СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ. ЗАМЕЧАНИЯ ПО МЕТОДИКЕ И ПРИМЕНЯЕМОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ

Авторами предложена следующая схема расчленения интрузивных пород Западного Узбекистана:

1) Тымский адамеллит-гранитовый комплекс — aD_1;
2) Кошрабатская габбро-сиенит-граносиенитовая серия — D_3—C_1;
3) Бокалинская габбро-тоналит-трондъемитовая серия — C_2m;
4) Кульджуктауская габбро-гранитовая серия — C_3—P_1;
5) Нуратинская габбро-гранодиорит-гранитовая серия — C_3—P_1.

За пределами схемы остаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи раннего и среднего палеозоя, основные и ультраосновные (офиолитовые) интрузивы раннекарбонового комплекса (по И. Х. Хамрабаеву), а также самые молодые дайки щелочных габброидов. При сопоставлении этой схемы с прежней схемой необходимо учитывать следующие обстоятельства. Из состава раннекарбонового комплекса И. Х. Хамрабаева изъяты и отнесены к Кульджуктауской серии габбровые тела интрузивов Кульджуктау и некоторых других районов, поскольку это диктовалось как геологическими, так и петрологическими данными. Непрерывная Нуратинская и прерывистая Кульджуктауская серии, объединенные вместе, отвечают позднепалеозойскому многофазному комплексу И. Х. Хамрабаева. Тымский комплекс, Кошрабатская и Бокалинская серии являются новыми для региона подразделениями.

Что касается применяемой терминологии и номенклатуры, то остановимся на двух основных вопросах: номенклатуре гранитоидов и сопряженных с ними пород и систематике ассоциаций основных и кислых плутонических пород, которые именуются здесь габбро-гранитовыми сериями.

К габбро-гранитовым сериям относятся такие ассоциации плутонических пород, которые характеризуются: а) тесной сопряженностью всех пород, б) многофазным формированием, в) гомодромной последовательностью внедрения. Уточним это определение.

Сопряженность означает совместное нахождение или связь с одними и теми же магмоконтролирующими структурами, а также принадлежность к одному интервалу геологического возраста, в течение которого формировалась только данная магматическая ассоциация. Сопряженность — важнейший признак единства петрогенетического процесса, породившего данную ассоциацию пород, иначе говоря — данный породный парагенезис (конкретную формацию).

Геологический признак многофазности — наличие в составе плутона нескольких тесно «спаянных» друг с другом интрузивных тел. Интрузивное тело представляет собой элементарную (простейшую) составную часть сложного плутона, определяемую путем картирования. Главными условиями при этом являются: относительная внутренняя однородность (или свои пределы колебаний состава или структуры) тела; возможность оконтурить его по всему периметру; выявить характерные именно для данного тела приконтактовые фации. Границы интрузивных тел

с породами рамы всегда резкие, но с соседними телами могут быть либо резкими, либо расплывчатыми, причем зона взаимоперехода между контактирующими породами всегда несоизмеримо мала по сравнению с поперечником самих интрузивных тел.

Соседствующие тела в подавляющем большинстве случаев ведут себя как разновременные образования, что доказывается наблюдениями над апофизами, ксенолитами, пересечениями контактом поздних тел различных структурных или вещественных неоднородностей в ранних телах, а также специфическим характером приконтактовых явлений (лейкократизация, биотитизация, ороговикование и т. п.). Подобные признаки разновременности служат обычным критерием для выделения фазы как этапа формирования данного интрузива. Они, однако, могут трактоваться различно, в том числе как критерии фаз (волн) магматического замещения или же фаз кристаллизации либо затвердевания (Слободской, 1971). В подавляющем большинстве случаев мы имеем дело с однородными телами, состав которых не зависит от характера боковых пород; к тому же тела нередко содержат вынесенные с какой-то глубины ксенолиты. Поэтому мы вправе говорить о фазах внедрения. Для многофазных интрузивов, включающих широкий ряд пород от габбро или диоритов до гранитов и сформированных в гомодромной последовательности, такой вывод кажется обязательным и по общим соображениям.

Таким образом, многофазность в нашем случае означает становление плутонов путем последовательного внедрения сближенных, но разновременных интрузивных тел, которые могут быть весьма сходными по составу и (или) структуре или же в любой степени различаться по этим признакам.

Непременной чертой габбро-гранитовых серий является бимодальное, или двухвершинное, статистическое распределение петрохимических, геохимических и иных признаков (Белоусов, 1967, 1970). Поэтому они всегда распадаются на два интрузивных комплекса: габбро-диоритовый и гранитоидный. Нередко к ним присоединяется третий комплекс послегранитовых даек повышенной основности. Именно в результате установления дискретного характера многофазных габбро-гранитовых ассоциаций их было предложено называть не едиными комплексами, как принято, а сериями комплексов (Изох и др., 1957, 1967). Термин «комплекс» в данном случае использован для обозначения групп близкородственных пород, сформированных в одну или несколько последовательных фаз, имеющих свои вещественные и временные границы и, главное, характеризующихся унимодальным статистическим распределением вещественных признаков.

Гомодромность в приведенном ранее определении означает закономерную эволюцию интрузивного процесса от ранних основных пород к поздним все более кислым. Эта черта, присущая подавляющему большинству плутонических и лишь некоторой части вулканических формаций, имеет важный генетический смысл, так как позволяет произвести выбраковку петрогенетических моделей, не удовлетворяющих правилу гомодромности. Наряду с многофазностью, гомодромность также служит аргументом в пользу собственно интрузивного характера плутонов. Поскольку в данной работе разбираются именно многофазные и преимущественно гомодромные плутоны, они везде именуются интрузивами.

Используемая в книге рабочая классификация габбро-гранитовых серий (Изох, 1971) базируется на учете трех групп признаков: щелочности (т. е. соотношения весовых процентов K_2O и Na_2O в силикатных анализах); прерывистости (т. е. количественной роли пород, промежуточных между габбро или диоритами и гранитами); завершенности (т. е. роли нормальных гранитов и лейкогранитов). Как показывает эмпирический опыт, эти признаки, взятые по отдельности или в различных

сочетаниях, лучше всего коррелируются с характером рудоносности интрузивных серий.

Главной таксономической единицей в процессе формационного анализа мы считаем интрузивные серии, а в случае их неполноты или резкой прерывистости — интрузивные комплексы. Обычно серии отвечают конкретным формациям, в понимании Ю. А. Кузнецова (1964), но в отдельных случаях — парам сближенных габброидных или гранитоидных комплексов, т. е. формационным рядам. Последний случай в рассматриваемом регионе относится к Кульджуктауской серии. Группы сходных или однотипных формаций из разных регионов или же разновозрастных объединяются, по Ю. А. Кузнецову, в абстрактные формации, или формационные типы.

Остановимся на употребляемой далее номенклатуре гранитоидов, поскольку именно нечеткостью номенклатуры объясняется большинство недоразумений и прямых ошибок, в явной или скрытой форме присутствующих в работах очень многих исследователей.

Существуют два главных пути классификации и номенклатуры гранитоидов и близких к ним пород, которые необходимо четко различать, так как они отражают разные закономерности магматического петрогенезиса в земной коре. Первый из них — классификация и номенклатура по основности — кремнекислотности, т. е. по содержанию в породах кремнезема и фемических окислов и соответственно кварца и цветных минералов. Эта классификация отражает одну из самых общих закономерностей эволюции гранитсодержащих плутонических ассоциаций — их гомодромную последовательность: габбро — диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — адамеллит — гранит — лейкогранит.

Второй путь классификации и номенклатуры гранитоидов и близких к ним пород учитывает признак их щелочности, т. е. прежде всего соотношения K_2O и Na_2O, а соответственно — калишпата и плагиоклаза, в породах. Эта классификация также отражает одну из очень общих закономерностей магматического петрогенезиса: независимое поведение щелочей. С этой закономерностью связана смена натровых серий и комплексов калиевыми, а последних — высокощелочными в пределах крупных интервалов времени. Ею же зачастую обусловлены фациальные переходы между породами с разной щелочностью в пределах отдельных интрузивных тел. Содержание щелочей в общем случае не коррелируется с количеством кремнезема, т. е. не имеет прямой связи с гомодромной последовательностью комплексов и серий. Тем не менее в петрографической практике, после работ А. Джохансена, А. Н. Заварицкого, Б. М. Куплетского, В. Е. Гендлера, А. Штрекайзена и многих других ученых, укоренился принцип номенклатуры по соотношению калишпата и плагиоклаза, как одному из ведущих признаков. Из-за этого возникают неустранимые противоречия между химической и количественно-минералогической классификациями гранитоидов. Так, породы, в которых плагиоклаз преобладает над калишпатом, независимо от количества кварца часто именуются гранодиоритами или кварцевыми диоритами, хотя по кремнекислотности — основности они могут отвечать гранитам или даже лейкогранитам. Поскольку геологи привыкли считать наименее основными породами все же граниты, а не гранодиориты или кварцевые диориты, неувязка количественно-минералогической номенклатуры с химизмом пород и служит причиной ошибок. Вопрос настолько важен, что его необходимо проиллюстрировать примером, типичным для многих петрографических работ. Как видно из табл. 1, одинаково называемые породы по содержанию SiO_2, а, следовательно, по всем прочим признакам кислотности — основности, перекрывают не только смежные номенклатурные группы, но и значительную часть всего ряда гранитоидов. Поэтому сходные по химизму породы зачастую именуются различно, а существенно различающиеся — одинаково. Причина этой номен-

клатурной неупорядоченности чаще всего обусловлена присвоением породам наименований только по шлифам, без обращения к химическим анализам.

Таблица 1

Интервалы содержаний SiO_2 (вес. %) в интрузивных породах с одинаковыми авторскими названиями

Порода	По И. М. Исамухамедову (1955, табл. 84)		По И.Х. Хамрабаеву (1958, табл. 8, 10, 12, 14)	
	от	до	от	до
Гранит	67,70	73,54	64,82	74,18
Адамеллит	70,38	73,62		
Гранодиорит . . .	62,32	72,68	64,62	70,82
Кварцевый диорит . .	60,56	65,22	54,40	67,88
Диорит	53,24	64,20	51,04	65,00

Мы в своей практике предпочитаем пользоваться не количественно-минералогической, а химической номенклатурой гранитоидов и смежных с ними пород. В основу используемого варианта номенклатуры (табл. 2) положены средние химические составы главных типов пород, по Р. Дэли, которые, несмотря на их очевидную условность, играют роль наиболее общеупотребительных стандартов для сравнения. Только в этом и состоит их значение. Для малоупотребительных терминов (тоналит, трондьемит и т. п.), отличающихся множественным толкованием в смысле состава, выбрано такое из них, которое лучше всего отвечает поставленной цели.

Цель принятой систематики пород — отразить при помощи номенклатуры две главные черты габбро-гранитовых серий: различия по щелочности и направленную (гомодромную) последовательность их формирования. Имеется в виду, что в таких сериях содержание SiO_2 всегда коррелируется с содержанием CaO, MgO и $FeO+Fe_2O_3$, т. е. отражает также основность пород. В данном случае мы идем по пути, намеченному Д. С. Штейнбергом (1944).

Существенно то, что использование петрохимических данных избавляет от того неизбежного субъективизма, с которым сопряжено как выполнение количественно-минералогических подсчетов, так и выбор по ним номенклатуры. Такие подсчеты, вопреки бытующему мнению, в конечном счете обходятся дороже химических анализов. Они требуют больших затрат времени и особенно — высококвалифицированного труда, если только задаваться целью достичь той же степени точности и воспроизводимости, какую в настоящее время дает химический анализ. Важно также то, что число химических анализов, поступающих в обращение, все возрастает. В Западном Узбекистане, например, их накоп-

Таблица 2

Номенклатура гранитоидов и близких к ним пород в комплексах или сериях с разным типом щелочности

SiO_2, вес. %	Тип серии (комплекса)			
	калинатровые	патровые	калиевые	повышенной щелочности
72—75	Лейкократовый гранит	Лейкократовый плагиогранит	Лейкократовый калиевый гранит	Лейкократовый щелочной гранит
70—72	Гранит	Плагиогранит	Калиевый гранит	Щелочной гранит
67—69	Адамеллит	Трондьемит	Монцогранит	Граносиенит
63—67	Гранодиорит	Тоналит	Монцогранодиорит	Нордмаркит
57—63	Кварцевый диорит	Кварцевый диорит	Кварцевый монцодиорит	Кварцевый сиенито-диорит
52—57	Диорит	Диорит	Монцодиорит	Сиенито-диорит

Примечание. Номенклатура калиевых пород дана по Э. П. Изоху и др. (1967).

лено уже несколько тысяч. Поэтому идентификация пород, описанных разными авторами (хотя и под разными названиями), осуществима почти для всех объектов.

По поводу применения номенклатуры пород необходимо сделать замечание принципиального свойства. В отличие от петрографии, оперирующей преимущественно отдельными штуфами и шлифами, главной целью магматической геологии является характеристика геологических, а в данном случае — интрузивных тел. Поэтому одной из первостепенных задач исследования было выяснение степени однородности интрузивных тел. В случае высокой однородности всего тела или отдельных его частей состав обычно обозначается одним термином (например, гранитовый, адамеллитовый и т. п.). Для пород резко варьирующего, негомогенного состава, т. е. явных гибридов или метасоматитов, номенклатура магматических пород не употребляется или применяется с оговорками. При этом в качестве предпосылки, основанной на эмпирическом опыте, подразумевается, что магматические породы в отличие от немагматических обладают высокой внутренней однородностью. То же относится к смешанным породам (мигматиты, агматиты и т. п.), когда собственно магматическая составляющая хорошо обособлена.

Для графического изображения главных особенностей вещественного состава, внутреннего строения и эволюции интрузивных серий и комплексов во времени применены два типа диаграмм: графики эволюции по фазам и фациям (см. рис. 16, 22, 32 и др.) и статистико-петрохимические диаграммы (рис. 4, 6, 9, 17, 33 и др.).

Графики эволюции строятся по средним составам пород тех или иных фаз или приконтактовых фаций и увязаны с соответствующими таблицами. Такие графики нужны для сравнения пород разных фаз друг с другом и с их приконтактовыми фациями, для иллюстрации гомодромного хода эволюции комплекса или серии, а также нарушений гомодромности или иных скачкообразных изменений состава, служащих для обоснования границ между подразделениями внутри серии.

Статистико-петрохимические диаграммы представляют собой обычные вариационные («харкеровские») диаграммы, дополненные частотной гистограммой. Ввиду гомодромности серий они хорошо отражают те же общие черты эволюции, что и график предыдущего типа, хотя и не позволяют показать нарушения гомодромности и иные детали эволюции. Такие диаграммы необходимы тогда, когда геологическое расчленение интрузивов недостаточно вследствие слабой изученности или плохой обнаженности. Они дают достаточно точное представление о типе щелочности серии или комплекса, а при необходимости — также о характере известковистости, железистости и т. п. Кроме того, диаграммы содержат важную дополнительную информацию. Так, фигуративные точки, отвечающие содержанию SiO_2 и нанесенные в нижней графе диаграммы, показывают характер распределения проанализированных пород разного состава. По этим точкам для каждого 5%-ного интервала содержаний SiO_2 строится частотная гистограмма, которая отображает строение интрузивной серии по признакам прерывистости и завершенности. При этом предполагается, что при случайном опробовании (т. е. если не было отдано предпочтение породам каких-либо заранее выбранных фаз или фаций) распределение анализов близко отвечает природным соотношениям пород. Например, если в изученном объекте отсутствуют породы, промежуточные между габброидами или диоритами (признак прерывистости), или граниты (признак незавершенности), то это отразится и на характере гистограммы.

Частотные гистограммы, однако, в большинстве случаев непосредственно не выражают количественных (площадных или объемных) соотношений между породами разного состава. Обычно эти соотношения искажены, так как геологи чаще опробуют редкие породы. Например, габ-

бро и диоритам почти всегда отдается предпочтение перед гранитами. Часто в равной мере характеризуются все типы пород, независимо от распространения. Поэтому важное значение имеет составление отдельных гистограмм, показывающих соотношения площадей, занятых породами тех или иных фаз. Эти гистограммы несут дополнительную информацию о пределах колебаний состава пород той или иной группы (по шкале SiO_2), что изображается шириной столбца. При помощи такого приема показывается перекрытие состава пород смежных фаз или же полное совмещение по этому признаку пород, относящихся к разным фазам.

Вместе с геологическими картами графики эволюции и статистико-петрохимические диаграммы содержат большой объем информации о качественных и количественных признаках интрузивной серии. Часть этой информации выражается определенной мерой или числом, она доступна статистической обработке и может быть формализована. Идя таким путем, есть основания рассчитывать на значительно большую объективность выводов и сопоставлений, чем при манипуляциях с обычными словесными характеристиками. Поэтому казалось необходимым уделить способам графического изображения состава и строения габбро-гранитовых серий специальное внимание.

* *
*

Еще раз подчеркнем, что главным направлением исследований была не петрография сама по себе, а магматическая геология, т. е. разносторонняя характеристика не столько отдельных пород, сколько геологических тел, сложенных магматическими и сопровождающими их другими породами. Исходя из этого принципа, упор сделан на описание интрузивов, а внутри них — на характеристику отдельных интрузивных тел. Совокупность сходно построенных одновозрастных интрузивов характеризует конкретную формацию (комплекс или серию). Вынесенные «за скобки» главные черты последней служат затем для сравнения конкретных формаций региона друг с другом, т. е. для выявления их диагностических признаков и установления их формационного типа.

Таким образом, на первом этапе формационного анализа главными являлись методы полевой магматической геологии. Собственно петрографические методы исследования наиболее важны лишь на следующем этапе, когда необходимо дать вещественную характеристику всем выделенным подразделениям и на этой основе перейти к более широким региональным и межрегиональным сопоставлениям, составляющим основную суть формационного анализа.

Глава IV

ТЫМСКИЙ АДАМЕЛЛИТ-ГРАНИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

К этому комплексу отнесены следующие интрузивы: Тымский, Карачакудукский, Джалкырский, Кетменчинский, Северный, Аксайский, Ингичке-Боло, Тамчинский и с некоторой условностью — Четтыкский (см. рис. 1).

Тымский комплекс по парагенезису гранитоидов и по их петрографическим признакам имеет много общего с гранитоидным комплексом Кульджуктауской серии. Чисто петрографическими методами они почти не отличаются друг от друга. В этом состоит одна из причин того, что Тымский комплекс в качестве самостоятельного подразделения не был выделен раньше, хотя соображения о наличии в Западном Узбекистане древних гранитоидов высказывались неоднократно.

Тымская группа интрузивов

В эту группу входят сближенные между собой интрузивы, разделенные узкими перемычками вмещающих пород, расположенные на крайнем юго-востоке Зирабулакских гор (см. рис. 1). Они были закартированы Е. И. Барковской и Э. С. Сорокиным. Самый западный был назван Тымским, восточный — Карачакудукским, а северный — Джалкырским. Суммарная площадь интрузивов — 22,5 кв. км. Они удлинены в субширотном направлении, представляя собой согласные тела. В том же направлении (290—300°) ориентирована гнейсовидность гранитоидов. Вмещающие породы на севере — песчанико-сланцевые отложения O_{2-3} с прослоями конгломератов, известняков и туфов, а на юге — сильно метаморфизованные песчанико-сланцевые отложения S_1 lп (условно). Кроме того, интрузив рвет мраморы и мраморизованные известняки и доломиты S_1w_2. Е. И. Барковской в этих отложениях в 2—3 км на восток от гранитоидов по простиранию собрана венлокская фауна.

Карачакудукский интрузив составляет два интрузивных тела, разделенных перемычкой слюдяных сланцев и отвечающих двум четко различимым фазам внедрения: крупновкрапленниковых гранитов и мелкозернистых двуслюдяных гранитов.

Крупновкрапленниковые граниты занимают площадь 2,2 кв. км, с юга перекрыты наносами, на севере имеют резкий, хорошо прослеживаемый контакт с двуслюдяными гранитами и метаморфическими сланцами. Породы имеют очень характерный облик: на фоне среднезернистой основной массы, часто темной из-за катаклаза и вторичных изменений, выделяются крупные (до 5—8 см в длину) вкрапленники серого, беловатого или розоватого микроклина прямоугольных очертаний, обычно зональные благодаря мелким включениям. Распределение вкрапленников неравномерное, и притом в любых частях интрузивного тела, как внутренних, так и краевых. Породы сильно гнейсовидны, что выражается в ориентировке вкрапленников и грубополосчатом распределении светлых и темных компонентов. Состав породы: кварц — до 30%, резко-

решетчатый микроклин — 25—30%, слабозональный плагиоклаз № 20—25, реже до № 30 — 30%, биотит — до 10%. Обычны сростки последнего с мелким мусковитом. Акцессорные: апатит, циркон, сфен, изредка ортит.

Судя по двум нашим анализам (№ 1 и 2 в табл. 3), породы отвечают нормальным гранитам. Судя по анализам других авторов (см. рис. 4), есть отклонения в сторону адамеллитов и гранодиоритов. Крупновкрапленниковые граниты местами, причем не только в краевых зонах, содержат много ксенолитов слюдяных сланцев, часто сильно гранитизированных; в таких местах состав гранитов становится неустойчивым, возникают явные гибриды.

Северная граница тела крупновкрапленниковых гранитов не представляет одной линии: наблюдается чередование полос гранитов и гранат-слюдяных сланцев. Во вмещающих сланцах заметна гранитизация, но без крупных порфиробластов. В нескольких местах к северу от выс. 624,6 м отмечено пересечение крупновкрапленниковыми гранитами древних кварцевых жил: сильнометаморфизованных, плойчатых, иногда птигматитовых.

Граниты секутся многочисленными дайками двуслюдяных гранитов, которые, в свою очередь, пересечены дайками крупнозернистых пегматитов, содержащих турмалин, гранат и мусковит. Все жильные породы, включая пегматиты, столь же гнейсовидны, как граниты.

Мелкозернистые двуслюдяные граниты занимают площадь 4,5 кв. км, четко обособляются в виде интрузивного тела. В отличие от описанных выше пород, они содержат лишь редкие и мелкие (3—4 мм) порфировые выделения микроклина. Породы сероватые, светлые, внешне очень однообразные. Микроструктура разнозернистая, переходная от гипидиоморфнозернистой к аллотриоморфнозернистой, изредка с гранофировыми участками; кислый плагиоклаз с неясно выделяющимся ядром преобладает или равен по количеству решетчатому микроклину. Биотит образует сростки с мусковитом без признаков замещения. Акцессорные: апатит, циркон, сфен, эпидот-цоизит. По химизму породы отвечают нормальным гранитам (№ 3, 4 в табл. 3).

Однородность двуслюдяных гранитов нарушается ксенолитами гранитизированных слюдяных сланцев, гораздо более редких, чем в породах предыдущей фазы, а также редкими миароловыми обособлениями и зонами пегматита. Кроме того, массивные граниты перемежаются с полосами сильногнейсовидных. Ширина полос — первые сотни метров, резких границ они не имеют.

Контакты двуслюдяных гранитов со слюдяными и гранат-слюдяными сланцами резкие, с многочисленными послойными и секущими инъекциями-апофизами, далеко уходящими в боковые породы. Граниты в апофизах более крупнозернистые, местами с пегматоидными зальбандами или окончаниями; по химизму они еще более кислые и лейкократовые, чем породы главного тела (№ 5, табл. 3). Дайки двуслюдяных гранитов, которые секут крупновкрапленниковые биотитовые мелаграниты, по составу и строению аналогичны упомянутым инъекциям и, несомненно, также являются апофизами.

Приконтактовая гранитизация вдоль контактов главного тела двуслюдяных гранитов и вдоль инъекций-апофиз интенсивнее, чем в связи с крупновкрапленниковыми гранитами. По-видимому, именно этой причиной объясняется бедность двуслюдяных гранитов сланцевыми ксенолитами, которые в этих породах всегда сильно гранитизированы и дезинтегрированы, вплоть до полного исчезновения.

В юго-восточном контакте, недалеко от колодца Карачакудук, двуслюдяные граниты пересекают системы древних кварцевых прожилков и жил, залегающих в слюдяных сланцах (рис. 3, *а*). Двуслюдяные граниты секутся дайками аплитов и пегматитов. Отмечены зонки грейзенов

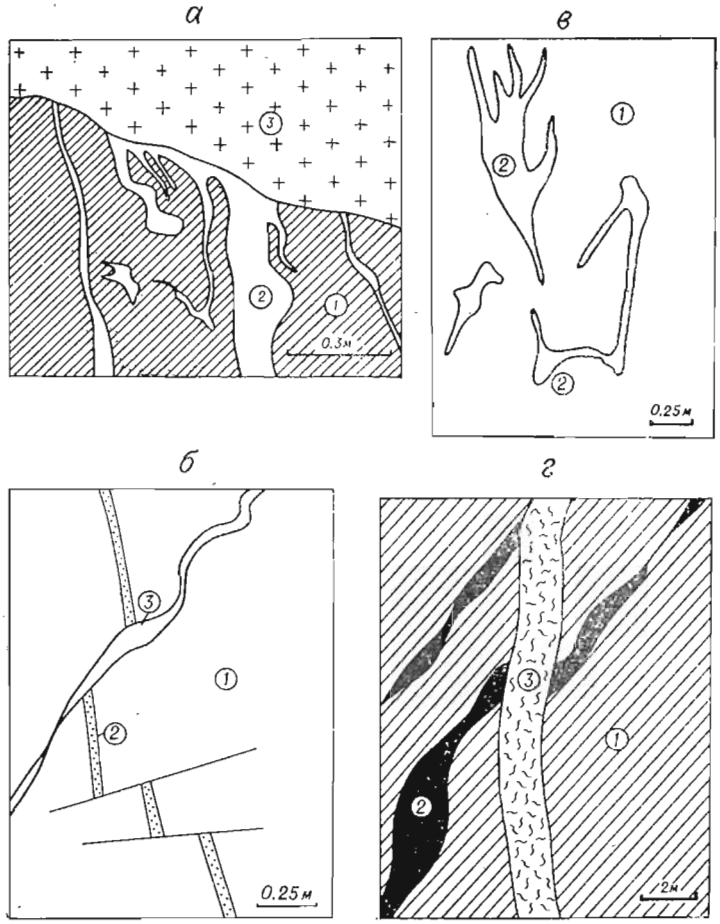


Рис. 3. Типы кварцевых жил в Карачакудукском интрузиве.
а — обн. 634, севернее колодца Карачакудук (*1* — слюдяные сланцы, *2* — древние кварцевые жилы, *3* — двуслюдяной гранит); *б* — обн. 623, юго-западная часть интрузива (*1* — адамеллиты, *2* — аплиты, *3* — кварцевая жила. Все породы разгнейсованы); *в* — обн. 623, там же (*1* — адамеллиты, *2* — иероглифоподобные кварцевые жилы); *г* — обн. 629, к север-северо-западу от колодца Карачакудук (*1* — слюдяные сланцы, *2* — разгнейсованные кварцевые жилы типа предыдущих, *3* — массивный гранат-мусковитовый пегматит).

и многочисленные кварц-мусковитовые и кварц-турмалиновые жилы с турмалинизацией в зальбандах.

Все перечисленные образования разгнейсованы вместе с гранитами (рис. 3, *б*; фото 1). В свою очередь, они пересекаются системами более поздних «холодных» кварцевых жил, резко отличных от упомянутых высокотемпературных жил и выглядящих чуждыми интрузиву. Они не сопровождаются видимым околожильным метасоматозом, а главное — просекают насквозь гранитные тела и уходят далеко в пределы рамы. Эти поздние жилы большей частью не разгнейсованы, но встречаются и явно гнейсовидные.

В гранитах залегают одиночные жилы, свиты прямолинейных и параллельных кварцевых жил, а также системы коротких, быстро выклинивающихся жил и прожилков, нередко имеющих причудливую иероглифическую конфигурацию (рис. 3, *в*). Во вмещающих сланцах наряду со свитами параллельных жил развиты мощные (до 100 м в ширину) зоны окварцевания и системы пересекающихся жил и прожилков. Кварцево-жильные системы по ряду признаков близки к таковым многих

золоторудных полей Западного Узбекистана. Во всех 10 случайно отобранных штуфных пробах позднего жильного кварца активационным анализом обнаружено золото в количестве от 0,1 до 2,1 г/т.

Севернее колодца Карачакудук зафиксировано пересечение гранитов и поздних гнейсовидных кварцевых жил наиболее молодыми жилами крупнозернистого блокового пегматита, содержащего крупные кристаллы мусковита, граната и турмалина, по общему типу сходного с ранними пегматитами, но совершенно без признаков гнейсовидности (рис. 3, *г*). По облику и общему составу они аналогичны редкометальным пегматитам, принадлежащим Кульджуктауской серии (см. далее).

Тымский интрузив по своему строению, составу и облику пород аналогичен предыдущему. Площадь его около 11 кв. км. Здесь четко выделяются те же две фазы и отвечающие им интрузивные тела, которые секутся дайками лейкогранитов, гранат-мусковитовых аплитов и пегматитов с турмалином, участвующих в динамометаморфизме наряду с гранитоидами. Все они пересечены жилами и прожилками сероватого сливного кварца без видимой минерализации, лишь изредка с некоторым осветлением гранитов в зальбандах. Жилы прямолинейные, параллельные или ветвящиеся, часто, как и в Карачакудукском интрузиве, своеобразной иероглифической формы. Из 4 взятых попутно штуфных проб жильного кварца в 3 обнаружено золото. Это очевидное свидетельство высокой золотоносности поздних кварцевых жил.

Джалкырский интрузив обследован лишь вдоль дороги, идущей от пос. Тым в сторону рудника Ингичке. Он сложен массивными и гнейсовидными преимущественно крупновкрапленниковыми биотитовыми гранитами, близкими к породам ранней фазы в описанных выше интрузивах, но более кислыми и лейкократовыми. Для этого интрузива и его окрестностей особенно характерно обилие «сквозных», т. е. проходящих без изменения во вмещающие породы, кварцевых жил. Из взятых 6 штуфных проб кварца здесь в 4 обнаружено золото.

Резюме по Тымскому, Карачакудукскому и Джалкырскому интрузивам.

1. Все три интрузива сложены однотипными породами, сходными между собой до деталей. Тесная пространственная сближенность и наличие лишь узких перегородок вмещающих пород позволяют предполагать, что на некоторой глубине все три интрузива должны слиться воедино.

2. Последовательность формирования пород во всех трех интрузивах однотипна: крупновкрапленниковые биотитовые адамеллиты и граниты (I фаза) — равномерно-мелкозернистые двуслюдяные граниты (II фаза) — лейкограниты и аплиты — пегматиты — грейзены кварц-турмалиновые жилы. Перечисленные образования относятся к Тымскому гранитоидному комплексу. Далее по возрасту следуют золотоносные кварцевые жилы и редкометальные пегматиты, отнесенные соответственно к эпохам формирования Бокалинской и Кульджуктауской серий (см. далее).

3. В рассматриваемых интрузивах суммарные площади, занятые крупновкрапленниковыми адамеллит-гранитами и двуслюдяными гранитами, близки (соответственно 10,7 и 11,5 кв. км). В наиболее изученном Карачакудукском интрузиве соотношения площадей смещены в пользу двуслюдяных гранитов. Как видно на рис. 4, число анализов пропорционально площади распространения пород, что естественно, так как опробование, произведенное геологами в разное время, имело случайный характер.

4. Для всех гранитоидов в среднем характерны близкие содержания натрия и калия при преобладании последнего. Наблюдаемый разброс

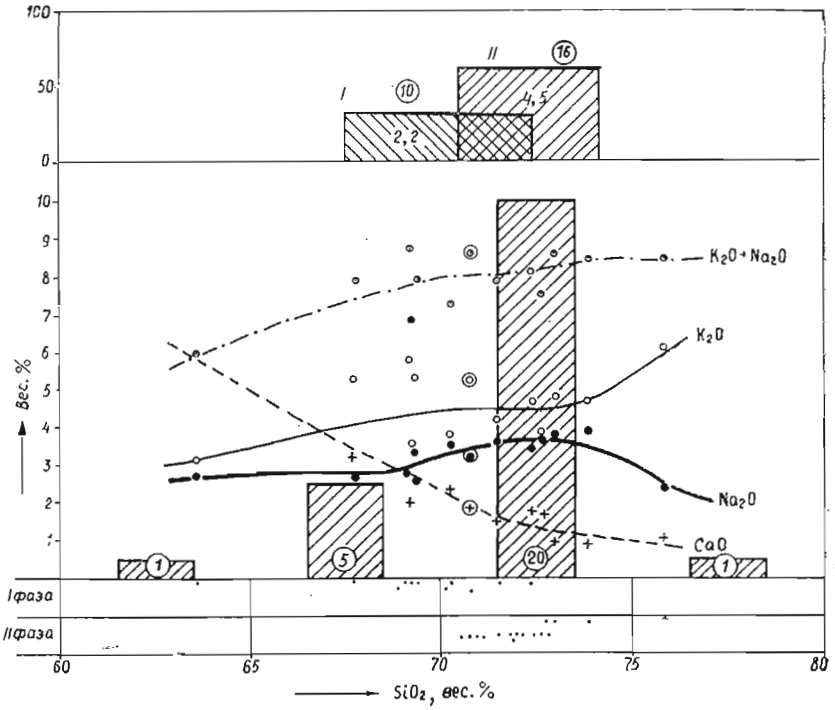


Рис. 4. Статистико-петрохимическая диаграмма Карачакудукского интрузива. Для построения использованы: 5 анализов из табл. 3; 7 анализов (№ 1690, 1699, 1700, 1703—1705 и 1715) из книги «Петрография Узбекистана», т. II (1965), а для частотной гистограммы — также 15 неполных анализов, по Е. И. Барковской. Двойным кружком обведены точки, отвечающие среднему составу мелкозернистых двуслюдяных гранитов из ксенолитов в Зирабулакском интрузиве. Здесь и на других рисунках этого типа римскими цифрами обозначены группы пород, арабскими цифрами в кружках — число проб. Общие принципы построения диаграммы см. в гл. III.

содержания K_2O в породах I фазы обусловлен неравномерным распределением вкрапленников микроклина. Для двуслюдяных гранитов, лишенных вкрапленников, содержания K_2O более устойчивы (рис. 4).

5. Несмотря на постоянные резкие различия в облике пород I и II фаз, в той и другой группе имеются породы близкого или одинакового химического состава, т. е. имеет место перекрытие в интервале содержаний кремнезема от 70 до 72%.

Кетменчинский интрузив

Расположен интрузив в юго-западной части Зирабулакских гор (рис. 69). Изучался ранее И. Х. Хамрабаевым, П. И. Саловым, А. Ф. Свириденко, Н. К. Джемалетдиновым и другими. Картировался А. С. Аделунгом, а затем Н. Н. Сальниковой, Е. И. Барковской и др. Южная часть описывалась под названием Кызылчонского интрузива. Всеми исследователями выделялись три интрузивные фазы: гранодиоритовая, гранитовая и аляскитовая. Интрузив считался сателлитом Центрального Зирабулакского плутона, гнейсовидным в силу своего периферического расположения.

Площадь интрузива 47 кв. км. Удлинен в з.-с.-з. направлении, согласно с общим простиранием вмещающих пород. Этому генеральному направлению подчинена широко проявленная гнейсовидность. Северный

контакт интрузива с девонскими известняками срезан крупным разломом. На востоке он прорывает сильнометаморфизованные толщи условно силурийского возраста.

Интрузив обследован только на западе, в районе кишл. Кетменчи, и в самой восточной части, южнее кишл. Аймахаль. Он сложно построен и включает гранитоиды не только Тымского комплекса, но и Кульджуктауской серии, которые ранее при картировании не были разделены. К Тымскому комплексу относится следующий ряд пород: крупновкрапленниковые адамеллиты — крупновкрапленниковые мелаграниты — мелкозернистые двуслюдяные граниты — жильные лейкограниты, аплиты, пегматиты — кварц-турмалиновые жилы.

Крупновкрапленниковые биотитовые и роговообманково-биотитовые адамеллиты — преобладающий тип пород на обследованных участках. По облику и составу они аналогичны породам ранней фазы в интрузивах Тымского ареала. Биотит преобладает над буровато-зеленой обыкновенной роговой обманкой, причем последняя присутствует лишь вблизи контактов с мраморами. В шлифах отмечены светлый ортит, апатит, циркон, сфен, ильменит, эпидот. Много ксенолитов биотитовых сланцев, но, несмотря на это, вариации облика и состава невелики. По химизму породы образуют компактную группу (см. табл. 3 и рис. 6).

Крупновкрапленниковые биотитовые мелаграниты по облику и составу близки к предыдущим, но более лейкократовые, лишены роговой обманки, зато содержат мусковит; по химизму кислее предыдущих пород (№ 8, табл. 3). В виде отдельного тела залегают среди адамеллитов и имеют с ними четкие рвущие контакты (к северо-востоку от кишл. Кетменчи).

Мелкозернистые разнозернистые двуслюдяные граниты слагают отдельные, четко очерченные интрузивные тела, которые имеют резкие контакты и многочисленные апофизы, секущие как более ранние крупновкрапленниковые адамеллиты и граниты, так и вмещающие породы: мраморы, слюдяные сланцы и плагиоклаз-амфиболовые сланцы (метаэффузивы?). На контактах с мраморами граниты содержат вынесенные снизу ксенолиты слюдяных сланцев, что свидетельствует о внедренном характере интрузивных тел (рис. 5, *а*). Микроклин преобладает над олигоклазом; биотит и мусковит содержатся в близких количествах (по 1—3%), друг с другом часто образуют сростки; кроме того, развит более поздний мусковит, замещающий полевые шпаты (но не биотит). Акцессорные: апатит, циркон. По химизму (№ 9, 10 в табл. 3, рис. 6) образуют компактную группу, более кислую по сравнению с предыдущими породами.

Все рассмотренные породы рассечены многочисленными дайками и жилами аплитов и пегматитов, причем последние преобладают (Хамрабаев, 1954). В свою очередь, аплиты и пегматиты секутся жилами высокотемпературного кварца с турмалином и мусковитом и с сильной турмалинизацией в зальбандах (рис. 5, *б*), а также сериями прожилков более позднего «холодного» кварца, такого же, как в интрузивах Тымской группы и во всех вмещающих породах.

Гранитоиды Кетменчинского интрузива характеризуются сложной внутренней тектоникой: множеством сдвигов, сбросов, зон катаклаза и милонитизации, вдоль которых происходит смещение пегматитовых и кварцевых жил.

Все породы, начиная с адамеллитов и кончая жильным «холодным» кварцем, в большинстве случаев гнейсовидны. Степень гнейсовидности сильно варьирует. Характерно чередование широких (до 0,5 км) полос слабо и сильно разгнейсованных гранитоидов. В отдельных местах, например южнее кишл. Айхамаль, гранитоиды превращены в сланцеватые тонкоплитчатые гранито-гнейсы, претерпевшие складчатость и сложную гофрировку наподобие вмещающих сланцев. Это

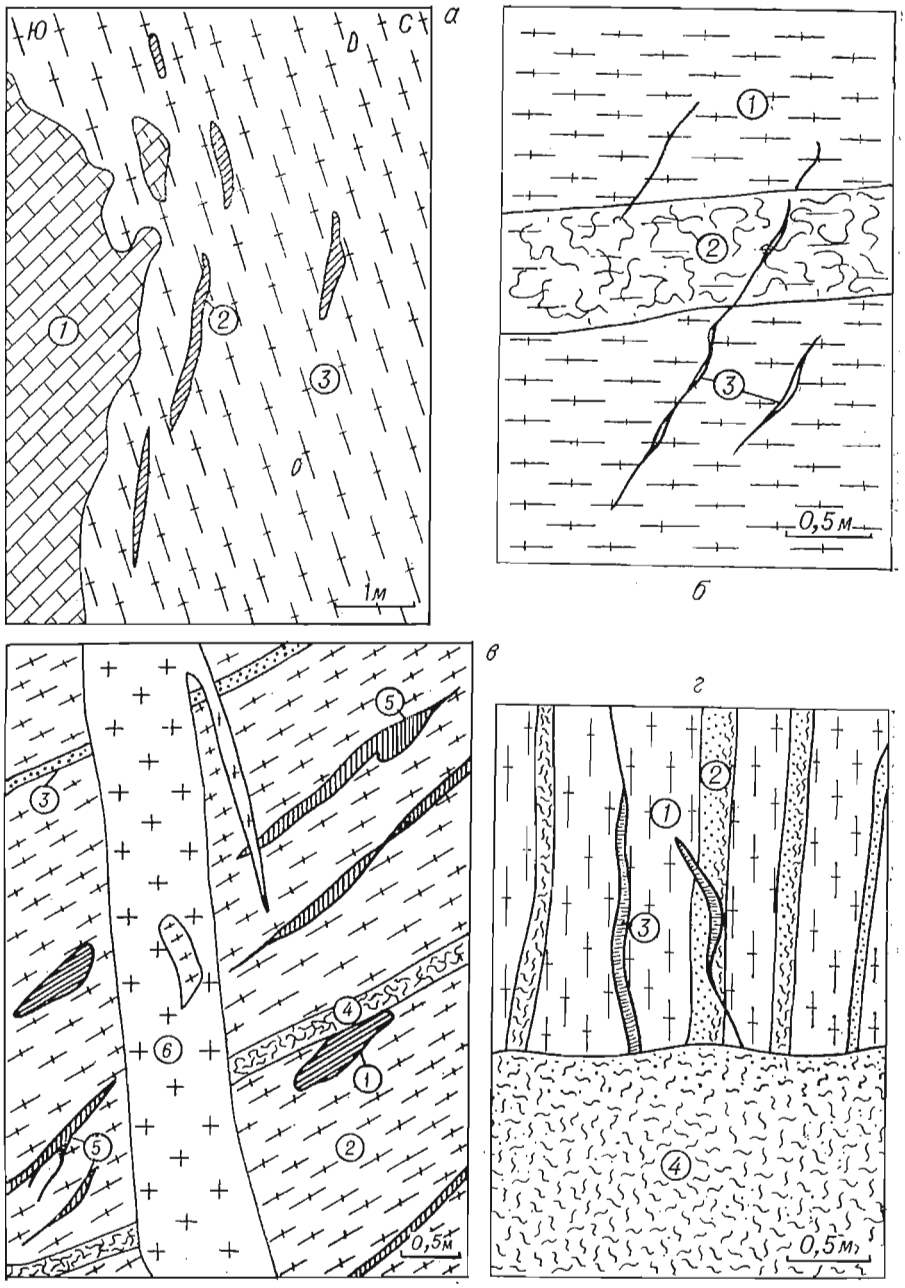


Рис. 5. Зарисовки обнажений в Кетменчинском интрузиве.

а — обн. 637, 1,5 км к северо-востоку от кишл. Кетменчи (*1* — мраморы, *2* — слюдисто-амфиболовые сланцы, *3* — двуслюдяные граниты); *б* — обн. 640, ниже кишл. Кетменчи по саю (*1* — крупновкрапленниковые биотитовые мелагранитты, *2* — пегматит, *3* — кварц-турмалиновые жилы. Все породы гнейсовидны); *в* — обн. 636, 1 км к восток-северо-востоку от кишл. Кетменчи, правый борт сая. (*1* — ксенолиты слюдяных сланцев, *2* — мелкозернистые двуслюдяные граниты, см. анализ № 9 в табл. 3, *3* — аплит, *4* — пегматит, *5* — жилы кварца, *6* — среднезернистый двуслюдяной гранит. Последний массивный, все прочие образования гнейсовидны); *г* — обн. 636, там же, на водоразделе (*1* — мелкозернистый двуслюдяной гранит, *2* — пегматит, *3* — кварц-турмалиновые жилы, *4* — блоковый пегматит. Все образования, кроме последнего пегматита, гнейсовидны).

свидетельство сильнейших тектонических напряжений, происходивших уже после формирования интрузива. Породы Тымского комплекса прорваны дайками, а к западу от кишл. Кетменчи — отдельным интру-

зивным телом среднекрупнозернистых двуслюдяных гранитов, сходных с более ранними гранитами по облику и минеральному составу, но резко отличных по геологической позиции. Аналогичные факты и раньше отмечались П. И. Саловым, И. Х. Хамрабаевым, А. Ф. Свириденко и другими, но расценивались как доказательство существования наиболее поздней аляскитовой фазы.

В данном случае важнее всего то, что поздние двуслюдяные граниты прорывают не только гнейсовидные адамеллиты и двуслюдяные граниты вместе с их аплитами и пегматитами, но и серии кварцевых прожилков (рис. 5, *в*), т. е. отделены от момента консолидации интрузивных тел Тымского комплекса существенным промежутком времени, в течение которого прошел гидротермальный процесс, а затем динаметаморфизм и разгнейсование.

Поздние двуслюдяные граниты обычно массивные и слабодавленые, местами встречаются сильно катаклазированные, но не гнейсовидные. Они состоят из решетчатого микроклина, преобладающего над слабозональным олигоклазом; грязно-бурого (в шлифах) биотита; обильного мусковита, образующего сростки с биотитом и развитого по полевым шпатам; циркона и апатита. В отличие от более ранних двуслюдяных гранитов постоянно фиксируется гранат, иногда турмалин. По химизму поздние двуслюдяные граниты образуют компактную группу, отчетливо обособленную от более ранних гранитоидов (см. № 11, 12 в табл. 3 и рис. 6). По особенностям своего химизма, отраженным в характере вариационных линий, они выпадают из общего закономерного хода эволюции Тымского комплекса, что подчеркивает их самостоятельность.

По всем петрографическим признакам, а главное, по геологической позиции поздние двуслюдяные граниты хорошо сопоставимы с одноименными породами Кульджуктауской серии, развитыми в соседних Зирабулакском и Чиракджуринском интрузивах.

В свою очередь, интересующие нас двуслюдяные граниты секутся многочисленными мощными (до 5 м) жилами блоковых пегматитов, обычно с многочисленными ответвлениями и апофизами. Для этих жил характерно чередование зон или полос пегматита различной зернистости, аплита, кварц-мусковитового грейзена; в отдельных участках развиты крупные кристаллы биотита, мусковита, граната, турмалина. Сведения о них имеются в работах Н. К. Джемалетдинова.

Редкометальные пегматиты, как и предшествующие им двуслюдяные граниты, в пределах обследованных участков не гнейсовидны. Они в очень многих местах пересекают ранние пегматиты и различные кварцевые жилы (рис. 5, *г*), но сами кварцевыми жилами не пересекаются.

Резюме по Кетменчинскому интрузиву:

1. По составу и последовательности интрузивных и жильных пород интрузив практически однотипен с Карачакудукским и Тымским.

2. Интрузив полихронный, т. е. содержит тела двух разновозрастных гранитовых комплексов.

3. К Тымскому комплексу относится многофазный ряд пород: крупновкрапленниковые роговообманково-биотитовые и биотитовые адамеллиты — крупновкрапленниковые биотитовые мелагранитыы — мелко-среднезернистые двуслюдяные граниты — лейкограниты, аплиты, пегматиты.

К гранитоидному комплексу Кульджуктауской серии относятся двуслюдяные граниты и редкометальные пегматиты. Кроме того, можно предполагать развитие здесь систем кварцевых жил, принадлежащих Бокалинской серии.

4. Тымские и кульджуктауские гранитоиды в пределах интрузива петрографически очень сходны (рис. 6), отличаются по степени динаметаморфизма.

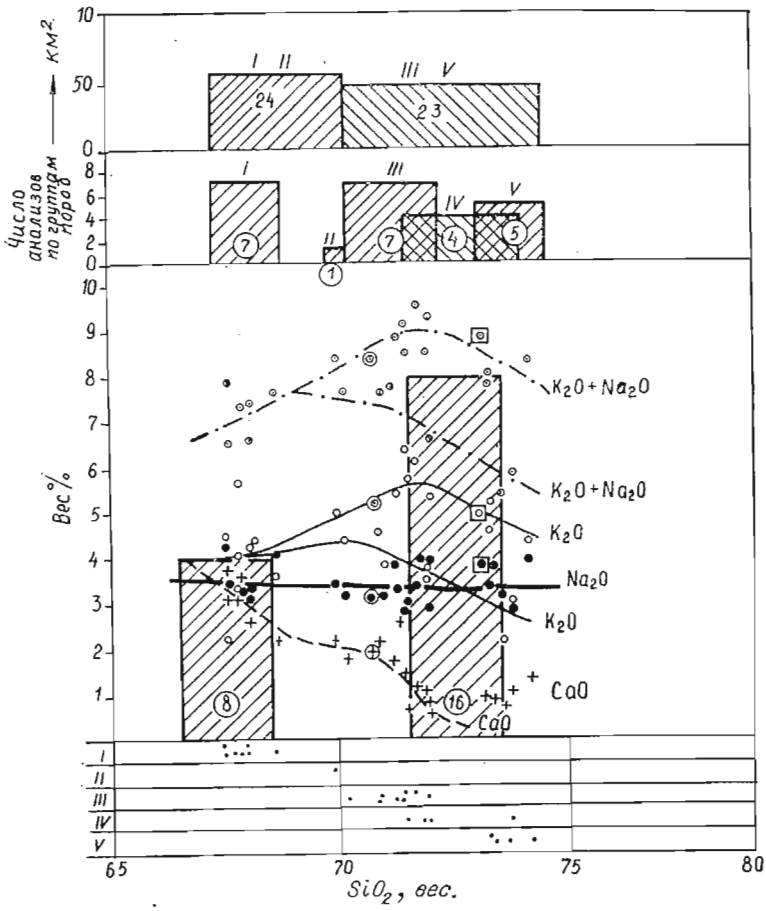


Рис. 6. Статистико-петрохимическая диаграмма Кетменчинского интрузива. Для построения использованы: 7 анализов из табл. 3; 17 анализов (№ 1632, 1649, 1661, 1671, 1672, 1679, 1697, 1968, 1702, 1706, 1747, 1773, 1774) из книги «Петрография Узбекистана», т. II (1965).

Группы пород: I — крупновкрапленниковые адамеллиты I фазы Тымского комплекса, II — крупновкрапленниковые мелагранитыII фазы, III — двуслюдяные граниты III фазы, IV — жильные аплиты и лейкограниты Тымского комплекса, V — двуслюдяные граниты Кульджуктауской серии. Квадратиками показан состав двуслюдяного гранита, секущего разгнейсованные кварцевые жилы (рис. 3, *в*), двойным кружком — средний состав мелкозернистых двуслюдяных гранитов из ксенолитов в Зирабулакском интрузиве.

Северный интрузив

Расположен интрузив в северо-восточной части Зирабулакских гор в соседстве с Зирабулакским (Центральным) плутоном (см. рис. 69). Вытянут в виде узкой полосы шириной до 0,5 км при длине 8—9 км. Вмещающие породы — сильнометаморфизованные слюдяные сланцы, которые к северу и к югу от интрузива быстро сменяются неметаморфизованной песчанико-сланцевой толщей, которую относили то к раннему силуру, то к девону. Кажется вероятным, что интрузив приурочен к узкому тектоническому блоку, ограниченному разрывами.

Вдоль автодороги Ингичке — г. Зирабулак интрузив сложен двумя главными типами пород: адамеллитами (преобладают) и мелагранитами.

Адамеллиты крупновкрапленниковые, преимущественно биотитовые, изредка с роговой обманкой, по облику и составу такие же, как в описанных выше интрузивах. В краевых частях они наиболее сильно раз-

гнейсованы, катаклазированы и милонитизированы, содержат множество ксенолитов слюдяных сланцев, в разной степени гранитизированных и дезинтегрированных, вблизи которых адамеллиты становятся более лейкократовыми (фото 2). В сильногнейсовидных краевых адамеллитах роговая обманка исчезает полностью, зато интенсивнее, чем в центральной части, проявлена мусковитизация.

Биотитовые и двуслюдяные мелагранитыобразуют многочисленные дайки и жилы. В краевых гнейсовидных зонах они залегают в адамеллитах в виде субпараллельных лент, в целом создавая подобие мигматитов (фото 3). Среди менее гнейсовидных пород они образуют неправильные инъекции, с апофизами и разветвлениями, с четко выраженными зонками более лейкократовых и аплитовидных пород в зальбандах.

Адамеллиты и мелагранитысекутся редкими жилами крупнозернистых пегматитов, также гнейсовидных. В пределах рамы они участвуют в складчатых деформациях вместе со слюдяными сланцами.

Все рассмотренные выше породы секутся множеством кварцевых жил, прямолинейных и параллельных, иногда ветвящихся. Кварц сливной, серый и мутно-белый, без признаков минерализации. Эти жилы аналогичны тем, которые по соседству пересекаются адамеллитами и гранитами Зирабулакского интрузива (см. далее), т. е. относительно Кульджуктауской серии являются «добатолитовыми».

По химизму обособляются две группы пород, отвечающих описанным адамеллитовой и гранитной фазам (см. табл. 3).

Граниты Тымского комплекса в Зирабулакском интрузиве

Зирабулакский (Центральный) интрузив относится к Кульджуктауской серии и сложен тремя главными типами пород: порфировидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами и адамеллитами, порфировидными биотитовыми гранитами, двуслюдяными гранитами. Подробно он описан далее. Здесь нужно отметить, что в гранодиоритах и адамеллитах Зирабулакского интрузива, т. е. в самых ранних и наименее кислых породах гранитоидного комплекса Е. И. Барковская обнаружила ксенолиты более древних мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов. Ксенолиты бывают как мелкими единичными, так и очень крупными, вплоть до блоков в сотни метров в поперечнике.

Граниты из ксенолитов очень однородные и однообразные: массивные, мелкозернистые (зерна не более 1—2 мм), светло-серые или слегка буроватые, с мелким обильным равномерно рассеянным биотитом, разнозернистые до слабопорфировидных, с мелкими вкрапленниками зонального олигоклаза — кислого андезина, который обладает характерными, почти квадратными, очертаниями. Плагиоклаз слегка преобладает над решетчатым слабопертитовым микроклином. Биотит темно-красно-бурый с мелкими обильными плеохроичными ореолами. В большинстве шлифов отмечается мусковит, преимущественно развитый по плагиоклазу, но нередко образующий сростки с биотитом без признаков замещения. Акцессорные: апатит, циркон.

По своему облику, микроструктуре и характеру минералов породы, о которых идет речь, до деталей сходны с мелкозернистыми двуслюдяными гранитами Кетменчинского, Тымского и особенно Карачакудукского интрузивов, причем такие детали как квадратные очертания вкрапленников плагиоклаза, обилие мелких плеохроичных ореолов и некоторые другие, присущи в данном районе только древним, но не молодым гранитам. Мелкозернистые граниты ксенолитов обладают теми же особенностями химизма, что и одноименные породы Тымского комплекса в Зирабулакских горах (см. табл. 3 и рис. 4).

Существование древних (доверхнепалеозойских) гранитоидов в Зирабулакских горах подтверждается также следующим важным фактом. В 4,3 км к северу от пос. Ингичке, в районе кишл. Шаувас, Зирабулакский интрузив непосредственно прорывает, сильно метаморфизует и скарнирует конгломераты тепаликской свиты C_{2-3} (см. рис. 69 и более детальное описание контактов в гл. VII). Эта свита несогласно залегает на песчанико-сланцевой толще C_1t и в своей нижней части представлена переслаиванием глинистых сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов, состоящих из окатанной мелкой и крупной (до 10 см) гальки черных и серых кремнистых пород, известняков, жильного кварца (в том числе золотоносного), гравелитов и других пород. После специальных поисков, предпринятых по рекомендации В. С. Корсакова и Е. И. Барковской, в конгломератах было найдено несколько галек лейкократовых мелкозернистых, аплитовидных и мелкозернистых гнейсовидных биотитовых гранитов. Судя по шлифам, граниты в большинстве сильнодавленые, разнозернистые, гранобластические, с преобладанием резкорешетчатого микроклина над кислым слабозональным плагиоклазом, с реликтами красновато-бурого биотита, изредка с мусковитом. По всем признакам породы вполне сопоставимы с одноименными породами Тымского комплекса. Характерно, что в гальке представлены преимущественно мелкозернистые граниты, большей частью, по-видимому, жильные или типичные для апикальных и краевых фаций. Именно такие породы при переносе наиболее устойчивы.

В тепаликской свите в районе кишл. Тепали и в других местах В. С. Корсаковым, Я. М. Хейфецем, В. С. Кочубеем, Е. И. Барковской, Э. С. Сорокиным собраны растительные остатки, принадлежащие *Calamites* sp., *Artisia* sp., *Thallophyta, Lepidodendron* sp., *Stigmaria* sp., *Barakaria*) (?) sp., *Sigillaria* sp. (определение Н. И. Лосевой), наиболее характерные для конца среднего карбона. В конгломератах встречены также гальки известняков с фораминиферами *Hyperammina* (?), *Parathurammina* (?), *Plectogyra* sp. раннекарбонового облика (определены Н. М. Михно). По этим данным и по аналогии с более восточными районами Зеравшано-Алайской зоны возраст свиты принимается как $C_2m_2 — C_3$.

Аксайский интрузив

Интрузив расположен в крайней северо-западной части Каратюбинских гор в районе кишлаков Аксай и Тамчи (см. рис. 80). Изучался И. В. Беловым (1941); считался каледонским на основании высокой степени динамометаморфизма. Наличие древних гранитоидов в Каратюбе предполагалось также Н. Д. Зленко, которая обнаружила в районе Шавассая и Джилгасая гальку гранитоидов в верхнепалеозойских конгломератах, прорванных Каратюбинским плутоном. Она тоже обращала внимание на существенные отличия между гнейсовидными гранитоидами северной части Каратюбе, которые считались соскладчатыми и массивными гранитоидами главного плутона, которые были отнесены к послескладчатым.

Позднее И. Х. Хамрабаев (1954, 1958; Хамрабаев, Кучукова, 1965) отнес Аксайский интрузив к сателлитам Каратюбинского плутона, объединив все гранитоиды района в один комплекс. Начиная с 1957 г. район Каратюбе вместе с интересующим нас участком картировался В. С. Корсаковым и Г. Д. Шмулевич. Уже давно В. С. Корсаков обратил внимание на развитый в районе Аксая горизонт пуддинговых известняков с обломками гранитов, которые он был склонен считать конседиментационными. Эти же обломки И. Х. Хамрабаевым интерпретировались как результат будинажа гранитных инъекций—апофиз Аксайского интрузива (1958, с. 43, 123). Для проверки указанных наблюде-

ний в 1970 г. Э. П. Изохом, В. С. Корсаковым и Г. Д. Шмулевич был выполнен совместный маршрут по долине левой составляющей р. Аксай к югу от одноименного кишлака.

Аксайский интрузив в литературе описывается как одно целое, но фактически состоит из трех разобщенных выходов, которым Г. Д. Шмулевич и В. С. Корсаков дают свои названия: собственно Аксайский, Ингичке-Боло и Тамчинский (рис. 7). Общая площадь выходов около 7 кв. км. В их составе преобладают крупновкрапленниковые адамеллиты; развиты также биотитовые и двуслюдяные граниты, лейкограниты, аплиты, пегматиты, грейзены, кварц-турмалиновые и кварцевые жилы. Все породы повсеместно гнейсовидны. По облику, составу и прочим признакам они аналогичны породам описанных интрузивов Зирабулакских гор.

Район Аксайского интрузива тектонически очень сложный. Здесь проходит крупный широтный разлом, вдоль которого развиты чешуйчато-надвиговые структуры. В свое время он, скорее всего, играл роль палеотектонической границы (см. ниже). Вдоль разлома весьма широко и интенсивно, хотя и неравномерно, проявлены сложная гофрировка, плойчатость и пластичное течение карбонатных пород, а также разгнейсование интрузивных и жильных пород. Путем сопоставления фрагментов стратиграфического разреза в различных чешуях общий разрез восстанавливается В. С. Корсаковым в следующем виде. В самом низу залегают глинисто-слюдистые и кварцево-слюдистые сланцы с прослоями песчаников (общая мощность 100—150 м). Выше с неясными соотношениями лежат известняки и доломиты (130 м), затем битуминозные известняки с прослойками кремнисто-глинистого материала и пластами черных кварцитов (60 м), еще выше — глинистые известняки (80 м).

Вблизи Аксайского интрузива известняки и доломиты превращены в мраморы, а на отдельных участках в непосредственном контакте скарнированы. Ксенолиты таких скарнированных пород отмечены в гнейсовидных адамеллитах и гранитах по бортам Аксая (рис. 8, *а*).

Известняково-доломитовая толща вместе с прорывающими ее гранитоидами перекрыта толщей тонкослоистых серых и темно-серых известняков мощностью более 300 м. Характерной особенностью последней является обилие в отдельных горизонтах и прослоях инородных включений: аркозового гравийно-песчаного материала, галек и неправильных обломков гранитоидов, реже более древних известняков, доломитов, скарноидов, жильного кварца, еще реже слюдяных и гранитизированных роговиков (фото 4—7). Некоторые обломки покрыты корочкой древнего пустынного загара. Встречаются очень крупные глыбы и блоки, трудноотличимые от выступов основания, рельеф которого здесь явно неровный.

В полосах сильного динамометаморфизма обломки и включения участвуют в общем течении и гофрировке известняков, и тогда их можно легко спутать с тектонитами или будинами (фото 6). Однако в тех же местах встречаются полосы слабопроявленного динамометаморфизма, и тогда видно, что в известняки действительно погружены конседиментационные обломки, разрывающие первичную слоистость некогда мягкого ила (см. рис. 8, *а*). Важно то, что включениями и обломками насыщены лишь строго определенные слои и горизонты, разделенные «пустыми» пачками, что свидетельствует о неоднородном (во времени) сносе с близлежащего берега. Важно также, что в таких слоях с обломками (пуддингах) соседствуют включения разных пород, состав которых меняется по простиранию в соответствии с составом выступов основания. Есть участки, где обломки представлены только нижними известняками и доломитами (с примесью жильного кварца), а есть такие, где в известняки погружены обломки и глыбы одних только гранитов.

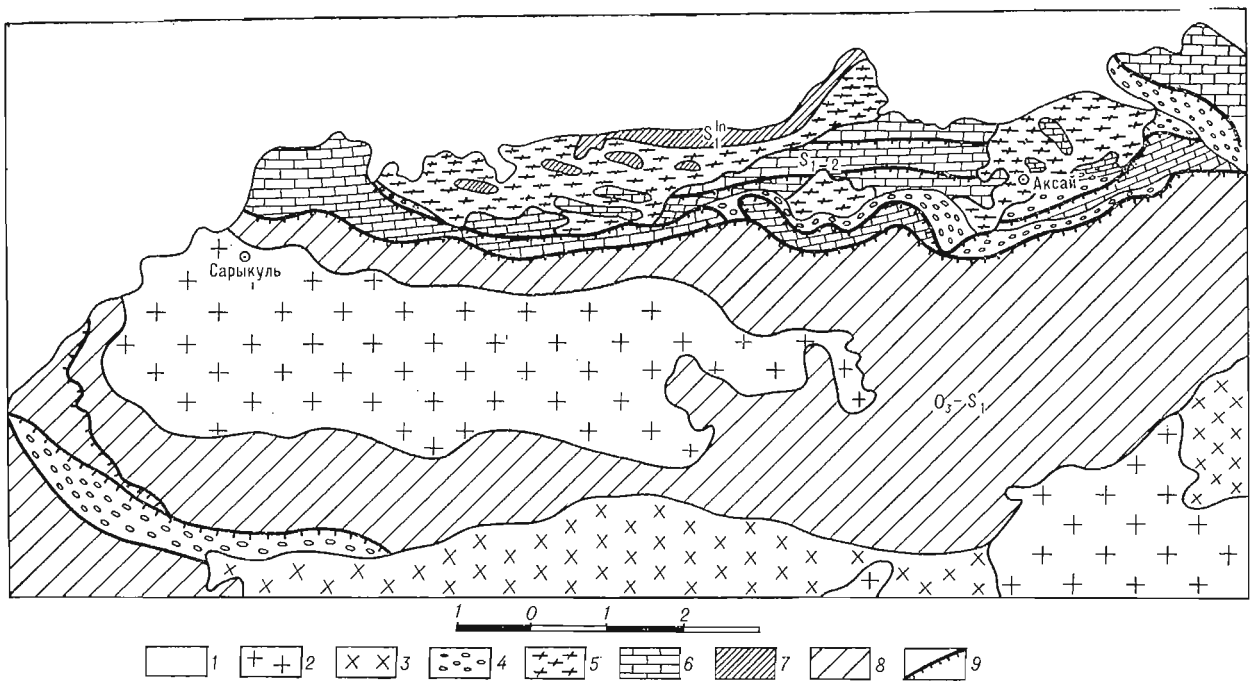


Рис. 7. Геологическая схема северо-западной части гор Каратюбе. Сост. В. С. Корсаков и Г. Д. Шмулевич.

1 — Мезокайнозойские и современные отложения; *2* — двуслюдяные граниты Кульджуктауской серии; *3* — адамеллиты и гранодиориты той же серии; *4* — тонкослойные известняки (пуддинги) с обломками гранитоидов и других пород (D_1); *5* — гнейсовидные адамеллиты и граниты Тымского комплекса; *6* — известково-доломитовая толща (S_1W_2—S_2ld); *7* — песчанико-сланцевая толща (S_1ln); *8* — толща метаморфических (кварцево-слюдистых, андалузитовых, кордиеритовых и др.) сланцев (O_3—S_1ln); *9* — крупные надвиги.

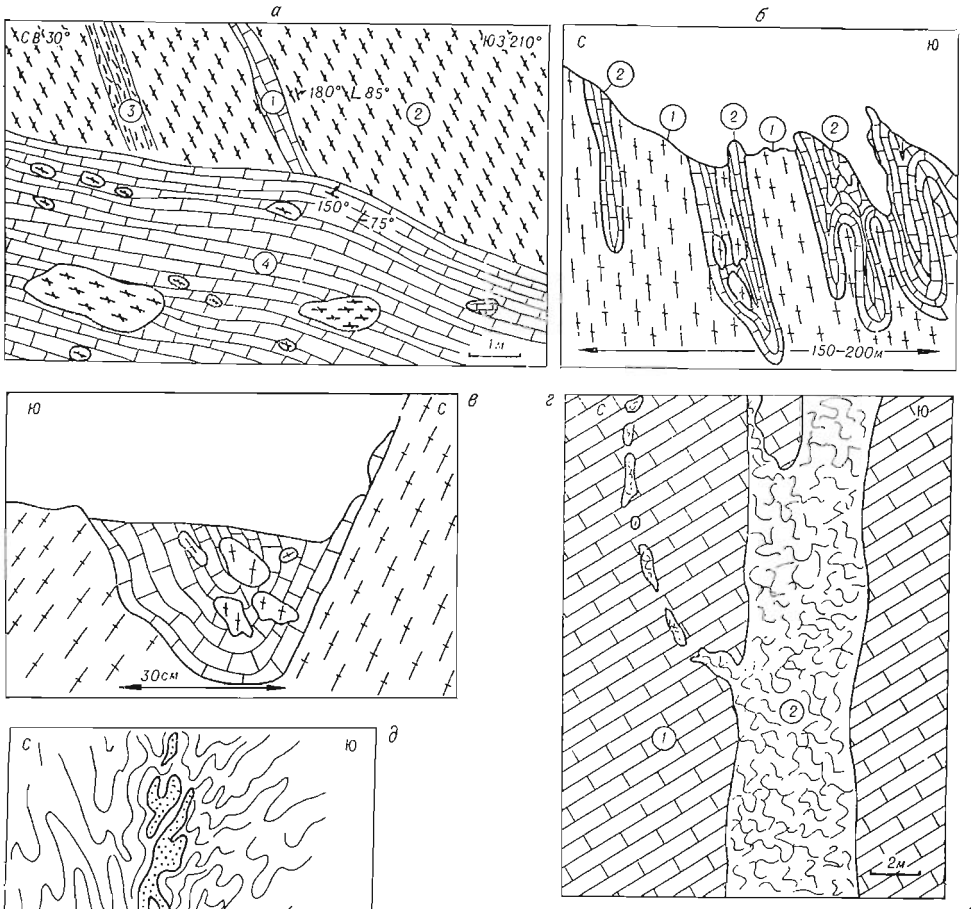


Рис. 8. Зарисовки обнажений в Аксайском интрузиве (Каратюбе).

а — обн. 3, правый борт левой составляющей р. Аксай между кишл. Аксай и отдельным садом южнее. Тектоническая чешуя, залегание опрокинутое (*1* — скарнированный мрамор, *2* — гнейсовидные граниты, *3* — зона дробления, *4* — несогласно лежащие тонкослоистые известняки с обломками и глыбами гнейсовидных гранитоидов); *б* — обн. 262 (по И. А. Пяновской), левый борт р. Аксай, 1,5 км к югу от кишл. Аксай (*1* — гнейсовидные граниты, *2* — тонкослоистые известняки. Те и другие смяты в изоклинальные складки); *в* — обн. 262, там же, деталь; *г* — обн. 1, 1 км к югу от кишл. Аксай (*1* — тонкослоистый плойчатый известняк, *2* — жила пегматита с будинированной апофизой); *д* — деталь предыдущего обнажения (*1* — гофрировка в известняке, *2* — будинированная апофиза пегматита).

Важнее всего, однако, то, что в пуддингах всегда присутствуют прослоечки, линзы и карманы настоящего аркоза, т. е. песчанки и гравий кварца и полевых шпатов вместе с щебенкой гранитов. Это настоящая гранитная дресва, хотя и переотложенная, но испытавшая лишь небольшой перенос. Расположение аркозового материала всегда совпадает с первичной слоистостью, обусловленной чередованием разноокрашенных слойков известняка, и еще более подчеркивает эту слоистость.

Все эти данные свидетельствуют о том, что мы имеем дело именно с пуддингами (т. е. известняками, содержащими конседиментационные включения), а не с тектонитами.

Наконец, в одной из тектонических чешуй (см. рис. 8, *а*) наблюдалось непосредственное налегание тонкослоистых пуддингов на гнейсо-

видные граниты, которые содержат ксенолиты скарнированных мраморов и секутся древними зонами катаклаза и милонитизации. Контакт опрокинутый. Он почти под прямым углом срезает гнейсовидность гранитоидов, ксенолиты и древние зоны дробления. Слоистость налегающих известняков строго параллельна контакту. Они также мраморизованы, но очень равномерно и слабо, так что сохраняется криноидный детрит; признаков скарнирования нет совершенно. В эти известняки тут же погружены обломки и отдельные глыбы гранитоидов, тождественных тем, что слагают ложе несогласия. Последнее сложено гнейсовидными «бетонными» катаклазито-милонитами адамеллитов (№ 43 в табл. 3).

В обнажении наблюдаются полосы сильноизмененного, хлоритизированного и эпидотизированного осветленного адамеллита (№ 40 в табл. 3). Есть секущие жилы лейкогранитов, содержащих бурый турмалин. Скарны, образованные преимущественно за счет доломитов, состоят из граната, моноклинного пироксена, тремолит-актинолита, эпидота, присутствует оливин. Последнее указывает на принадлежность их к группе магнезиальных скарнов. Скарны раздавлены точно так же, как и граниты.

Обломки в известняках непосредственно над несогласием и в ближайших окрестностях представлены такими же, как описанные выше, гнейсовидными адамеллитами (№ 39, 42 в табл. 3), турмалиновыми гранитами (№ 44), скарнированными гранитами (№ 41), пироксен-гранатовыми скарнами.

В том же районе проверку описанных взаимоотношений провели И. А. Пяновская и К. К. Пятков, которые в главных чертах подтвердили сделанные ранее наблюдения и пополнили их. Как указывает И. А. Пяновская, недалеко от описанного выше участка на левом склоне левой составляющей р. Аксай, в 1,5 км южнее кишл. Аксай, на значительном протяжении видно налегание девонских (?) известняков на граниты, которыми было сложено скальное дно древнего моря. Рельеф дна сглаженный, но неровный, с углублениями и выступами, строго согласно облекаемыми тонкослоистым известняком. В углублениях видны совершенно не окатанные обломки гранитов и гравий кварца. Судя по соотношению слоистости и обломков, последние попадали в известняк одновременно с осадконакоплением. Вблизи контакта с гранитами в известняке местами видны тонкие (до 1—4 мм) прослои, обогащенные чешуйками слюды, скорее всего, перемытой из гранитной дресвы. Налегающие известняки повсеместно мраморизованы, однако степень мраморизации не зависит от близости или удаленности от гранитов. Лежащие под известняками граниты в большей или меньшей степени разрушены (выветрелы), а их дресва входит в состав налегающих известняков в виде примеси.

Поскольку граниты очень сильно гнейсированы, это часто приводит к образованию ложной слоистости. Вместе с известняками граниты смяты в изоклинальные складки, имеющие общее падение к югу (рис. 8, *б*, *в*).

Слабая мраморизация верхних тонкослоистых известняков отчасти, по-видимому, обусловлена воздействием расположенного южнее Каратюбинского батолита (C_3—P_1). С ним связаны жилы лейкогранитов и пегматитов, которые в ряде мест непосредственно секут пуддинги. В зонах интенсивного динамометаморфизма эти жилы и особенно мелкие их апофизы сильно будинированы и развальцованы, т. е. представляют собой цепочки разобщенных, «закатанных» в известняк включений. От пуддингов с конседиментационными обломками описываемые образования отличаются однородным составом включений, весьма прихотливыми очертаниями и прямыми переходами в инъекционные секущие тела (рис. 8, *г*, *д*).

Пуддинги, судя по изложенным данным, скорее всего фация скального берега, с которого в прилегающий морской бассейн не было массового сноса терригенного материала, но время от времени ссыпались разобщенные обломки гранитоидов и вмещающих их пород или аркозовая дресва. По-видимому, береговая линия совпадала с упоминавшимся выше крупным разломом, который играл роль палеотектонической и палеогеографической границы.

В районе Аксая определимых органических остатков в разрезе палеозоя не обнаружено, главным образом из-за обилия гранитных тел и связанного с ними метаморфизма. Поэтому возраст отложений устанавливается лишь путем сопоставления с аналогичным по строению и характеру толщ разрезом Зирабулакских гор, хорошо охарактеризованным фаунистически. Там, по В. С. Корсакову и Е. И. Барковской, самая нижняя песчанико-сланцевая толща относится к лландовери, залегающая выше известняково-доломитовая — к венлоку-лудлову. Толща пуддинговых известняков с обломками катаклазированных известняков и доломитов из венлок-лудловской толщи является, по В. С. Корсакову, характерным членом палеозойского разреза как Каратюбе, так и Зирабулак-Зиаэтдинских гор. Обнажается она в грядах Джалкыр и Аймахаль, на юге Турытау, в бассейне Напассая и в других местах. На основании находок обильной и разнообразной фауны возраст пуддингов датируется нижним девоном. Судя по материалам Я. Б. Айсанова, сходная по литологии и положению в разрезе толща обломочных известняков есть в Кульджуктау, где ее возраст также устанавливается как раннедевонский.

Таким образом, данные, полученные в районе Аксая, не только удостоверяют правомерность выделения Тымского гранитоидного комплекса в данном районе, но позволяют говорить о его наиболее вероятном додевонском возрасте.

Четтыкский интрузив

Расположен в западной части Южно-Нуратинских гор. Изучался Д. М. Огаревым, Б. Д. Клименко и другими в процессе картирования. Отнесен ими к позднепалеозойскому интрузивному комплексу вместе с расположенным восточнее Каратауским интрузивом (см. рис. 48).

Интрузив вытянут в субширотном направлении, приурочен, по-видимому, к одному магмоконтролирующему разлому с Каратауским интрузивом. Площадь 20 кв. км. Судя по нашим наблюдениям, в северной части интрузив сложен крупновкрапленниковыми адамеллитами (№ 45 в табл. 3), в южной — мелкозернистыми порфировидными двуслюдяными гранитами (№ 46 в табл. 3). Все породы очень сильно динамометаморфизованы: гнейсовидны, катаклазированы и милонитизированы, нередко изменены до неузнаваемости. Они рассечены множеством кварцевых жил нескольких генераций и мощными зонами сплошного окварцевания. По отмеченным признакам Четтыкский интрузив сходен с другими интрузивами Тымского комплекса и существенно отличается от Каратауского.

Резюме по Тымскому комплексу

1. К Тымскому комплексу отнесены интрузивы: Тымский, Карачакудукский, Джалкырский, Кетменчинский, Северный, Аксайский, Ингичке-Боло, Тамчинский и, с некоторой условностью, Четтыкский. Все они расположены в восточной части Зарафшано-Алайской зоны.

2. Для всех интрузивов характерна гомодромная последовательность внедрения: 1 — крупновкрапленниковые адамеллиты, 2 — крупновкрапленниковые мелаграниты, 3 — двуслюдяные граниты, 4 — лейкограниты, аплиты, пегматиты. Далее следуют грейзены и кварц-турмалиновые жилы. Фаза крупновкрапленниковых мелагранитов установлена лишь в Кетменчинском, но может быть предположена и в других интрузивах.

3. В адамеллитах развиты крупные вкрапленники микроклина (до 5—6 см и более в длину), ориентированные обычно в одном направлении, часто распределенные неравномерно в виде полос, струй или скоплений. Вкрапленники содержат включения плагиоклаза и биотита, расположенные зонально и свидетельствующие о неоднократном их дорастании. Тот факт, что крупные вкрапленники характерны только для пород ранних фаз, но рассекаются любыми более поздними образованиями (двуслюдяными гранитами, лейкогранитами, аплитами и т. п.) не позволяет связывать их происхождение с наложенным (поздним) калиевым метасоматозом. Одновременно отсутствие различий между крупновкрапленниковыми и равнозернистыми гранитами по содержанию калия (см. табл. 3) заставляет считать рост вкрапленников результатом перераспределения микроклинового компонента в породе или магме, но не следствием наложенных метасоматических процессов, как нередко предполагают. Наконец, развитие вкрапленников микроклина в равной мере вблизи и вдали от контактов с вмещающими породами, но отсутствие их в последних свидетельствует, скорее, в пользу интрателлурического происхождения вкрапленников. Обычный рост крупных порфиробласт микроклина в вынесенных магмой ксенолитах, всегда сильно гранитизированных, не противоречит этому выводу. Вместе с тем вкрапленники дорастали путем перекристаллизации и приобретали все особенности порфиробласт и после затвердевания породы, а возможно и после общего разгнейсования интрузивов. На последнее указывают широко распространенные факты нахождения хорошо образованных порфиробласт микроклина среди сильно раздавленной гнейсовидной мелко-среднезернистой гранитной массы.

4. Адамеллиты сравнительно однородны по составу и облику и очень сходны между собой в различных интрузивах. Количество сланцевых ксенолитов и характер вмещающих пород (карбонатных или же песчанико-сланцевых), судя по визуальным наблюдениям в поле и по сопоставлениям химических анализов пород, взятых из разных мест, существенного влияния на облик и состав пород не оказывают.

5. Двуслюдяные граниты II фазы имеют равномернозернистую, разнозернистую или слабопорфировидную структуру. Чаще всего это однородные мелкозернистые породы. В их составе преобладает микроклин, подчиненное значение имеет олигоклаз (№ 12—25). Мусковит является минералом длительной кристаллизации и представлен ранней и поздней генерациями. Для раннего мусковита характерны параллельные или поперечные сростки с биотитом, выполнение промежутков между полевыми шпатами без признаков замещения, сравнительно равномерное распределение по всей массе пород. Поздний мусковит развивается по плагиоклазу, реже по микроклину, но не по биотиту. Эти признаки позволяют именовать граниты собственно двуслюдяными, в отличие от мусковитизированных или грейзенизированных гранитов, в которых мусковит замещает все минералы и развит неравномерно. Такая наложенная мусковитизация характерна для всех гранитоидов Тымского комплекса (включая адамеллиты), причем наиболее широко она проявлена в апофизах, приконтактовых зонах и в сильно разгнейсованных участках.

6. Гнейсовидность пород Тымского комплекса выражается в ориентированном расположении чешуек слюды и шнуровидных слюдистых

агрегатов, а также вкрапленников микроклина, в чередовании светлых и темных полосок, создающих характерную полосчатость и т. п. В микроскоп видно, что гнейсовидные породы большей частью представляют собой «бетонные» катаклазиты и милониты. Роговая обманка в них, как правило, не сохраняется.

В тех районах, где интрузивы Тымского комплекса и Кульджуктауской серии пространственно тесно сближены, они по степени динамометаморфизма резко отличны. Например, Зирабулакский и Чиракджуринский интрузивы совершенно лишены гнейсовидных фаций как в центральных, так и краевых частях, хотя отделены от соседнего сплошь разгнейсованного Кетменчинского интрузива лишь узкой полоской мраморов, имеющей в районе гряды Аймахаль ширину всего 0,5 км. В пределах Кетменчинского интрузива зафиксированы дайки и тела массивных двуслюдяных гранитов, секущих различные ранние гнейсовидные породы и сопоставимых с гранитами поздних фаз Зирабулакского интрузива.

Вместе с тем гнейсовидность в рассматриваемых образованиях проявлена неравномерно. Полностью разгнейсован Аксайский интрузив. В Тымском и Карачакудукском интрузивах наблюдается чередование широких полос сильно и слабо разгнейсованных, а местами совершенно массивных гранитоидов. В Северном интрузиве сильно гнейсовидны лишь его краевые зоны. Слабо гнейсовидны породы Джалкырского интрузива, а также древние граниты в блоках-ксенолитах внутри Зирабулакского плутона. По-видимому, степень разгнейсования связана с приуроченностью интрузивов к крупным долгоживущим разломам или с удаленностью от последних.

7. С точки зрения петрохимии (табл. 3, рис. 9) Тымский комплекс имеет следующие особенности. Диапазон основности — кислотности сравнительно неширок (SiO_2 от 66,5 до 73%). Наибольшая частота встречаемости присуща трем группам пород: близких к адамеллитам (SiO_2 66,5—68,5%), умеренно кислых гранитов (SiO_2 69—71%) и нормальных двуслюдяных гранитов SiO_2 71—73%), что видно по распределению фигуративных точек в нижней графе диаграммы (рис. 9). Эти группы, скорее всего, соответствуют трем главным интрузивным фазам. Количественные соотношения адамеллитов и гранитов близки и примерно соответствуют распространенности крупновкрапленниковых гранитоидов ранних фаз и двуслюдяных гранитов последней фазы. Содержание калия широко варьирует при гораздо более устойчивом поведении натрия и кальция. Калий преобладает над натрием, преобладание усиливается в сторону двуслюдяных гранитов.

8. Интрузивы Тымского комплекса обладают признаками повышенной постмагматической активности. Так, среди гранитоидов широко развиты мусковитизированные породы и собственно грейзены, многочисленные кварц-мусковитовые и кварц-турмалиновые жилы. В контактах Аксайского интрузива наблюдаются скарны. Однако концентрированного оруденения в связи с ними не обнаружено.

9. Возраст Тымского комплекса, по имеющимся стратиграфическим данным, определяется в сравнительно узком интервале между концом силура и началом девона. Нижняя возрастная граница определяется прорыванием Карачакудукским интрузивом карбонатных отложений с венлокской фауной, а Аксайским интрузивом — известняков и доломитов, сопоставимых с отложениями венлока — лудлова Зирабулакских гор. Верхняя граница установлена по несогласному налеганию на гнейсовидные гранитоиды Аксайского интрузива известняков и пудингов, сопоставимых с раннедевонскими образованиями Зирабулакских гор.

По В. С. Корсакову, нижнедевонские обломочные известняки и пудинги, содержащие переотложенный материал нижележащих карбонатных толщ, прослеживаются в Западном Узбекистане на всем

Таблица 3

Тымский адамеллит-гранитовый комплекс

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма
							Карачакудукский интрузив										
1	241а	71,51	0,35	14,08	0,24	1,87	0,06	1,10	1,54	3,55	4,20	0,10	0,95	0,21	0,10	0,11	99,76
2	635д	72,44	0,25	13,49	1,02	1,44	0,02	0,82	1,82	3,40	4,66	0,25	0,80	0,03	0,10	0,38	100,44
3	632б	72,65	0,20	14,31	0,25	1,36	0,03	0,60	1,68	3,68	3,86	0,10	1,02	0,05	0,10	0,33	99,79
4	633а	70,26	0,20	14,69	0,47	2,30	0,03	0,70	2,38	3,56	3,66	0,04	1,46	0,04	0,10	0,22	99,79
5	242в	73,87	0,07	14,26	0,18	0,72	0,06	0,30	0,84	3,92	4,55	0,10	1,10	0,15	0,10	0,33	100,46
							Кетменчинский интрузив										
6	230а	67,45	0,50	15,15	0,36	2,17	0,06	1,40	3,08	3,41	4,50	0,10	1,17	0,23	0,10	0,22	99,58
7	638з	67,87	0,42	14,89	1,00	2,95	0,07	1,25	2,66	3,09	4,30	0,07	1,08	0,11	0,10	0,11	99,76
8	277г	69,84	0,30	15,02	0,44	1,51	0,04	0,80	2,24	3,43	5,00	0,10	1,21	0,11	0,10	0,55	100,04
9	636а	71,40	0,30	13,95	0,42	1,26	0,03	0,50	1,50	2,80	6,42	0,08	1,01	0,23	0,10	0,49	99,90
10	636д	71,65	0,17	14,06	0,25	1,22	0,04	0,70	1,12	3,43	6,17	0,09	0,87	0,17	0,10	0,23	99,94
11	228а	73,27	0,17	13,87	0,59	0,91	0,05	0,90	1,12	3,34	4,51	0,10	0,95	0,17	0,10	0,05	99,95
12	636в	73,19	0,12	13,46	0,22	1,08	0,05	0,84	1,00	3,84	5,00	0,10	1,52	0,08	0,10	0,22	100,46
							Северный интрузив										
13	619ж	67,32	0,65	15,00	0,65	3,78	0,07	1,67	2,94	3,80	3,11	0,19	1,36	0,16	0,10	0,22	100,70
14	619в	67,40	0,80	14,45	0,90	4,46	0,07	1,85	2,52	2,45	3,11	0,12	1,91	0,16	0,10	0,44	100,20
15	8057-8	66,62	0,55	14,77	4,80		—	2,00	2,24	3,20	3,38	0,23	2,38	0,11			100,28
16	8059-4	66,91	0,51	15,13	5,00		—	2,70	2,52	2,30	2,98	0,07	1,53	0,09			99,73
17	8058-2	67,26	0,60	15,31	4,40		—	1,80	3,50	2,97	2,59	0,13	1,06	0,14			99,58
18	8057-1	67,48	0,50	15,48	4,60		—	1,80	2,24	3,19	3,34	0,10	0,90	0,16			99,79
19	8691-6	68,39	0,45	14,95	3,80		—	1,70	2,10	2,38	3,38	0,40	2,26	0,11			99,56

20	8690-5	68,62	0,50	14,77	3,40	—	1,00	3,08	2,29	4,18	0,14	1,04	0,04			99,06
21	8057	69,13	0,35	15,13	2,80	—	1,30	1,82	3,22	3,98	0,04	1,01	0,14			98,92
22	8690-8	69,33	0,45	14,77	3,00	—	1,30	2,24	2,69	4,70	0,13	0,98	0,11			99,70
23	8691-13	69,44	0,50	15,30	3,60	—	1,70	2,24	2,88	2,54	0,07	1,08	0,09			99,44
24	8057-3	69,89	0,30	15,31	2,20	—	1,20	2,10	3,34	3,46	0,21	0,69	0,16			98,86
25	8058	69,98	0,30	15,08	2,40	—	0,90	3,08	2,60	3,20	0,08	1,91	0,09			99,32
26	5057-2	70,10	0,27	15,13	2,40	—	1,00	1,82	3,34	4,38	0,06	0,89	0,14			99,53
27	8690-10	70,24	0,40	14,59	2,80	—	1,70	2,38	2,82	3,22	0,18	1,02	0,09			99,44
28	8690-13	70,27	0,40	14,59	2,60	—	0,60	2,38	2,80	4,26	0,09	0,59	0,09			98,67
29	8690-10	70,57	0,50	13,88	4,80	—	2,30	2,10	1,58	3,14	0,40	1,81	0,09			100,81
30	8690-12	71,25	0,45	14,06	3,60	—	1,30	2,10	2,38	2,98	0,09	1,04	0,02			99,27
Среднее	из 13—30															
	Блоки-ксенолиты в Зирабулакском интрузиве															
31	605а	69,43	0,31	14,20	0,65	2,05	0,05	1,40	2,14	3,19	4,90	0,26	1,45	0,05	0,10	0,49	100,08
32	11827п	70,20	0,50	15,00	0,39	1,55	Сл.	0,92	1,84	3,56	5,43	0,10		0,13			99,62
33	11840п	70,21	0,52	14,64	0,46	1,58	0,03	0,81	1,70	3,38	5,90	0,07		0,11			99,41
34	11830п	70,34	0,58	14,87	1,02	1,44	Сл.	0,81	1,84	3,38	5,27	0,10		0,13			99,78
35	11830п	70,64	0,58	14,87	0,36	1,87	—	0,92	1,80	3,38	5,11	0,12		0,11			99,76
36	11862/6	71,41	Н. о.	13,15	2,40	Н. о.	—	0,85	1,68	3,40	5,20	Н. о.		0,06			98,15
37	11831/8	71,67	»	13,28	2,20	»	—	0,75	1,82	3,40	5,40	»		0,02			98,54
38	597б	72,53	0,20	14,22	0,05	1,80	0,03	0,60	1,82	3,09	5,15	0,13	1,00	0,04	0,10	0,38	100,66
Среднее	из 32—38	70,80	0,34	14,28	0,94	1,29	0,01	0,88	1,83	3,35	5,30	0,10	0,30	0,08	0,02	0,11	99,50
	Аксайский интрузив																
39	2а	65,45	0,50	15,02	0,43	2,70	0,06	1,50	4,20	3,17	4,12	0,14	2,50	0,09	0,10	0,33	99,88
40	3б	66,43	0,18	13,67	0,27	1,30	0,02	1,10	4,90	2,80	5,16	0,14	4,12	0,07	0,10	3,46	100,16

Таблица 3 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П.п.п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма
41	2б	68,01	0,37	13,84	0,77	1,40	0,06	1,70	6,16	4,00	2,20	0,25	1,72	0,07	0,10	0,71	100,55
42	2в	68,18	0,12	13,06	0,21	1,18	0,05	0,90	3,78	4,00	5,00	0,17	3,23	0,05	0,10	2,64	99,93
43	3а	68,61	0,18	13,54	0,38	1,11	0,03	0,90	3,64	3,07	5,00	0,08	3,28	0,11	0,10	2,91	99,93
44	3д	71,96	0,12	13,84	0,47	0,94	0,02	1,30	1,54	3,30	5,41	0,10	1,25	0,07	0,10	0,55	100,32
									Четтыкский интрузив								
45	566д	69,28	0,40	15,09	1,11	2,45	0,05	0,60	1,68	3,68	4,75	0,12	1,16	0,11	0,14	0,11	100,48
46	567а	72,17	0,25	14,00	0,55	2,05	0,04	0,85	1,15	3,77	4,40	0,10	0,88	0,07	0,10	0,16	100,28

Примечание. 1 — скальные горки у предгорной равнины близ тригопункта с отм. 624,6 м; крупновкрапленнниковый биотитовый мелагранит, гнейсовидный. 2 — рядом с колодцем Карачакудук, у контакта со слюдяными сланцами; крупновкрапленниковый биотитовый гранит с мусковитом, сильно гнейсовидный. 3 — 1,5 км к северо-северо-западу от колодца Карачакудук, 0,5 км к юго-востоку от выс. 708 м; мелкозернистый двуслюдяной гранит, гнейсовидный. 4 — там же; мелкозернистый двуслюдяной гранит, массивный, слабокатаклазированный. 5 — к северу от выс. 624,6 м; среднезернистый двуслюдяной существенно мусковитовый гранит из послойной инъекции-апофизы в гранат-слюдяных сланцах. 6 — 1,5 км к восток-северо-востоку от кишл. Кетменчн; среднезернистый крупновкрапленниковый роговообманково-биотитовый адамеллит, гнейсовидный, 7 — 1,0 км к востоку от кишл. Кетменчи; то же, что предыдущий. 8 — там же; мелко-среднезернистый крупновкрапленниковый (спорадофировый) биотитовый гнейсовидный мелагранит из интрузивного тела, прорывающего адамеллиты. 9 — там же; мелкозернистый гнейсовидный двуслюдяной гранит из интрузивного тела, секущего крупновкрапленниковые адамеллиты и мелагранты. 10 — там же; мелкозернистый двуслюдяной аплитовидный гранит, гнейсовидный; из дайки, секущей крупновкрапленниковые адамеллиты. 11 — 1—1,5 км к северо-востоку от кишл. Кетменчи; среднезернистый двуслюдяной гранит с гранатом, катаклазированный, не гнейсовидный. 12 — 1 км к востоку от кишл. Кетменчи, правый борт сая; то же, из дайки, секущей гнейсовидные гранитоиды, ранние пегматиты и кварцевые жилы. 13 — средняя часть интрузива, у дороги Ингичке — ст. Зирабулак; среднезернистый крупновкрапленниковый роговообманково-биотитовый адамеллит (близкий к гранодиориту), давленый, слабо гнейсовидный. 14 — южная часть интрузива, там же; та же порода, сильно гнейсовидная. 15 — 30 — анализы, взятые по профилям в западной части интрузива, по Е. И. Барковской. Геологической привязки и названий пород нет. 31 — 2—2,5 км к юго-западу от кишл. Алтыугул; мелкозернистый двуслюдяной гранит из единичного ксенолита в порфировидном биотитовом граните. 32—37 — мелкозернистые граниты-граносиениты, по Е. И. Барковской, из ксенолитов в гранодиоритах в северо-восточной части Зирабулакского интрузива. 38 — выше кишл. Чангаллы по саю, близ штолен; мелкозернистый двуслюдяной гранит из блока-ксенолита, раздробленного и сцементированного порфировидными роговообманково-биотитовыми адамеллитами. 39 — катаклазит крупновкрапленникового гнейсовидного адамеллита, роговообманково-биотитового, из обломка в известняке. 40 — сильно измененный осветленный катаклазит гнейсовидного адамеллита из основания несогласия. 41 — скарнированный мелкозернистый гранит из обломка в известняке. 42 — то же, что № 39. 43 — то же, что № 39, из основания несогласия. 44 — среднезернистый турмалиновый гранит из обломка в известняке над несогласием. 45 — крупновкрапленниковый сильно катаклазированный адамеллит, северо-западная часть интрузива. 46 — мелкозернистый катаклазированный слабопорфировидный двуслюдяной гранит, юго-западная часть интрузива.

Анализы пород Аксайского интрузива — из совместных сборов В. С. Корсакова, Г. Д. Шмулевич и Э. П. Изоха. Прочне анализы (кроме заимствованных у Е. И. Барковской) — из коллекции Э. П. Изоха.

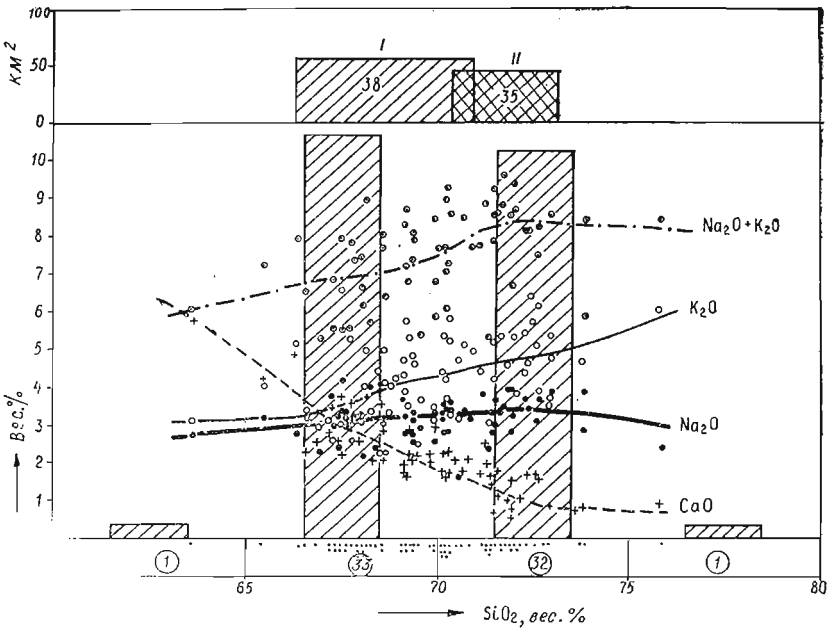


Рис. 9. Статистико-петрохимическая диаграмма Тымского адамеллит-гранитового комплекса. Сост. по табл. 3 и анализам, имеющимся в книге «Петрография Узбекистана», т. II (1965). Площади вычислены только по Карачакудукскому, Кетменчинскому и Северному интрузивам.

Группы пород: I — крупновкрапленниковые адамеллиты ранней фазы, II — бнотитовые и двуслюдяные граниты поздних фаз.

протяжении Зеравшано-Алайской зоны. Они могут считаться индикатором того самого несогласия и перерыва в преддевонское время, в течение которого сформировался, а затем был подвергнут размыву Тымский интрузивный комплекс. Это крупное несогласие до сих пор ускользало от внимания геологов, и потому разрез нижнего — среднего палеозоя в Зеравшано-Алайской зоне считался непрерывным. Причина этого вполне понятна, так как геологическая ситуация становления Тымского комплекса и формирования углового несогласия весьма своеобразна: в основании нового (девонского) трансгрессивного цикла отсутствуют не только привычные базальные конгломераты, но и вообще терригенные отложения, а на нижние карбонатные толщи сразу ложатся девонские известняки, не всегда отличимые от нижележащих с первого взгляда. При отсутствии гранитов, маркирующих перерыв и несогласие, да еще в условиях обычной для Зеравшано-Алайской зоны сложной тектоники и многократного динамического и контактового метаморфизма, это несогласие может очень легко остаться незамеченным.

Как указывает А. А. Пронин (1969), угловое несогласие между нижнедевонскими и более древними отложениями характерно для всех структурно-формационных зон Тянь-Шаня, причем Зеравшано-Алайская зона до сих пор оставалась единственным исключением. Полученные нами данные позволяют считать представление об исключительности последней ошибочным.

Стратиграфический перерыв, в течение которого сформировался Тымский комплекс, скорее всего, был невелик. Во всяком случае, он существенно не отразился на смене главных групп фауны, так как именно биостратиграфические данные более всего способствовали укреплению представлений о непрерывности стратиграфического разреза в интервале от силура к девону. Б. С. Соколов при обсуждении с ним данного вопроса отметил, что биостратиграфический метод позволяет улавли-

вать перерывы длительностью не меньше 5 и даже 10 млн. лет. Видимо, примерно такова и длительность интересующего нас перерыва. Это предположение согласуется с тем, что Тымский комплекс близок к формации высокоглиноземистых гранитов, для которой вообще характерно формирование в короткие интервалы времени, отвечающие по длительности не более чем стратиграфическому ярусу (Изох, 1965).

Итак, кажущаяся непрерывность стратиграфического разреза, устанавливаемая по фауне, не должна смущать исследователей. Наоборот, целеустремленные биостратиграфические исследования отложений, прорванных тымскими гранитоидами и перекрывающих последние, должны дать объективный материал для суждения о длительности стратиграфического перерыва и о быстроте протекания таких процессов, как складчатость, гранитообразование, размыв и формирование углового несогласия. Методы абсолютной геохронологии, прежде всего калий-аргоновый метод, в данном случае применить трудно, так как после формирования Тымского комплекса произошло много событий, искажающих первоначальные изотопные соотношения в гранитоидах: внедрение в тех же зонах более молодых интрузивов, сопровождавшееся общим прогревом и метаморфизмом всех древних пород; неоднократный динамометаморфизм и т. п.

10. По сравнению с другими гранитоидными формациями региона Тымский комплекс наиболее ранний. Из данных, удостоверяющих этот вывод, особое внимание надо обратить на следующие: а) прорывание двуслюдяными гранитами и пегматитами кульджуктауского типа гнейсовидных гранитоидов в Кетменчинском, Тымском и Карачакудукском интрузивах; б) наличие ксенолитов двуслюдяных гранитов тымского типа в гранодиоритах — адамеллитах Зирабулакского интрузива (Кульджуктауская серия); в) галька гранитов тымского типа в конгломератах C_{2-3}, прорванных тем же Зирабулакским интрузивом; г) развитие в интрузивах Тымского комплекса систем наиболее поздних «сквозных» золотоносных кварцевых жил, уходящих во вмещающие породы и пересекаемых интрузивами Кульджуктауской серии. Геологическая позиция этих кварцевожильных систем позволяет отнести их к Бокалинской серии. Неизвестными остаются только прямые взаимоотношения между интрузивами Тымского комплекса и Кошрабатской серии, которые пространственно разобщены.

По стратиграфическим данным, впредь до их уточнения и проверки, мы вынуждены считать возраст Тымского комплекса преддевонским.

Глава V

КОШРАБАТСКАЯ ГАББРО-СИЕНИТ-ГРАНОСИЕНИТОВАЯ СЕРИЯ

К этой серии отнесены три удаленных друг от друга интрузива: Кошрабатский (Сев. Нурата), Тозбулакский (Кульджуктау) и Лолабулакский (Каратюбе), которые объединены рядом общих особенностей геологической позиции и вещественного состава.

Кошрабатский интрузив

Расположен интрузив на юге Северо-Нуратинских гор (см. рис. 1). Изучался Н. А. Смирновым и Н. А. Лосевым, а затем П. Д. Купченко (1953, 1956, 1958). Начиная с 1966 г. картировался Н. Р. Асатуллаевым. В 1967—1969 гг. он был детально изучен и закартирован З. А. Юдалевичем с сотрудниками, а на отдельных участках изучался также Э. П. Изохом, А. П. Пономаревой и М. В. Сухиным. Нижеследующее описание основано преимущественно на данных З. А. Юдалевича.

Площадь обнаженной части интрузива около 190 кв. км, значительная его часть скрыта наносами (рис. 10). Вмещающие породы, по Н. Р. Асатуллаеву, представлены живачисайской свитой $Cm_3(?)$—O_1 (переслаивание известняков, известковистых, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, песчаников), караташской — S_1ln (песчаники, сланцы, редкие линзы известняков), джазбулакской — S_1ln—w (песчаники, сланцы, гравелиты, туфопесчаники, туфы среднего состава, согласные тела габбро-диабазов, микрогаббро и диабазовых порфиритов, линзы известняков и известковистых песчаников) и наукатсайской—S_1w (сланцы, алевролиты, песчаники) свитами.

Северный контакт с живачисайской свитой, судя по малой ширине контактового ореола, крутой. Ш. А. Чембарисов (1967), исходя из наличия гравитационной ступени, считает его вертикальным, с амплитудой уступа 5 км. В непосредственном экзоконтакте известняки живачисайской свиты скарнированы. Мощность скарнов, судя по пику ΔZ (рис. 11), не превышает нескольких метров. Восточный контакт также крутой, он срезает изоклинальные структуры, сложенные породами караташской, джазбулакской и наукатсайской свит. Южный контакт с джазбулакской свитой пологий, с падением на юг под углом 60°, что подтверждается значительной (до 500 м) шириной контактового ореола и гравиметрическими данными. На севере и на юге интрузив согласен с вмещающими структурами, а на востоке под прямым углом срезает их.

Кошрабатский интрузив — очень сложное образование (рис. 10). Слагающие его породы группируются следующим образом (от ранних).

Габбро-сиенитовый комплекс: 1) щелочные габброиды, близкие к эссекситам, 2) меласиениты и сиенито-диориты, 3) крупнозернистые овоидные и трахитоидные сиениты, 4) плагиосиениты, 5) мелкозернистые порфировидные кварцевые сиениты, 6) мелкозернистые кварцевые сиениты (нордмаркиты).

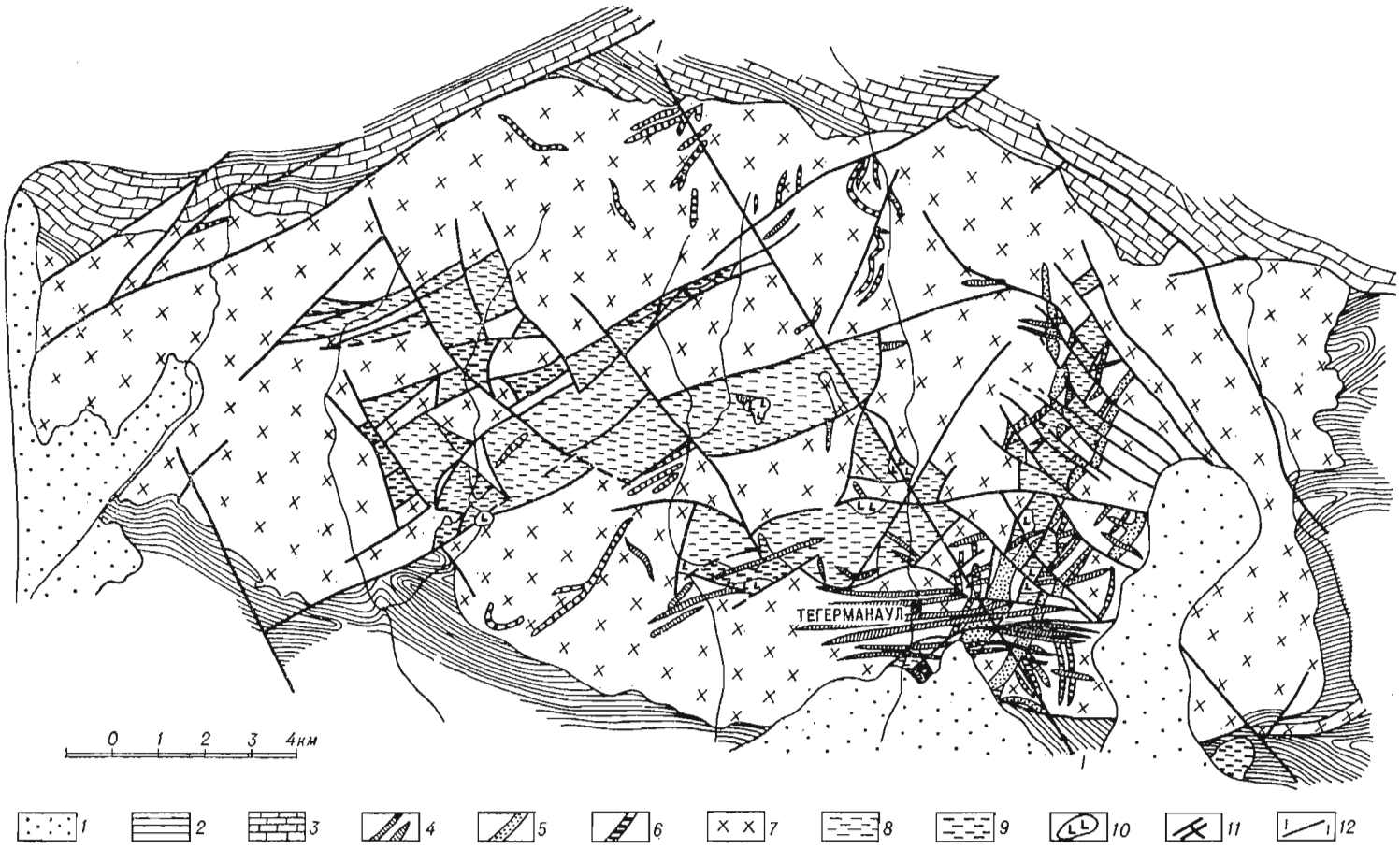


Рис. 10. Геологическая схема Кошрабатского интрузива (по З. А. Юдалевичу).

1 — современные отложения; *2* — песчаники и сланцы; *3* — песчанико-сланцевая толща с прослоями известняков (Cm—O); *4* — дайки и мелкие тела поздней интрузивной серии (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты), *5—10* — породы Кошрабатской серии: *5* — дайки граносиенитов; *6* — дайки эссекситов, *7* — крупновкрапленниковые граносиениты главной фазы, *8* — крупновкрапленниковые сиениты и кварцевые сиениты, *9* — меласиениты и сиенито-диориты, *10* — фельдшпатизированные габбро и эссекситы; *11* — разломы; *12* — линия геолого-геофизического разреза, показанного на рис. 11.

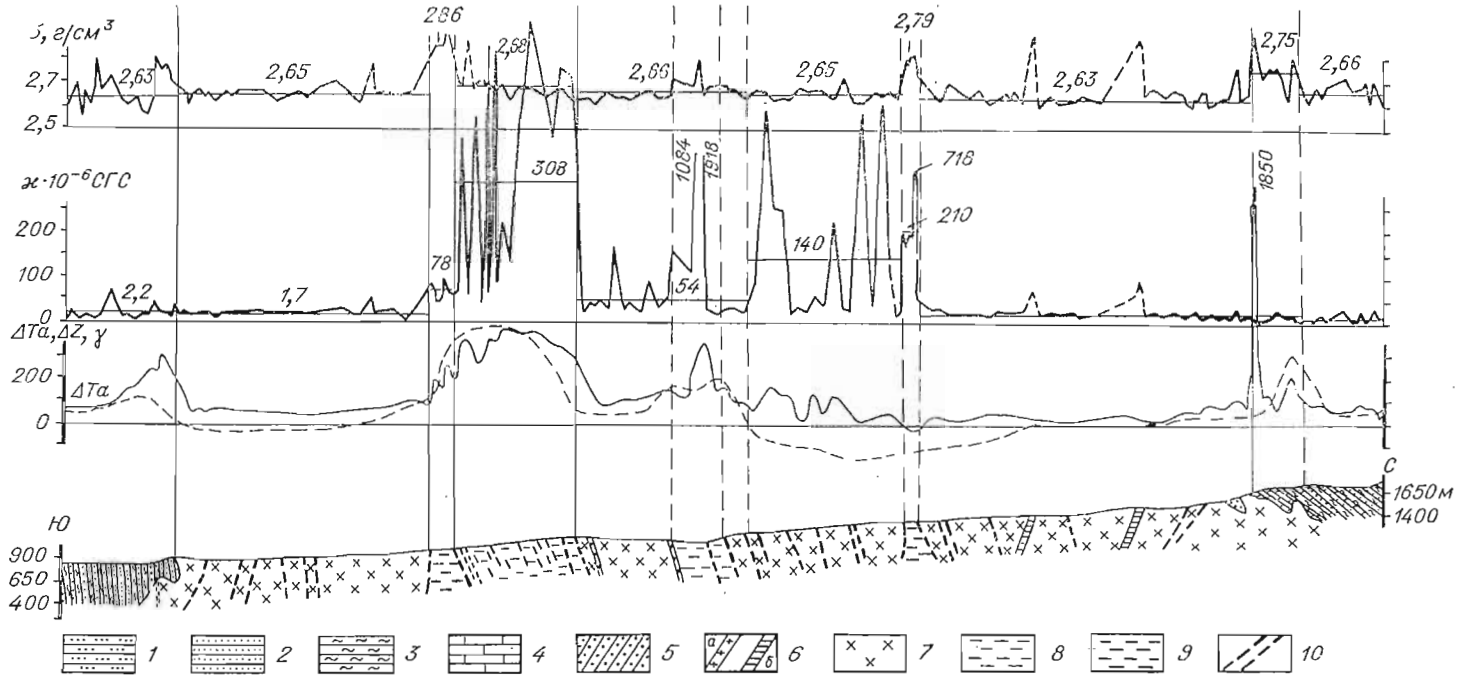


Рис. 11. Геолого-геофизический разрез через Кошрабатский интрузив вдоль сая Байпурушли (по М. В. Сухину).

1 — алевролиты; *2* — песчаники; *3* — сланцы; *4* — известняки; *5* — роговики; *6* — дайки: *а* — гранитов, *б* — сиенито-диоритов; *7* — овоидные граносиениты; *8* — сиениты; *9* — меласиениты, сиенито-диориты; *10* — зоны милонитизации. Графики: σ — плотности, χ — магнитной восприимчивости, ΔTa — аэромагнитной съемки, ΔZ — наземной магнитометрической съемки.

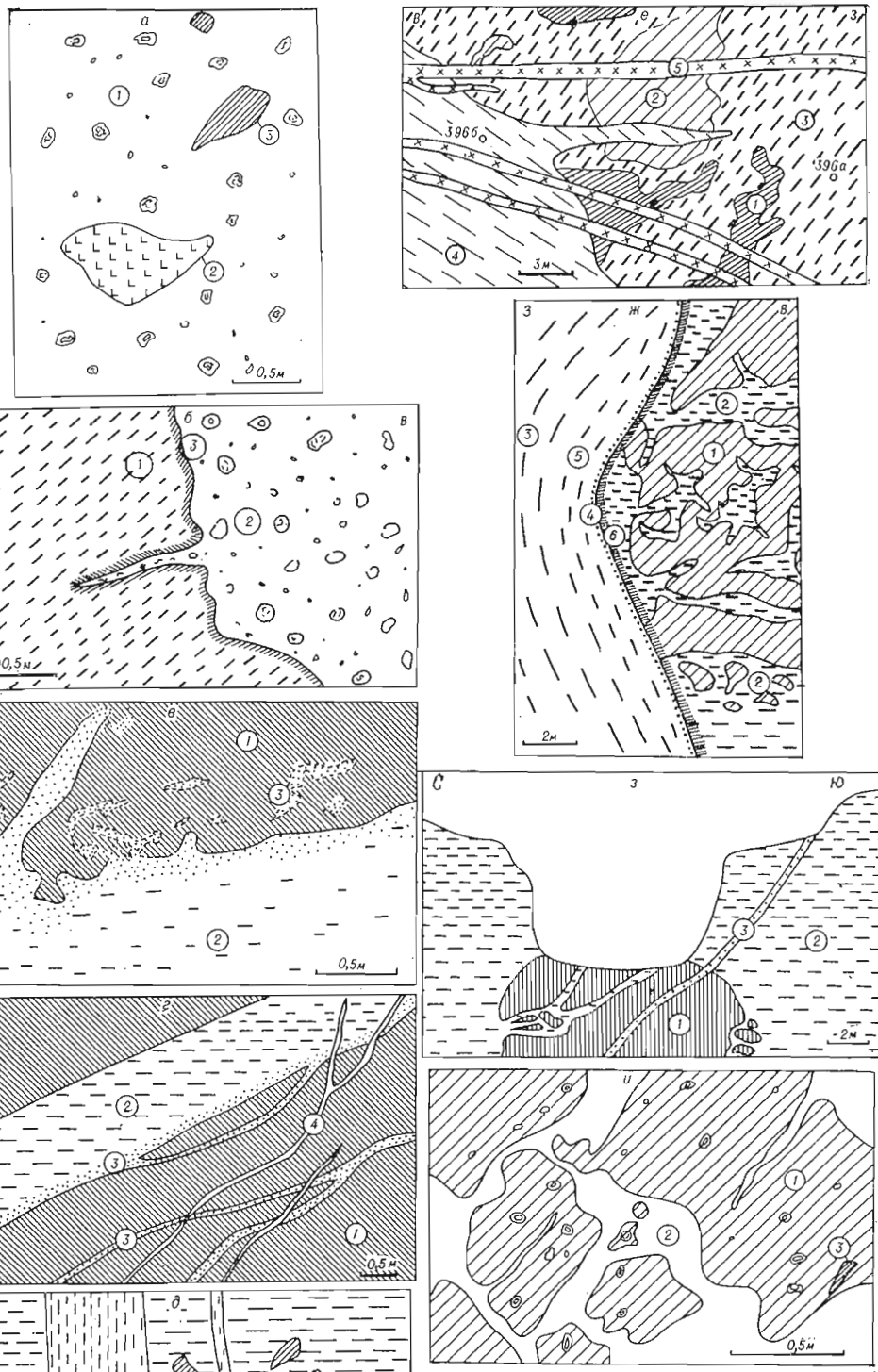


Рис. 12. Зарисовки обнажений габбро-сиенитового комплекса в Кошрабатском интрузиве *.

а — обн. 391 (Э. И.), к северу от кишл. Байпурушли, водораздел Байпурушли — Джазбулак, ксенолиты роговика (*3*) и габбро (*2*) в меласиените (*1*); *б* — обн. 1556 (З. Ю.), там же, 500 м к северо-западу от выс. 1032, 1 м, контакт меласиенита (*1*) и крупнозернистого овоидного сиенита (*2*), зонка амфиболизации (*3*); *в* — обн. 129 (Э. И.), близ г. Каратепе (*1* —

Граносиенитовый комплекс: 7) крупнозернистые овоидные граносиениты главной фазы, 8) мелко-среднезернистые овоидные граносиениты, 9) жильные лейкограниты и пегматиты.

Ранняя группа даек: 10) микроэссекситы и эссексит-порфириты, 11) сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты.

Средняя группа даек: 12) мелко-среднезернистые овоидные граносиениты и граносиенит-порфиры, 13) жильные лейкограниты, аплиты и пегматиты.

Поздняя группа даек: 14) диориты и кварцевые диориты, 15) гранодиориты и адамеллиты, 16) граниты и лейкограниты. Общие черты строения и особенности формирования интрузива будут рассмотрены далее, после изложения данных по каждой группе пород.

Интрузивные породы

1. Щелочные габброиды самой ранней фазы образуют ксенолиты и отдельные разобщенные блоки среди более поздних сиенитоидов. Они часто сиенитизированы (т. е. метасоматически замещены полевыми шпатами, щелочными амфиболом и пироксеном), вследствие чего нередки «размытые» границы между габброидами и более поздними породами (фото 8), а также постепенные переходы в интервале от сантиметров до нескольких метров. В то же время вполне обычны резкие контакты с характерными приконтактовыми явлениями в более поздних сиенитоидах (фото 9), а также четко очерченные и сравнительно мало переработанные ксенолиты (рис. 12, фото 10).

На северной окраине Тегерманаула, в правом борту Гужумсая и других местах (рис. 12, *а*), наряду с ксенолитами габброидов в сиенитах отмечены ксенолиты сильно ороговикованных, но не сиенитизированных песчаников и сланцев, аналогичных тем, которые развиты в раме интрузива. Это свидетельствует о том, что первоначально габброиды слагали отдельные интрузивные тела в роговиках и лишь затем, при внедрении сиенитов, были раздроблены на множество мелких и крупных ксенолитов (блоков).

В пределах рамы тела щелочных габброидов отмечены близ кишл. Хукаля, однако они остались неизученными. Их не следует смешивать с дайковыми габбро-диабазами, присутствующими в джазбулакской свите и имеющими принципиально иной облик, состав и химизм (сравни № 79 с № 1 и 2 в табл. 4).

Рассматриваемые породы темные, почти черные, мелкозернистые. Состав мало переработанных габбро следующий: плагиоклаз 50—60%, клинопироксен 15—25%, амфибол 14—16%, K-Na-шпат 5%, кварц 0,5% и менее, акцессорные 2—3% (сфен, ильменит и титаномагнетит, апатит, циркон). В протолочках отмечены гранат, пирит и шеелит. Структура габбровая, паналлотриоморфнозернистая с элементами офи-

---

роговики, *2* — трахитоидные сиениты с зоной эндоконтактовой лейкократизации, *3* — кварц-биотит-микроклиновые и микроклиновые метасоматические участки в роговиках — экзоконтактовая гранитизация); *г* — обн. 298 (Э. И.), там же (*1* — роговики, *2* — апофиза кварцевого лейкосиенита, отходящая от тела трахитоидных сиенитов, *3* — оторочки и тонкие апофизы пегматоидного лейкогранита с турмалином и гранатом, *4* — секущие кварцевые прожилки); *д* — обн. 293 (Э. И.), там же (*1* — трахитоидные сиениты, *2* — дайка среднезернистого амфиболового сиенита, *3* — дайки мелкозернистых биотит-амфиболовых кварцевых сиенитов, *4* — ксенолиты роговиков); *е* — обн. 1592 (З. Ю.) — 39 (Э. И.), верховья Бигалысая, 500 м к северо-востоку от выс. 1082,1 м контакт овоидных сиенитов (*3*) с плагиосиенитами (*4*), ксенолиты габброидов, в разной степени фельдшпатизированных (*1* и *2*), дайка мелкозернистого кварцевого сиенита (*5*); *ж* — обн. 1601 (З. Ю.), правый борт Гужумсая, 700 м к западу от выс. 1122,1 м (*1* — блоки фельдшпатизированных габброидов, *2* — инъекции крупнозернистых овоидных сиенитов, *3* — овоидные граносиениты главной фазы, *4* — зонка эндоконтактовой лейкократизации граносиенитов, 1—3 см, *5* — зона приконтактовых существенно амфиболовых граносиенитов, 0,8—2 м, *6* — зонка экзоконтактовой амфиболизации сиенитов, 0,5—3 см); *з* — обн. 307 (Э. И.), левый приток Гужумсая севернее Тыгерманаула, разрез блока меласиенитов (*1*), погруженного в граносиениты главной фазы (*2*), дайка аплита (*3*); *и* — обн. 308 (Э. И.), там же. меласиениты (*1*), расчлененные инъекциями граносиенита (*2*), ксенолит роговика (*3*).

* Здесь и далее авторская принадлежность иллюстраций указана инициалами (в скобках).

товой (фото 11), в сиенитизированных разностях — порфировидная.

Плагиоклаз слабозональный, № 25—35, иногда до № 40—55. Моноклинный пироксен бесцветный и зеленоватый, в центре зерен до ясно-зеленого, переходящего в эгирин-авгит на периферии. Схема абсорбции[1] $Ng<Nm<Np$; $cNg=48°$; $2V=+56°$. Показатели преломления $Ng=1{,}758$, $Nm=1{,}742$, $Np=1{,}727$. Встречается также клинопироксен типа титан-авгита, с фиолетовым оттенком и фигурой песочных часов. Амфибол представлен несколькими разновидностями. Наиболее распространенный тип — темно-зеленый по Ng, оливково-зеленый по Nm и светло-желтый по Np; $cNg=19°$, $2V=-60°$ (до $-54°$). Химический состав см. в табл. 5 (№ 13). Судя по приведенным данным, это богатый железом, кальцием и титаном амфибол, близкий к высокожелезистому гастингситу. Редкие чешуйки биотита плеохроируют до почти черного цвета по Nm. K-Na-шпат слаборешетчатый, микропертитовый.

Рассматриваемые породы по содержанию SiO_2 отвечают габбродиоритам (№ 1 и 2 табл. 4), но отличаются от нормальных пород той же основности более высокой суммой щелочей, высокими содержаниями кальция и железа и низкими содержаниями магния, т. е. весьма высокой железистостью. По химизму они ближе к эссекситам, но по сравнению со стандартом, по Дэли, значительно беднее магнием.

2. Меласиениты и сиенито-диориты. Это средне-крупнозернистые роговообманково-пироксеновые и пироксен-роговообманковые породы. Они также картируются в виде разобщенных тектонических блоков и блоков-ксенолитов среди пород последующих фаз в центральной части интрузива. В пределах рамы они не обнаружены, однако М. В. Сухин предполагает присутствие их на некоторой глубине в южном экзоконтакте, где отмечено повышение магнитного поля на 100—150 гамм, аналогичное полю над обнаженными телами меласиенитов (см. рис. 11).

Меласиениты содержат ксенолиты щелочных габброидов, и сами образуют ксенолиты в более поздних сиенитах и граносиенитах (рис. 12) с характерными явлениями фельдшпатизации, дезинтеграции и т. п., с массовыми инъекциями более поздних пород, создающих в целом картину агматитов и постепенных переходов, как и в предыдущем случае. Неоднократно наблюдались резкие контакты (рис. 12, *б*, фото 12).

Меласиениты и сиенито-диориты — массивные темные серые или зеленоватые породы с овоидами K-Na-шпата до 3—4 см. Состав следующий: плагиоклаз 42,8%, K-Na-шпат 30,4%, кварц 0,9%, роговая обманка 10,3%, клинопироксен 12,8%, биотит 0,4%, акцессорные (сфен, магнетит, титаномагнетит и ильменит) 2,4%. Кроме того, есть апатит, циркон, встречаются пирит, шеелит. Структура пород разнозернистая, аллотриоморфнозернистая с элементами гипидиоморфнозернистой и монцонитовой, почти везде усложнена бластезом.

Плагиоклаз зональный: № 30—40 в ядре, № 20—25 на краю. Судя по результату анализа (№ 1 в табл. 5), средний состав отвечает № 28. K-Na-шпат слабо решетчатый, крипто- и микропертитовый; отношение $\frac{Or}{Ab}=\frac{60{,}5}{39{,}5}$; степень триклинности 0,2. Химический состав см. в табл. 5 (№ 4). Амфибол бурый по Ng, красновато-бурый по Nm, буровато-желтый по Np; $cNg=18°$, $2V=-72°$. Химический состав приведен в табл. 5 (№ 14). Описанная роговая обманка по периферии зерен переходит в коричнево-синюю, близкую к рибекиту. Клинопироксен зеленоватый ($cNg=40°$, $2V=+48°$), переходит в ясно-зеленый, плеохроирующий, близкий к эгирин-авгиту или эгирин-диопсиду.

---

[1] Здесь и далее оптические свойства минералов приводятся преимущественно для тех пород и минералов, для которых есть химические анализы.

По химизму (№ 3—10 в табл. 4) рассматриваемые породы образуют компактную группу. По кремнезему (54—56%) они отвечают диоритам, но обладают высокой суммой щелочей, что и определяет выбор номенклатуры. Столь же четко они выделяются среди других пород интрузива по плотности и магнитной восприимчивости (см. рис. 11). Данные по относительной однородности химизма и физических свойств вместе с геологическими наблюдениями служат достаточным основанием для отнесения меласиенитов и сиенито-диоритов к самостоятельной фазе интрузивного процесса.

3. Порфиробластические (овоидные) крупнозернистые сиениты слагают крупные блоки, большей частью ограниченные разломами, во внутренней зоне Кошрабатского интрузива, где преобладают, а также ксенолиты в более поздних граносиенитах (см. далее). Сами они, как уже отмечалось, содержат обильные ксенолиты щелочных габброидов, меласиенитов, а иногда ороговикованных песчаников и сланцев, аналогичных экзоконтактовым породам рамы.

Характерно обилие овоидов калинатрового полевого шпата, переполненных зонально расположенными включениями амфибола, плагиоклаза и других минералов (фото 10). Состав: плагиоклаз 39,2%, K-Na-шпат 41,6%, кварц 3,4%, биотит 1,6%, роговая обманка 11,0%, клинопироксен 2,6%, акцессорные 0,6% (среднее по 27 шлифам для 8 образцов). По сравнению с меласиенитами эти породы беднее цветными минералами, особенно пироксеном. Заметную роль начинает играть биотит. Акцессорные минералы те же, что и в предыдущей группе, но менее обильны. Структура пород разнозернистая, аллотриоморфнозернистая, переходная к гипидиоморфнозернистой, участками монцонитовая, мирмекитовая, всегда сильно осложнена бластезом.

Плагиоклаз слабозональный, № 37—22. K-Na-шпат слагает главным образом овоиды, но его много и в основной массе. Местами слаборешетчатый. Отношение $\frac{Or}{Ab} = \frac{65,5}{34,5}$, степень триклинности 0,2. Химический состав см. в табл. 5 (№ 5).

Амфибол по оптическим свойствам, характеру диффракционной рентгенограммы и химизму (№ 15 в табл. 5) такой же, как в меласиенитах. Облик пироксена и биотита такой же, как в меласиенитах.

По химизму (см. № 11—19 в табл. 4) сиениты представляют собой вполне компактную группу с вариациями SiO_2 в узких пределах между 58 и 60% и соответственно с небольшими колебаниями содержаний других окислов. Характерны бедность пород магнием и высокая (от 8,5 до 10%) сумма щелочей. Последнее обстоятельство позволяет именовать породы собственно сиенитами. По всем признакам они четко обособлены от граносиенитов главной фазы. Правомочность их выделения в виде относительно гомогенных интрузивных тел или блоков, четко отграниченных от других пород, помимо геологических данных, подтверждается петрофизическим профилем (см. рис. 11), на котором овоидные сиениты хорошо выделяются среди других пород по плотностным и магнитным характеристикам.

3а. Крупнозернистые трахитоидные сиениты. Эти породы от рассмотренных выше сиенитов отличаются обликом, текстурой и, несущественно, особенностями состава. По химизму они также к ним близки, но еще менее основные (см. № 20 в табл. 4). Трахитоидные сиениты образуют небольшое интрузивное тело (не более 0,3 кв. км) среди роговиков на юго-восточной окраине интрузива, в районе г. Каратепе близ Таджикаула. От граносиенитов главного тела отделены перемычкой роговиков.

Сиениты розоватые или красные, с четко выделяющимся черным амфиболом. Вкрапленники имеют не овоидную, а уплощенно-параллелепипедальную форму, причем ориентированы в одном направлении

(что и создает трахитоидность). Размер их 5—6 × 0,5 см. Сиениты имеют аллотриоморфнозернистую гранобластическую структуру из-за интенсивной альбитизации.

Вмещающими породами служат узловатые кордиеритовые и кварц-биотит-плагиоклазовые роговики, возникшие за счет глинистых и алевролито-песчаниковых пород. Контакт с ними сиенитов извилистый, с многочисленными апофизами (рис. 12, *в*, *г*). В широкой эндоконтактовой зоне сиениты становятся более лейкократовыми. Амфибол в них исчезает или сохраняется лишь будучи «законсервированным» в кварце. Вместо него развит биотит, но не темный, а более светлый, красный (в шлифе). Возрастает количество плагиоклаза, который местами преобладает, появляется кварц (5—10%). В апофизах породы еще беднее биотитом и богаче кварцем, который здесь виден невооруженным глазом; почти всегда присутствует гранат. По химизму они близки к граносиенитам (см. № 21—22 в табл. 4). Наиболее удаленные тонкие апофизы приобретают облик и состав пегматоидного гранита, обычно с турмалином и гранатом (рис. 12, *г*).

В роговиках не далее 3—4 м от контакта, обычно в 0,5—1 м, развиты зонки, жилообразные обособления и пятна лейкократового материала, существенно микроклинового или кварц-микроклинового (рис. 12, *в*). Это проявления приконтактовой сиенитизации или гранитизации роговиков, которые, судя по их масштабу и сходству с эндоконтактовой фацией сиенитов, сопутствовали становлению сиенитового тела.

Внедренный, т. е. собственно интрузивный, характер данного тела подтверждают перемещенные ксенолиты роговиков, а также дайки сиенитов, близких по составу (но не по структуре) к трахитоидным сиенитам и также несущих ксенолиты роговиков (рис. 12, *д*). Этот факт доказывает существование самостоятельного сиенитового расплава, интрудировавшего песчанико-сланцевую толщу. Кроме того, трахитоидные сиениты рассечены единичными дайками биотит-амфиболовых кварцевых сиенитов и амфибол-биотитовых порфировидных мелкозернистых граносиенитов, сопоставимых с породами более поздних интрузивных фаз.

В трахитоидных сиенитах много секущих кварцевых жил и прожилков; широко развиты сопровождающие их наложенные гидротермальные изменения: серицитизация, пиритизация, альбитизация, в меньшей мере хлоритизация, вызывающие общее осветление пород. Эти изменения очень сходны с теми, которые характерны для расположенного в 2—3 км западнее золоторудного месторождения Чармитан. По отношению к сиенитам они выглядят явно наложенными, так как в равной мере захватывают и сиениты, и роговики, существенно не меняя при этом своего характера.

4. Крупнозернистые плагиосиениты образуют шлироподобные по форме четко очерченные тела площадью до 0,3 кв. км среди овоидных сиенитов (и только). Наблюдались в районе Янгистана и на междуречье Джазбулак—Гужумсай, в районе Кызылбеля. Отмечены пересечения их дайками мелкозернистых кварцевых сиенитов (рис. 12, *е*).

По химизму (№ 23—25 в табл. 4) породы отличаются от других сиенитоидов Кошрабатского интрузива преобладанием натрия над калием и обогащенностью глиноземом, но сохраняют характерную высокую общую железистость.

5. Мелкозернистые порфировидные кварцевые сиениты слагают небольшие (до 0,15 кв. км) пластовые тела и дайки в сиенитах и плагиосиенитах (рис. 12, *д*, *е*). Контакты обычно резкие, иногда с чередованием полос мелко- и крупнозернистых сиенитов в приконтактовой зоне, местами с четко выраженными апофизами

мелкозернистых кварцевых сиенитов, уходящих внутрь крупнозернистых сиенитов (район Чоботсая близ выс. 1225,2 м). По минеральному составу породы близки к крупнозернистым сиенитам, но отличаются большим содержанием кварца и биотита. По химизму (№ 26, 27 в табл. 4) они занимают промежуточную позицию между крупнозернистыми сиенитами и граносиенитами главной фазы, что соответствует их положению в общем ряду эволюции пород интрузива.

6. Мелкозернистые равнозернистые кварцевые сиениты образуют редкие жилы и дайки мощностью до 0,7 м, тесно связанные с сиенитоидами предыдущих типов. Зальбанды жил обычно сложены грубозернистым сиенит-пегматитом, осевая часть — мелкозернистым кварцевым сиенитом. В составе последнего преобладает K-Na-шпат-пертит, которому резко подчинены плагиоклаз № 26—28 и субщелочной амфибол типа феррогастингсита (табл. 5, № 16). Показатели преломления: $Ng=1{,}718$, $Nm=1{,}697$, $Np=1{,}692$. По химическому составу порода близка к кварцевым сиенитам предшествующей группы, но значительно богаче калием (см. № 28 в табл. 4).

7. Крупнозернистые овоидные граносиениты — наиболее распространенные породы Кошрабатского интрузива, занимающие около 85% его площади и относящиеся к главной интрузивной фазе. Они слагают практически всю внешнюю зону интрузива. Контакты с более ранними породами внутренней зоны почти везде тектонические, первичные взаимоотношения наблюдаются редко (рис. 12, *ж*). Зато в очень многих местах граносиениты содержат ксенолиты и отдельные блоки щелочных габброидов, меласиенитов, овоидных сиенитов, которые рассечены инъекциями граносиенитов (рис. 12, *з, и*). В ксенолитах развиваются порфиробласты микроклина, происходит гранитизация и частичная дезинтеграция. Все эти явления в сумме нередко создают впечатление постепенных переходов между более основными породами ксенолитов и граносиенитами. Эти явления, однако, лишь усложняют общую достаточно очевидную картину рвущих отношений между упомянутыми породами.

Граносиениты на всей площади интрузива сравнительно однообразны и хорошо отделяются от более ранних пород внутренней зоны по плотности и магнитным свойствам (см. рис. 11). Вместе с тем среди них по магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности можно выделить две разновидности, которые визуально и по петрографическим признакам остались не распознанными. В данном случае петрофизический метод указывает путь для более дробного расчленения граносиенитов в дальнейшем.

Интрузивное тело граносиенитов имеет сложную внутреннюю тектонику, в том числе многочисленные зоны катаклаза, вдоль которых развиты хлорит и эпидот и происходит сильное покраснение пород. По отдельным разломам тектонические подвижки происходили неоднократно (рис. 13, *а*). Широко проявлены катаклаз и последующий бластез.

По облику породы весьма напоминают граниты-рапакиви. Овоиды микроклина достигают в поперечнике 6—7 см и больше (в среднем 3—4×2—2,5 см). Количество их варьирует от 270 до 370 шт/м^2, но вблизи контактов с боковыми породами возрастает до 460 шт/м^2. Форма обычно овальная и округленная, причем в наибольшей степени в эндоконтактовых зонах. Характерны включения плагиоклаза, кварца, амфибола, биотита, расположенные концентрически-зонально. Число зон с включениями достигает 5—6 и даже более. Есть овоиды с каймой олигоклаза и амфибол-биотитового агрегата, вполне аналогичные таковым рапакиви.

Состав граносиенитов (среднее по 20 шлифам для 5 обр.) следующий: плагиоклаз 37%, K-Na-шпат 32,5%, кварц 20,7%, биотит 7,0%,

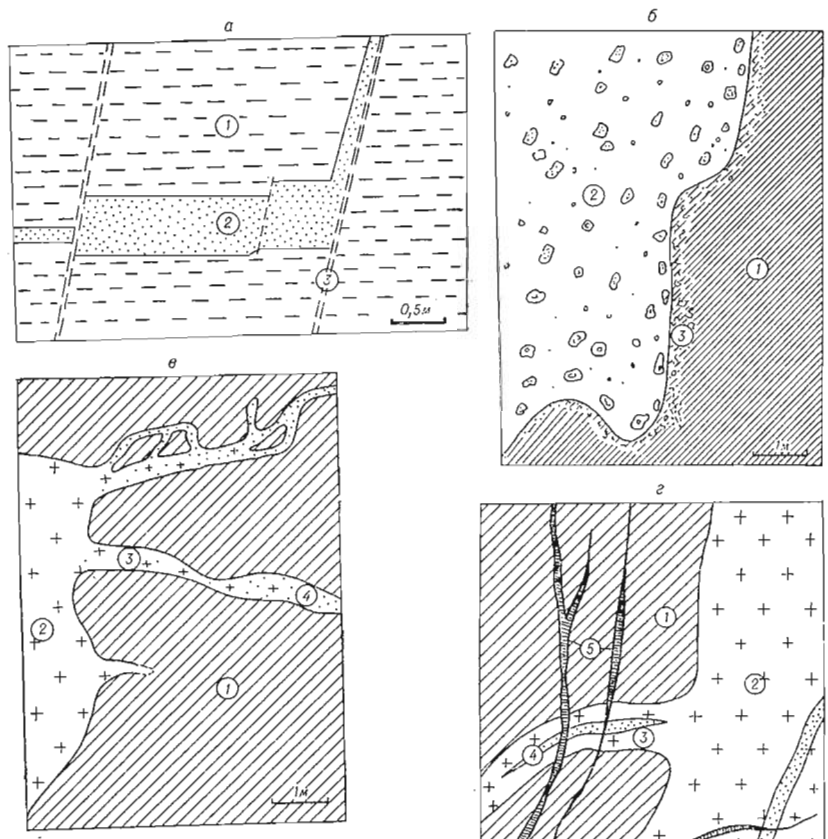


Рис. 13. Зарисовки обнажений граносиенитов главной фазы в Кошрабатском интрузиве (Э. И.).

а — обн. 307, юго-восточная часть интрузива, к западу от кишл. Булак (*1* — овоидные граносиениты, *2* — дайка аплита, *3* — зоны милонитизации с хлоритом и эпидотом); *б* — обн. 369, южный контакт к востоку от сая Байпурушли, (*1* — узловатые кордиеритовые роговики, *2* — овоидные граносиениты, *3* — зона приконтактовой гранитизации, 0,1—0,2 м); *в* — обн. 302, район месторождений Чармитан, 1,5 км к западу от г. Каратепе (*1* — узловатые роговики, *2* — овоидные граносиениты, *3* — граносиениты, лишенные овоидов, *4* — лейкограниты); *г* — обн. 299, район г. Каратепе (*1* — роговики, *2* — овоидные граносиениты, *3* — лейкогранитная апофиза, *4* — обособления аплита, *5* — секущие кварцевые жилы).

амфибол 2,0%, акцессорные (ильменит, титаномагнетит, циркон, апатит, ортит) 0,9%. В протолочках отмечены также сфен, оранжит, шеелит, пирит, арсенопирит, галенит, барит. Вторичные минералы: хлорит, серицит, кальцит, эпидот-цоизит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, переходящая в аллотриоморфнозернистую, сильно осложненная бластезом. Характерны мирмекитовые и кварц-биотитовые симплектитовые сростки.

Плагиоклаз зональный, от № 32 до № 40 в ядре и № 20—25 на периферии. Содержит мельчайшие включения K-Na-шпата. По химическому составу мономинеральной пробы (№ 3 в табл. 5) отвечает № 27—28. K-Na-шпат представлен двумя генерациями: овоидами и ксеноморфными зернами основной массы. В первых он слаборешетчатый, во вторых — сильно. Характерно обилие пертитовых вростков. В овоидах включения других минералов составляют около 20%. Периферические зоны овоидов обнаруживают отчетливые признаки разрастания за счет основной массы. Имеется анализ мономинеральной фракции

данного минерала (№ 6 в табл. 5). Отношение $\frac{Or}{Ab} = \frac{71}{29}$. Степень триклинности 1,0. Амфибол в граносиенитах по облику в шлифах и оптическим свойствам такой же, как в более ранних сиенитах. Отмечаются мелкие выделения более позднего фиолетово-синего амфибола типа рибекита. Биотит темно-бурый до почти черного по *Nm*. Часто замещен хлоритом и эпидот-цоизитом. Характерны бахромчатые ограничения. *Nm*=1,660—1,670. Химический состав см. в табл. 5 (№ 9). Это высокожелезистый биотит, близкий к лепидомелану, что подтверждается дифракционной рентгенограммой.

По химизму (№ 29—41 в табл. 4) граносиениты представляют собой весьма однородную группу пород с вариациями SiO_2 всего лишь от 64 до 67%. Присутствие субщелочного и щелочного амфибола дает право именовать породы именно граносиенитами. Однако по сумме химических особенностей они все же занимают промежуточное положение между граносиенитами и гранодиоритами.

Контакты граносиенитов с вмещающей песчанико-сланцевой толщей изучались на юге по бортам саев Муллаалим и Байпурушли, на севере — в верховьях Гужумсая и Пангатская и на юго-западе в районе кишл. Типали. Вмещающими граносиениты породами здесь служат узловатые кордиеритовые роговики с гранатом и андалузитом или же кварц-плагиоклаз-биотитовые роговики. Контакты резкие, извилистые, часто с прихотливыми апофизами (рис. 13, *б—г*). Овоиды микроклина располагаются впритык к контакту (рис. 13, *б*), тогда как в экзоконтактовых роговиках, несмотря на явственную их гранитизацию, овоиды в большинстве случаев отсутствуют. Данный факт указывает на кристаллизацию овоидов из расплава (а не вследствие наложенного метасоматоза) и свидетельствует о внедренном характере граносиенитового тела. Овоиды характерны для крупных апофиз, которые по этому признаку могут считаться инъекционными, и отсутствуют в мелких апофизах.

В приконтактовой зоне шириной от 0 до 2 м, редко до 50 м, наиболее типичные изменения граносиенитов — исчезновение роговой обманки и появление специфического красного (в шлифах) оттенка в биотите. Количество кварца при этом не меняется или увеличивается незначительно, количество биотита остается равным суммарному содержанию биотита и роговой обманки в нормальных породах.

В узкой полосе непосредственного эндоконтакта шириной от 3 до 10 см, иногда до 2 м, а также в части апофиз изменения состава граносиенитов более существенны: резко уменьшается количество биотита, т. е. породы становятся лейкократовыми; возрастает содержание кварца, т. е. породы приближаются к гранитам (см. № 42 в табл. 4); происходит обогащение апатитом, который образует неправильные выделения размером до 1 мм.

В непосредственном экзоконтакте всегда наблюдается зона микроклинизированных роговиков мощностью обычно до 10 см, редко более. Состав зоны биотит-микроклиновый или кварц-микроклиновый, с корродированными реликтами плагиоклаза или без них, иногда с гранатом. Здесь встречаются прожилки более крупнозернистого микроклина, кварц-биотит-микроклиновые пятна и участки, а также единичные порфиробласты плагиоклаза, что визуально определяется как гранитизация. Порфиробласты микроклина не характерны. Породы содержат повышенные количества калия и низкие—кальция (см. № 83, 88 в табл. 4).

Далее от контакта развиты биотит-плагиоклазовые и кварц-биотит-плагиоклазовые роговики с гранатом, кордиеритом, андалузитом, турмалином, с отдельными зонками и пятнами микроклинизации и гранитизации типа описанных выше (см. № 85—87 в табл. 4). Как правило, эти явления исчезают в удалении на 1—2 м от контакта, редко более.

Еще дальше от контакта все глиноземсодержащие минералы роговиков в большей или меньшей степени замещаются серицитом и мусковитом. При этом резко уменьшается количество рудного минерала.

Северный контакт граносиенитов с известняками и известково-силикатными роговиками изучался в верховьях саев Муллаалим, Гужум и в районе кишл. Хукаль. Роговики здесь кальцит-эпидот-кварцевые, кальцит-пироксеновые, кальцит-гранат-пироксеновые и т. п., близкие по облику к скарнам. Существенные эндоконтактовые изменения в большинстве случаев отсутствуют. Иногда видно исчезновение роговой обманки и развитие характерного красного биотита, уменьшение количества микроклина, возрастание содержания кварца. Мелкие инъекции (мощностью до 5—7 см) среди роговиков лишены овоидов микроклина и, подобно узким лейкократовым оторочкам, обогащены крупным апатитом.

В южном контакте, близ кишл. Каракузы (западнее сая Байпурушли) наблюдался контакт граносиенитов с дайкой габбро-диабаза из силурийской толщи. Габбро-диабазы пронизаны жилами и прожилками лейкогранитов и пегматоидных гранитов, представляющих собой апофизы граносиенитов, непосредственно смыкающиеся с эндоконтактовой лейкократовой оторочкой последних. Габбро-диабазы метаморфизованы и гранитизированы, пироксен замещен биотитом и роговой обманкой, развиты метасоматические обособления кварц-плагиоклазового, кварц-амфиболового и чисто кварцевого состава.

В районе золоторудного месторождения Чармитан и близ г. Каратепе (юго-восточная часть Кошрабатского интрузива) на граносиениты и вмещающие песчанико-сланцевые отложения наложены сильные гидротермальные проявления: системы кварцевых жил и прожилков (фото 13), иногда сопровождаемых окварцеванием, серицитизацией, пиритизацией. Именно здесь проходит Караулхана-Чармитанский золоторудный пояс (см. далее).

8. Мелко-среднезернистые овоидные граносиениты образуют относительно небольшие (до 0,2 кв. км) тела и дайки мощностью до 10—15 м, которые секут крупнозернистые граносиениты. Состав: плагиоклаз 40,7%, K-Na-шпат 30,8%, кварц 18,9%, биотит 6,1%, амфибол 2,4%, прочие 1,1% (среднее из 7 шлифов для 3 обр.). По облику и химизму (см. № 43 в табл. 4), а также по всем прочим петрографическим признакам данные породы тождественны граносиенитам главной фазы. Их можно считать дополнительными инъекциями той же магмы.

9. Жильные породы граносиенитов. Сравнительно редко в приконтактовых зонах встречаются жилы и дайки лейкогранитов, аплитовидных или пегматоидных, обычно обогащенных кварцем и турмалином, иногда содержащих мусковит. Мощность тел от нескольких сантиметров до 3—4 м, протяженность до 20—30 м.

Ранняя группа даек

10. Микроэссекситы и эссексит-порфириты. Слагают дайки мощностью от 0,2 до 3—5 м и длиной более 2—3 км. Простирание меридиональное и северо-восточное. Распространены преимущественно в северной и юго-восточной частях интрузива. Дайки отчетливо секут граносиениты, срезая овоиды последних (рис. 14, *а*). Отмечены ксенолиты роговиков. Это значит, что дайки на некоторой глубине проходили через вмещающие породы.

Выделяются две генерации пород рассматриваемой группы: пироксенсодержащие (более ранние) и лишенные пироксена. Встречаются сложные дайки: симметричные и асимметричные. На контактах дайковых пород друг с другом нет признаков закалки, что можно считать

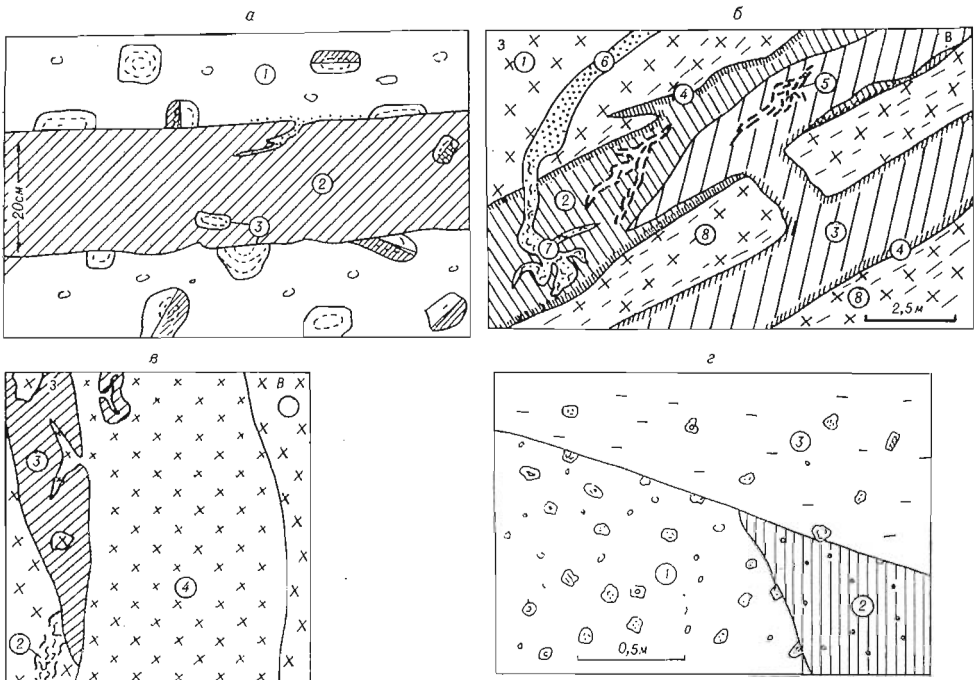


Рис. 14. Зарисовки обнажений даек в Кошрабатском интрузиве.

а — обн. 309 (Э. И.), левый приток Гужумсая севернее Тыгерманаула (*1* — овоидные граносиениты главной фазы, *2* — дайка эссекситa, *3* — овоиды микроклина. В дайке — лейкократовый апофиз граносиенита, в обнажениях рядом граносиениты содержат ксенолиты и блоки меланократовых габброидов ранних фаз — см. рис. 12, *з—и*); *б* — обн. 1561 (З. Ю.), верховья Муллаалимсая, 700 м к востоку от выс. 1584.4 м (*1* — крупнозернистый овоидный граносиенит, *2* — пироксен-амфиболовый микроэссексит, *3* — амфиболовый микроэссексит, *4* — зонка закала в микроэссекситах; *5* — обособления амфиболовых сиенит-пегматитов, *6* — гранит-аплит, переходящий в пегматит (*7*), *8* — граносиениты, переходящие в кварцевые сиениты и сиениты); *в* — обн. 1631 (З. Ю.), междуречье Гужумсай — Чармитан, к востоку от могильника Гужумата (*1* — крупнозернистый овоидный граносиенит, *2* — пегматоидное обособление с турмалином, *3* — дайковый мелкозернистый кварцевый сиенито-диорит, *4* — среднезернистый овоидный спорадофировый граносиенит); *г* — обн. 474 (Э. И., З. Ю.), руч. Чармитан севернее поселка (*1* — крупнозернистые овоидные граносиениты главной фазы, *2* — дайковые микроэссекситы, *3* — дайковые мелкозернистые овоидные граносиениты).

следствием небольшого разрыва во времени разных эссекситов, тогда как на контакте с граносиенитами зона закалки фиксируется часто. Наиболее типичные соотношения показаны на рис. 14, *б*.

Породы темно-серые, почти черные, тонко- и мелкозернистые, местами порфировидные (за счет более крупных выделений плагиоклаза). В большинстве даек наблюдаются вкрапленники темно-бурого граната размером до 4 см в поперечнике. Характерны шлиро- и жилообразные обособления различной зернистости, вплоть до пегматоидных, по составу близкие к сиенитам или вогезитам. Эти обособления, по-видимому, результат дифференциации, определяемой высокой подвижностью щелочей и летучих компонентов.

Состав эссекситов ранней генерации следующий: плагиоклаз 46,2%, K-Na-шпат 13,3%, амфибол 19,3%, пироксен 16,9%, прочие 4,3% (среднее по 4 шлифам). Эссекситы поздней генерации имеют состав: плагиоклаз 39,0%, K-Na-шпат 19,0%, биотит 0,9%, амфибол 32,4%, гранат 5,0%, прочие 3,7% (среднее из 3 шлифов). Состав шлировых обособлений: плагиоклаз 20,9%, K-Na-шпат 54,9%, амфибол 22,4%, прочие 1,8. Акцессорные: апатит, сфен, магнетит и титаномагнетит, циркон, монацит. Структура паналлотриоморфнозернистая, переходная к призматически-зернистой.

Плагиоклаз зональный, от кислого лабрадора до олигоклаза, преобладает андезин № 35—40. Щелочной полевой шпат присутствует только в основной массе в виде ксеноморфных выделений, очень редко в виде вкрапленников, окруженных каймой пироксена или амфибола. Это скорее всего ксенокристы. Пироксен варьирует от ясно-зеленого эгирин-диопсида до бледно-зеленого и бесцветного; встречается слегка фиолетовый пироксен типа титанистого авгита. Амфибол представлен несколькими разновидностями, преобладает темный зеленовато-бурый, близкий к феррогастингситу. Вкрапленники граната часто окружены каймами эпидпота и альбита или агрегата зерен пироксена, роговой обманки и K-Na-полевого шпата.

По всем петрографическим признакам (кроме развития граната), в том числе и по химизму (№ 44—49 в табл. 4), породы очень близки к щелочным габброидам ранней фазы Кошрабатского интрузива и, несомненно, происходят из одного источника.

Рассматриваемые дайки имеют замечательную и, на первый взгляд, парадоксальную особенность: в тех же местах, где они по отношению к граносиенитам главной фазы являются несомненно секущими, внутри даек и особенно на контактах развиты инъекции лейкогранитового состава, берущие начало в граносиенитах (рис. 14, *а, б*, фото 14). Создается впечатление, что дайки одновременно секут граносиениты и ими же инъецируются, т. е. ведут себя подобно «реликтовым» дайкам. Это явление широко распространено, поэтому во многих местах вообще трудно судить об истинных взаимоотношениях дайковых щелочных габброидов с граносиенитами. В таких случаях только прослеживание выходов габброидов на сотни метров и даже на километры по простиранию позволяет утверждать принадлежность их именно к секущим дайковым телам.

11. Сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты распространены в восточной части интрузива, где они прорваны дайковыми граносиенитами (рис. 14, *в*). Породы мелкозернистые, серые, иногда с редкими овоидами микроклин-пертита. Изучены недостаточно (№ 50 в табл. 4).

12. Овоидные граносиениты и граносиенит-порфиры (средняя группа даек) слагают несколько мощных (до 250 м) даек север-северо-восточного простирания длиной до 6 км в восточной половине интрузива. Севернее пос. Чермитан встречаются мелкие поперечные дайки, ответвленные от крупных. Дайки секут все более ранние породы, включая дайковые эссекситы и сиенито-диориты (рис. 14, *в, г*). В обнажениях в правом борту Чармитансая в 550 м к юго-востоку от выс. 1029,6 м на основании рвущих контактов установлено не менее чем трехкратное внедрение граносиенитов очень сходного облика и состава.

Породы светло-серые и розовато-серые. Характерны два поколения вкрапленников: крупные овоиды с зональным расположением включений (такие же, как в граносиенитах главной фазы) и более мелкие таблитчатые выделения до 1,5 см в длину. Состав: плагиоклаз 37,5%, K-Na-шпат 36,2%, кварц 16,0%, биотит 6,6%, амфибол 2,9%, акцессорные 0,7% (среднее по 20 шлифам для 6 обр.). Акцессорные: апатит, сфен, ортит, рудный, циркон. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, участками мирмекитовая и симплектитовая, осложненная бластезом. Плагиоклаз № 35—23, альбитизирован; мелкие зерна — альбит. K-Na-шпат сильно пертитовый, альбитизирован. Вкрапленники иногда сопровождаются оторочками олигоклаза или агрегата альбитовых зерен. Амфибол двух типов: феррогастингситового и рибекитового. Биотит густоокрашенный, до почти черного. $Nm = 1{,}657—1{,}665$. Химический состав см. в табл. 5 (№ 10). По всем перечисленным признакам, в том числе по химизму (№ 51—56 в табл. 4), породы чрезвычайно

близки к граносиенитам главной фазы, отличаясь лишь более мелкозернистой основной массой. Если бы не тот факт, что они заведомо моложе эссекситовых даек, их можно было бы без колебаний отнести к повторным или дополнительным интрузиям главного тела овоидных граносиенитов.

13. Дайковые лейкограниты завершают формирование серии пород повышенной щелочности, но сами более ранние, чем дайки и мелкие тела поздней группы (рис. 15, *а*). Лейкограниты обычно крупнозернистые, в мелких телах и апофизах переходят как в гранит-аплиты, так и в пегматиты. Дайки бывают крутые и пологие, переходящие в залежи. Состав: кварц, альбит до олигоклаза, микроклин-пертит, биотит ($Nm=1{,}678$). В крупных дайках отмечается фиолетово-синий амфибол типа рибекита. В мелких телах и апофизах развиты мусковит и турмалин. Акцессорные: ортит, циркон, апатит. Структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая, бластическая, местами графическая. По химизму (№ 57—62 в табл. 4) это наиболее кислые породы во всем ряду.

Поздняя группа даек

Дайки этой группы распространены главным образом в юго-восточной части Кошрабатского интрузива, в районах Байпурушли, Джазбулака и Тыгерманаула, образуя широтный пояс протяженностью более 10 км и шириной около 2 км. В отличие от более ранних, дайки имеют субширотное направление. Мощность их от 0,3 до 2,5, редко до 15 м, длина до 1,5 км. Отмечены сложные дайки с гомодромной последовательностью формирования, например в обн. 1634 км севернее пос. Чармитан, обн. 1623 в левом борту Гужумсая в 750 м к северо-востоку от Тыгерманаула и в других местах. Наблюдения в этих обнажениях позволяют выделить минимум три фазы внедрения рассматриваемых пород: 1) диориты и кварцевые диориты, 2) гранодиориты и адамеллиты, 3) граниты. Примеры соотношений с более ранними образованиями показаны на рис. 15.

14. Диориты и кварцевые диориты — темно-серые и серые мелко-зернистые породы, разнозернистые до слабопорфировидных. Состав кварцевого диорита: плагиоклаз 51,9%, К-шпат 18,7%, кварц 12,3%, биотит 8,8%, роговая обманка 5,3%, прочие 3,3% (средние по 3 шлифам). Акцессорные: апатит, циркон, ортит, рудный (мало). Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая, мирмекитовая. Плагиоклаз № 46—38 (см. № 2 в табл. 5). К-шпат слабопертитовый. Биотит темно-бурый, красноватый (см. № 8 в табл. 5). Роговая обманка бледно-зеленая обыкновенная, с реликтами разложенного пироксена. Химический состав пород иллюстрируют анализы № 63—68 в табл. 4.

15. Гранодиориты и адамеллиты более светлые по сравнению с предыдущими, также мелкозернистые. Состав: плагиоклаз 46,5%, К-шпат 21,4%, кварц 19,5%, биотит 7,5%, роговая обманка 3,7%, прочие 1,7% (апатит, циркон, ортит, рудный и вторичные). Плагиоклаз № 42—30, в краевых зонах до № 10—15. К-шпат непертитовый. Биотит красновато-бурый (см. № 11 и 12 в табл. 5), роговая обманка бледно-зеленая, обыкновенная, переходящая в актинолитовую. Химизм показан анализами № 69—75 в табл. 4.

16. Граниты светлые, разнозернистые до порфировидных. Состав: плагиоклаз 33,2%, К-шпат 33,3%, кварц 27,5%, биотит 4,7%, прочие 1,2%. Плагиоклаз № 33—28 до альбита по краям. К-шпат пертитовый, степень триклинности 0,2 (см. № 7 в табл. 5). Химизм пород показан анализами № 76—78 в табл. 4.

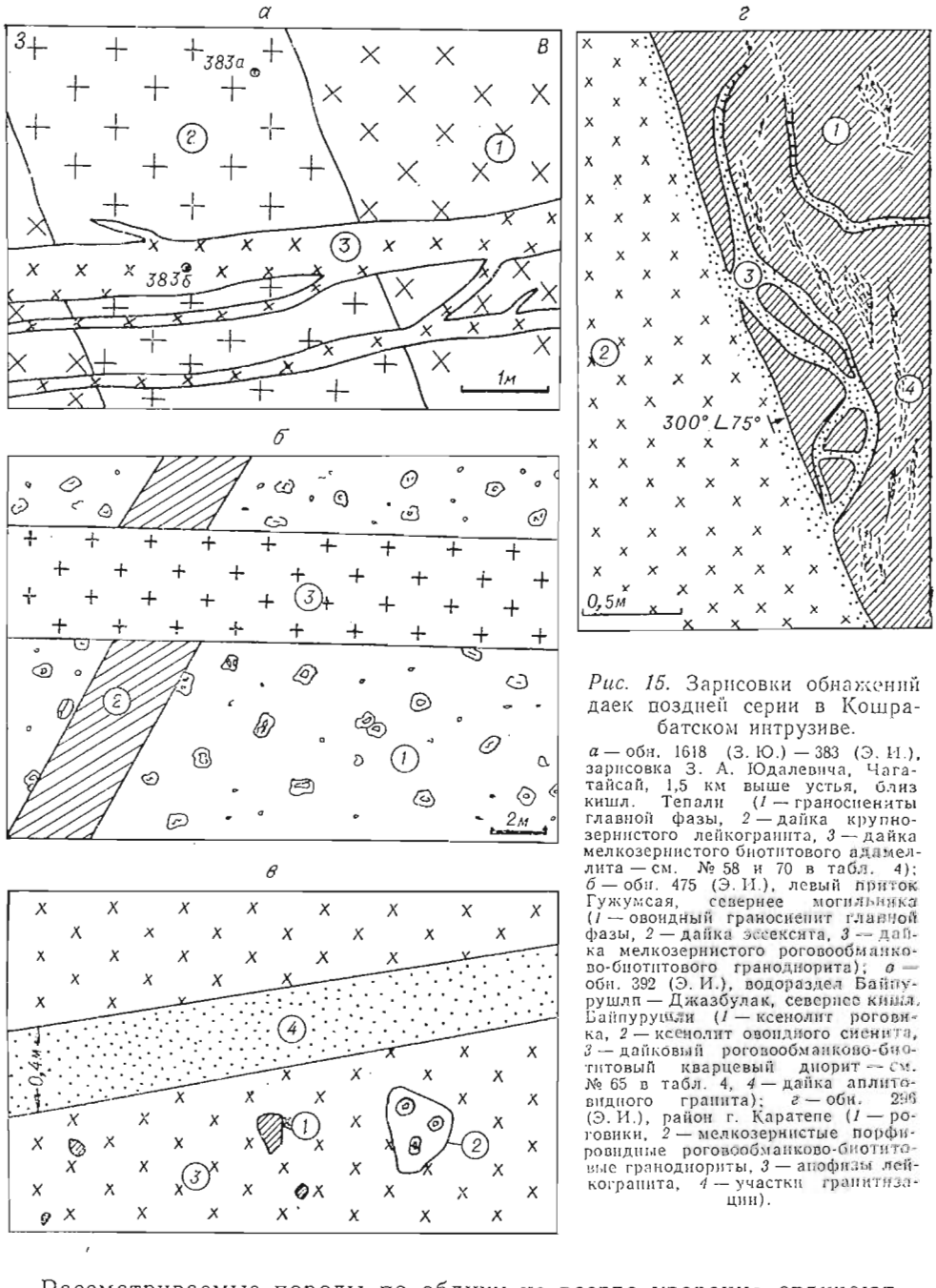


Рис. 15. Зарисовки обнажений даек поздней серии в Кошрабатском интрузиве.

а — обн. 1618 (З. Ю.) — 383 (Э. И.), зарисовка З. А. Юдалевича, Чагатайсай, 1,5 км выше устья, близ кишл. Тепали (*1* — граносиениты главной фазы, *2* — дайка крупнозернистого лейкогранита, *3* — дайка мелкозернистого биотитового адамеллита — см. № 58 и 70 в табл. 4); *б* — обн. 475 (Э. И.), левый приток Гужумсая, севернее могильника (*1* — овоидный граносиенит главной фазы, *2* — дайка эссексита, *3* — дайка мелкозернистого роговообманково-биотитового гранодиорита); *в* — обн. 392 (Э. И.), водораздел Байпурушли — Джазбулак, севернее кишл. Байпурушли (*1* — ксенолит роговика, *2* — ксенолит овоидного сиенита, *3* — дайковый роговообманково-биотитовый кварцевый диорит — см. № 65 в табл. 4, *4* — дайка аплитовидного гранита); *г* — обн. 296 (Э. И.), район г. Каратепе (*1* — роговики, *2* — мелкозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые гранодиориты, *3* — апофизы лейкогранита, *4* — участки гранитизации).

Рассматриваемые породы по облику не всегда уверенно отличаются от близких к ним по основности и зернистости более ранних пород повышенной щелочности, но в микроскоп они распознаются достаточно хорошо. Для них характерны: четкая гипидиоморфнозернистая структура (фото 15); укороченные таблицы резкозонального плагиоклаза, преобладающего над слаборешетчатым непертитовым микроклином; оливково-бурый и красноватый биотит; присутствие только обыкновенной светлой зеленой и буровато-зеленой роговой обманки; обильные мелкие выделения ортита, сфена, апатита, циркона.

В тех случаях, когда наиболее поздняя геологическая позиция пород определена прямыми наблюдениями, т. е. если исключена возмож-

ность ошибок, эти породы оказываются по химизму существенно отличными от более ранних сиенитоидов. Главные отличия сводятся к более высокому содержанию магния (сответственно — более низкой железистости), частому и иногда весьма заметному преобладанию натрия над калием, более низкой общей щелочности (табл. 4 и рис. 18). Мы явно имеем здесь дело с щелочноземельным, но не щелочным рядом пород.

Резюме по Кошрабатскому интрузиву

1. Последовательность формирования главных типов пород интрузива и схема их подразделения следующие.

Серия пород повышенной щелочности (собственно Кошрабатская).

А. Габбро-сиенитовый интрузивный комплеск: 1) щелочные габброиды, близкие к эссекситам, 2) сиенито-диориты и меласиениты, 3) крупнозернистые овоидные или трахитоидные сиениты, 4) плагиосиениты, 5) мелкозернистые порфировидные кварцевые сиениты, 6) мелкозернистые кварцевые сиениты.

Б. Граносиенитовый интрузивный комплекс: 7) крупнозернистые овоидные граносиениты (главная фаза), 8) мелко-среднезернистые овоидные граносиениты, 9) жильные лейкограниты и пегматиты.

В. Эссексит-сиенитовый дайковый комплекс: 10) микроэссекситы и эссексит-порфириты (2 генерации), 11) сиенито-диориты и кварцевые сиенито-диориты (2 генерации или более).

Г. Граносиенит-гранитовый дайковый комплекс: 12) граносиениты и граносиенит-порфиры (3 генерации даек), 13) граниты, лейкограниты, аплиты и пегматиты.

Серия щелочноземельных пород (поздняя): 1) диориты и кварцевые диориты, 2) гранодиориты и адамеллиты, 3) граниты, лейкограниты, аплиты.

2. Кошрабатский интрузив весьма сложный: многофазный, гетерогенный, скорее всего полихронный. По поводу выделения в его составе разновозрастных серий между авторами данного раздела остаются разногласия, о которых будет сказано ниже.

3. Интрузив приурочен к границе литологически разных толщ кембро-ордовикского и силурийского возраста и, как можно предполагать, является межформационным. Судя по сопровождающим его крупным разломам, в значительной мере возобновленным после его формирования, по общей конфигурации и особенностям внутреннего строения, он относится к типу трещинных плутонов.

4. Специфической, а по сравнению с другими интрузивами Западного Узбекистана — уникальной чертой рассматриваемого объекта является сосредоточение пород раннего — габбро-сиенитового — интрузивного комплекса во внутренней, а более позднего, граносиенитового, во внешней зоне (см. рис. 10). По этому признаку он сходен с интрузивами так называемого центрального типа (Кузнецов, 1964), сформированными при посредстве механизма «кольцевого обрушения». Вдоль разломов, в свое время контролировавших размещение интрузивных тел внутренней зоны, впоследствии возобновились подвижки. Поэтому между обеими зонами практически повсеместно наблюдаются тектонические контакты.

5. Своеобразие интрузива состоит также в том, что серия пород повышенной щелочности здесь проявлена дважды: в интрузивном и дайковом вариантах, т. е. в виде двух гомодромных ритмов интрузивной деятельности (рис. 16). Дайковые эссекситы 2-го ритма по всем петрографическим, минералогическим и петрохимическим признакам представляют собой эквивалент самых ранних щелочных габброидов 1-го ритма. От последних они отличаются более широкими вариациями в

Таблица 4

Кошрабатский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
СЕРИЯ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ																	
1. Щелочные габброиды																	
1	1620	50,15	1,34	17,14	3,31	9,05	0,18	0,90	9,39	3,75	1,70	0,20	2,02	0,50	0,28	0,04	99,63
2	133г	54,82	1,16	16,87	4,80	6,35	0,17	0,43	7,20	5,84	0,92	0,21	0,48	0,16		0,20	99,41
Среднее из 2		52,48	1,25	17,00	4,06	7,70	0,17	0,67	8,30	4,80	1,31	0,21	1,25	0,33			99,52
2. Меласиениты и сиенито-диориты																	
3	1606	54,13	0,95	17,60	3,21	7,90	0,18	0,90	4,91	4,20	3,30	0,26	1,84	0,29	0,20	0,01	99,67
4	6907	54,95	0,82	16,67	2,60	7,00	0,14	1,15	6,65	4,25	3,47	0,10	0,64	0,36	0,33	0,14	98,80
5	4439	55,11	1,28	15,84	1,43	7,81	0,14	1,00	8,97	3,88	3,12	0,21	0,78	0,40	0,27	0,01	99,97
6	391г	55,28	0,82	16,25	2,52	7,16	0,12	0,60	8,40	4,00	3,25	0,24	1,02	0,39	0,22	0,10	100,05
7	1549-2	55,51	1,08	15,69	0,73	8,21	0,16	0,80	8,84	3,89	3,18	0,20	0,88	0,46	0,20	0,02	99,62
8	6987	55,82	1,00	15,61	3,20	6,80	0,14	0,90	7,84	4,25	2,65	0,04	0,27	0,34	0,11	0,12	98,86
9	308г	56,20	0,46	15,42	1,95	9,50	0,20	1,90	5,46	4,06	2,40	0,12	0,71	0,46	0,40	0,10	98,84
10	396а	56,45	0,52	18,80	2,58	5,38	0,16	0,60	3,92	4,75	5,85	0,23	1,10	0,21	0,11	0,10	100,55
Среднее из 8		55,43	0,87	16,48	2,28	7,47	0,16	0,98	6,87	4,16	3,40	0,17	0,90	0,36			99,53
3. Крупнозернистые овоидные сиениты																	
11	7103	57,76	0,82	16,64	3,02	4,99	0,10	0,75	5,33	4,75	4,50	0,10	0,25	0,28	0,16	0,10	99,29
12	7099	57,99	0,70	18,28	3,11	4,09	0,08	0,30	4,41	5,25	4,40	0,16	0,47	0,18	0,10	0,10	99,42
13	7095	58,26	0,75	17,85	2,67	3,94	0,08	0,80	4,06	5,00	4,70	0,12	0,81	0,17	0,11	0,10	99,21
14	4441	58,44	0,71	18,40	2,04	4,85	0,11	0,65	4,27	5,33	4,21	0,17	1,12	0,20	0,20	0,01	100,50

15	М—65	58,50	0,52	19,04	1,93	4,16	0,08	0,95	3,92	5,25	3,62	0,08	0,69	0,16	0,10	0,15	98,90
16	4442	59,04	0,53	17,73	1,21	4,45	0,09	1,10	4,62	5,14	5,00	0,19	1,10	0,24	0,22	0,01	100,44
17	4438	59,37	0,80	18,09	1,37	5,13	0,09	1,00	4,26	4,40	4,00	0,14	1,24	0,22	0,22	0,01	100,11
18	133б	59,60	0,70	17,36	2,76	4,18	0,12	1,12	4,36	4,60	4,71	0,05	0,42	0,11		0,03	100,09
19	6949	60,00	0,52	15,50	2,01	5,18	0,10	1,30	4,40	3,55	5,77	0,05	0,75	0,16	0,25	0,10	99,29
Среднее из 8		58,77	0,67	17,65	2,24	4,55	0,09	0,89	4,40	4,81	4,55	0,12	0,76	0,19			99,69
4. Крупнозернистый трахитоидный сиенит																	
20	128а	60,37	0,37	17,97	2,57	3,36	0,05	0,46	2,61	5,78	5,47	0,14	0,61	0,01		0,02	99,77
5. Апофизы трахитоидных сиенитов в роговиках																	
21	390ж	65,20	0,31	18,40	1,11	3,09	0,03	0,30	4,34	3,95	2,40	0,10	1,21	0,11			100,55
22	298д	65,65	0,45	16,85	1,56	2,95	0,10	0,70	1,40	3,90	5,20	0,18	1,33	0,13			100,40
Среднее из 2		65,43	0,38	17,63	1,34	3,02	0,06	0,50	2,87	3,92	3,80	0,14	1,27	0,12			100,48
6. Плагиосиениты																	
23	1581	55,50	0,73	21,77	0,86	4,34	0,06	1,20	6,87	5,00	1,62	0,12	1,50	0,25	0,35	0,01	99,82
24	4436	59,30	0,43	20,27	0,57	3,05	0,05	0,75	5,89	5,75	1,84	0,27	1,46	0,20	0,66	0,01	99,83
25	396б	59,98	0,38	20,83	0,97	2,48	0,08	0,70	5,32	5,80	2,55	0,08	1,08	0,20	0,33	0,10	100,45
Среднее из 3		58,26	0,51	20,96	0,80	3,29	0,06	0,88	6,03	5,52	2,00	0,16	1,35	0,22			100,04
7. Мелкозернистые порфировидные кварцевые сиениты																	
26	1602	61,10	0,31	17,48	3,04	2,66	0,08	0,60	1,82	5,00	5,23	0,36	2,16	0,11	0,55	0,01	99,95
27	1604	63,82	0,55	15,92	1,33	3,55	0,07	0,60	2,94	4,00	5,13	0,19	1,54	0,11	0,50	0,01	99,75
Среднее из 2		62,46	0,43	16,70	2,18	3,10	0,07	0,60	2,38	4,50	5,18	0,28	1,85	0,11			99,84

Таблица 3 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							8. Равнозернистый кварцевый сиенит										
28	1603	63,45	0,16	18,07	0,56	2,08	0,03	0,50	1,40	2,86	9,50	0,08	0,82	0,06	0,20	0,01	99,57
							9. Крупнозернистые овоидные граносиениты										
29	1297к	63,82	0,45	17,50	0,64	3,31	0,01	0,50	2,52	3,04	6,95	0,15	1,08	0,23			100,20
30	1278в	64,55	0,50	15,80	0,73	4,90	0,07	1,00	3,10	3,30	4,25	0,12	1,35	0,18			99,85
31	1297з	64,62	0,57	16,39	0,58	4,27	0,07	0,50	3,78	3,90	3,10	0,17	1,85	0,15			99,95
32	1280	64,68	0,37	17,44	—	4,17	0,03	0,90	3,36	3,90	3,30	0,23	1,23	0,15			99,96
33	1297ж	64,93	0,60	16,52	0,48	4,25	0,05	0,60	3,36	3,25	4,36	0,12	1,22	0,27			100,01
34	4437	65,31	0,64	15,84	0,73	4,20	0,06	0,90	3,22	3,52	3,88	0,22	1,50	0,19	0,25	0,01	100,21
35	1299а	65,40	0,60	15,74	1,45	3,96	0,07	0,80	3,08	3,68	4,00	0,10	0,12	0,20			100,20
36	1277ж	65,40	0,43	16,50	3,08	3,96	0,05	0,80	0,80	3,25	4,90	0,05	0,95	0,12			100,29
37	П-89	66,00	0,50	15,80	1,00	3,55	0,05	0,90	2,80	3,33	4,00	0,09	0,92	0,16	0,16	0,16	99,10
38	1297а	66,45	0,37	16,14	0,61	3,81	0,08	0,70	2,66	3,20	4,10	0,20	1,37	0,13			99,82
39	4445	66,72	0,65	15,60	0,44	3,81	0,06	0,70	3,10	3,46	4,38	0,23	0,96	0,16	0,22	0,01	100,27
40	1283	66,75	0,42	15,20	1,84	4,27	0,06	1,00	3,00	3,30	2,60	0,18	1,45	0,15			100,22
41	6920	66,82	0,45	15,45	0,62	3,62	0,05	1,35	2,31	3,33	3,85	0,08	1,16	0,14	0,16	0,13	99,23
Среднее из 13		65,50	0,50	16,15	0,94	4,01	0,05	0,82	2,85	3,42	4,13	0,15	1,24	0,17			99,93
							10. Лейкократовая эндоконтактовая оторочка граносиенитов										
42	1276в	72,69	0,37	12,35	0,58	2,99	0,02	1,10	1,68	1,85	5,90	0,15	0,73	0,08			100,39
							11. Мелкозернистый овоидный граносиенит										
43	1642	67,64	0,15	17,29	1,00	1,54	0,03	0,30	2,52	4,36	4,16	0,13	0,76	0,06	0,20	0,01	99,94

12. Дайковые микроэссекситы и эссексит-порфириты

44	385б	48,71	0,88	17,28	3,73	11,34	0,39	0,60	7,98	3,33	4,06	0,17	1,71	0,28	0,17	0,10	100,46
45	1563	50,64	1,15	16,69	3,95	8,23	0,22	1,00	9,39	2,70	4,00	0,29	0,96	0,58	0,71	0,03	99,80
46	1561—3	50,70	1,20	15,87	4,38	8,01	0,22	0,90	9,53	3,68	3,11	0,22	1,52	0,58	0,20	0,01	99,82
47	1561—2	52,18	1,20	16,81	2,73	9,02	0,22	0,80	8,82	3,75	1,62	0,24	1,44	0,53	0,20	0,02	98,76
48	475б	54,02	0,45	18,17	3,21	7,99	0,28	0,60	4,20	4,50	4,78	0,21	1,75	0,28	0,50	0,10	100,44
49	1620—4	59,32	1,15	18,84	0,82	6,46	0,09	1,90	5,46	3,86	2,55	0,17	1,78	0,36	0,39	0,02	99,76
Среднее из 6		52,09	1,00	17,18	3,12	8,51	0,24	0,97	7,56	3,64	3,35	0,22	1,53	0,43			99,84

13. Дайковый кварцевый сиенито-диорит

50	1631-4	60,28	1,05	16,69	0,78	4,70	0,07	1,60	5,05	3,86	3,40	0,17	1,80	0,27	0,33	0,01	98,72

14. Дайковые овоидные граносиениты

51	2623	63,64	0,60	16,52	0,89	3,55	0,06	0,90	3,64	3,75	3,98	0,16	1,84	0,20	0,49	0,01	99,73
52	1605	64,40	0,53	16,31	0,49	3,95	0,06	0,95	3,08	3,77	4,35	0,21	1,46	0,16	0,28	0,01	99,72
53	4434	65,40	0,57	16,08	0,89	3,59	0,06	1,05	3,08	4,00	4,20	0,22	1,28	0,16	0,27	0,01	100,58
54	1640	65,90	0,48	16,08	0,73	3,59	0,06	0,90	2,52	3,73	4,10	0,30	1,30	0,15	0,20	0,01	99,84
55	131а	68,41	0,35	15,00	1,03	2,32	0,07	0,80	2,58	4,20	4,90	0,02	0,37	0,02		0,02	100,07
56	478а	69,24	0,28	15,36	0,62	1,98	0,07	0,65	1,96	4,00	5,30	0,12	1,10	0,08	0,27	0,10	100,76
Среднее из 6		66,16	0,47	15,89	0,77	3,16	0,06	0,87	2,81	3,91	4,47	0,17	1,23	0,13			100,10

15. Жильные лейкограниты

57	2623-1	74,39	0,05	13,23	0,56	1,00	0,01	0,30	1,26	3,38	4,23	0,09	1,18	0,01	0,44	0,01	99,69
58	383а	74,70	0,15	14,10	0,17	0,94	0,03	0,30	1,96	2,29	4,43	0,12	0,39	0,06	0,10	0,10	99,64
59	305в	74,96	0,07	13,22	0,34	0,79	0,05	0,70	0,07	3,60	4,81	0,14	0,67	0,05	0,05	0,10	99,47
60	131б	75,00	0,12	13,21	0,40	0,90	Сл.	0,25	1,63	3,05	5,71	0,03	0,17	Сл.		0,03	100,47
61	1548	76,28	0,28	11,52	0,12	2,98	0,05	0,55	2,10	2,91	2,35	0,14	0,34	0,10	0,20	0,01	99,72

Таблица 4 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
62	15,71	79,78	0,15	10,30	1,70	1,22	0,02	0,30	2,38	2,70	1,51	0,12	0,24	0,07	0,20	0,01	100,49
Среднее из 6		75,85	0,14	12,60	0,55	1,30	0,03	0,40	1,57	2,99	3,84	0,11	0,50	0,05			99,93
ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕЙ ГРУППЫ ДАЕК																	
1. Диориты																	
63	1619	53,67	1,38	18,70	1,69	7,04	0,10	2,30	6,73	3,63	2,20	0,24	1,56	0,50	0,20	0,01	99,74
64	4440	55,46	1,52	17,96	1,13	6,28	0,08	2,60	6,45	3,83	2,10	0,21	1,74	0,36	0,71	0,01	99,72
65	392а	56,13	0,98	18,26	1,81	5,90	0,14	1,80	5,88	4,40	2,81	0,18	1,70	0,41	0,27	0,01	100,40
Среднее из 3		55,09	1,29	18,30	1,54	6,41	0,11	2,23	6,35	3,95	2,37	0,21	1,67	0,42			99,94
2. Кварцевые диориты																	
66	1640-2	59,70	0,85	17,44	0,68	5,21	0,09	2,30	4,76	4,81	1,58	0,28	1,78	0,20	0,20	0,01	99,68
67	1640-1	60,87	0,94	17,44	0,73	5,03	0,08	1,70	4,48	4,11	2,37	0,25	1,52	0,25	0,20	0,01	99,77
68	1578-2	61,69	0,70	18,79	0,12	3,99	0,06	1,30	4,35	4,00	3,25	0,13	1,10	0,21	0,28	0,01	99,69
Среднее из 3		60,75	0,83	17,89	0,51	4,74	0,08	1,77	4,53	4,31	2,40	0,22	1,47	0,22			99,72
3. Гранодиориты и адамеллиты																	
69	4444	63,63	0,76	16,59	0,83	4,43	0,06	1,15	3,29	3,88	3,88	0,28	0,94	0,20	0,27	0,01	99,92
70	383б	65,56	0,62	17,05	0,91	2,63	0,07	1,10	3,36	4,20	3,17	0,11	1,50	0,18	0,11	0,01	100,46
71	1620-1	65,59	0,44	16,57	0,52	3,34	0,05	0,90	3,08	3,88	3,86	0,18	1,28	0,11	0,28	0,01	99,80
72	1296	66,03	0,57	16,01	2,28	1,73	0,06	1,02	3,38	3,63	4,30	0,10	1,29	0,09		0,04	100,46
73	2616а	67,33	0,47	16,61	0,17	2,80	0,03	0,80	2,52	3,72	4,00	0,19	0,86	0,13	0,10	0,01	99,63
74	4435	67,40	0,37	15,76	0,60	2,25	0,03	0,50	2,80	4,23	4,13	0,18	1,16	0,12	0,30	0,01	99,53

75	4443	69,64	0,47	15,43	0,60	2,12	0,02	0,70	2,17	3,75	4,12	0,11	1,20	0,11	0,36	0,01	100,44
Среднее из 7		66,45	0,53	16,29	0,84	2,76	0,05	0,88	2,94	3,90	3,92	0,16	1,18	0,13			100,03

4. Граниты, лейкограниты

76	294б	71,62	0,24	14,93	0,22	1,62	0,04	0,90	1,40	3,50	4,55	0,10	1,14	0,09	0,16	0,01	100,35
77	392б	73,60	0,12	13,84	0,29	1,19	0,04	0,40	1,40	3,69	4,73	0,09	1,08	0,06	0,27	0,01	100,53
78	395а	76,00	0,05	13,39	0,06	0,60	0,02	0,30	1,05	4,37	3,85	0,10	0,91	0,05	0,20	0,01	100,75
Среднее из 3		73,74	0,14	14,05	0,19	1,14	0,03	0,53	1,28	3,85	4,38	0,10	1,04	0,07			100,54

5. Габбро-диабаз из вмещающих пород

79	382в	47,62	2,78	13,78	2,66	12,11	0,02	6,76	10,33	1,30	0,24	0,16	1,63	0,46			99,85

6. Песчанико-сланцевые вмещающие породы

80	1298г	49,36	1,00	24,36	2,95	5,75	0,12	3,30	0,30	0,85	4,52	0,41	6,73	0,20			99,85
81	1297д	51,51	0,85	21,82	4,03	7,19	0,56	3,50	0,39	0,50	4,70	0,07	4,89	0,39			100,33
82	1277б	52,20	0,93	22,80	4,27	6,12	1,26	1,30	0,56	0,70	5,00	0,49	4,69	0,17			100,49
83	1277в	53,74	0,75	19,94	2,91	5,36	0,43	3,00	0,84	2,09	8,85	0,19	1,91	0,10			100,11
84	129в	57,41	0,68	18,95	5,32	2,80	0,05	2,40	1,68	3,85	3,25	0,67	3,67	0,13			100,86
85	1277г	59,28	1,18	16,25	2,65	6,87	0,12	2,20	3,36	3,10	3,15	0,29	2,13	0,06			100,64
86	1277д	59,70	0,62	19,25	1,23	5,07	0,03	1,30	4,76	4,00	2,50	0,17	1,34	0,18			100,15
87	1297в	77,28	0,60	7,58	2,11	4,78	0,40	1,40	0,56	1,00	2,14	0,24	2,01		0,11		100,21
88	1297б	78,99	0,31	8,38	1,85	3,22	0,08	1,40	0,42	0,95	4,25	0,25	1,20		0,03		100,35
89	1297г	81,24	0,60	7,58	0,89	3,63	0,28	1,40	0,40	0,50	2,00	0,16	1,97		0,11		100,12
Среднее из 10		62,07	0,75	16,69	2,82	5,08	0,33	2,12	1,33	1,75	4,04	0,29	3,05		0,15		100,40

Таблица 5 (окончание)

Примечание. 1 (З. Ю.) — эссексит, междуречье Джазбулак — Гужум. 2 (Э. И.) — мелкозернистый щелочной габбронд из ксенолита в овоидных сиенитах, правый борт Гужумсая, севернее Тегерманаула. 3 (З. Ю.) — меласиенит, к северо-востоку от Тегерманаула. 4 (М. С.) — измененный меласиенит, сай Байпурушли, северная часть интрузива. 5 (З. Ю.) — меласиенит, междуречье Байпурушли — Джазбулак. 6 (Э. И.) — крупнозернистый овоидный сиенито-диорит, севернее кишл. Байпурушли. 7 (З. Ю.) — меласиенит, район кишл. Джазбулак. 8 (М. С.) — сиенито-диорит, переходный к монциниту, район кишл. Байпурушли. 9 (Э. И.) — кварцевый сиенито-диорит, из ксенолита в граносиенитах главной фазы, левый приток Гужумсая, севернее Тегерманаула. 10 (Э. И.) — крупнозернистый овоидный роговообманковый сиенито-диорит, между кишлаками Кызылбель и Бигалы. 11 (М. С.) — район кишл. Байпурушли. 12, 13 — то же. 14 (З. Ю.) — правобережье Гужумсая, близ кишл. Бигалы. 15 (М. С.) — район кишл Байпурушли. 16 (З. Ю.) — правая составляющая Джазбулака. 17 (З. Ю.) — водораздел Байпурушли — Чобат. 18 (Э. И.) — севернее Тегерманаула. 19 (М. С.) — сай Байпурушли, центр интрузива. 20 (Э. И.) — район г. Каратепе. 21 (Э. И.) — верховье Муллаалимсая, 22 (Э. И.) — район г. Каратепе. 23 (З. Ю.) — междуречье Токман — Кызылбель, центр интрузива. 24 (З. Ю.) — правый борт сая Бигалы, 500 м выше родника. 25 (Э. И.) — верховья сая Бигалы. 26 (З. Ю.) — западнее кишл. Кызылбель. 27 (З. Ю.) — западнее сая Каратепе. 28 (З. Ю.) — правый борт Гужумсая к северо-востоку от Байпурушли. 29 (А. П.) — верховья Пангатсая, в 50 м от контакта. 30 (А. П.) — Гужумсай, в 1 км от контакта. 31 (А. П.) — Пангатсай, в 20 м от северного контакта. 32 (А. П.) — Гужумсай, в 2,5 км от контакта. 33 (А. П.) — Пангатсай, в 50 м от северного контакта. 34 (З. Ю.) — верховья правого притока Байпурушли (Кокбулаксая)). 35 (А. П.) — Пангатсай, в 500 м от северного контакта. 36 (А. П.) — Гужумсай, в 20 м от контакта. 37 (М. С.) — сай Байпурушли, близ южного контакта. 38 (А. П.) — Пангатсай, северный контакт. 39 (З. Ю.) — район Тегерманаула. 40 (А. П.) — Гужумсай, в 6 км от контакта. 41 (М. С.) — сай Байпурушли, центр массива. 42 (А. П.) — Гужумсай. 43 (З. Ю) — южнее кишл. Булак. 44 (Э. И.) — западнее кишл. Байпурушли. 45 (З. Ю.) — левый борт Муллаалимсая, верховья. 46, 47 (З. Ю.) — то же. 48 (Э. И.) — левый приток Гужумсая, севернее могильника. 49 (З. Ю.) — там же. 50 (З. Ю.) — к востоку от могильника Гужумата. 51 (З. Ю.) — мелко-среднезернистый порфировидный граносиенит, междуречье Гужумсай — Чармитан. 52 — то же, верховья Каратепесая. 53 — то же, междуречье Гужумсай — Хукаля. 54 — то же, к востоку от Каратепесая. 55 (Э. И.) — мелкозернистый овоидный граносиенит, в 1 км к западу от кишл. Булак. 56 (Э. И.) — среднезернистый роговообманково-биотитовый граносиенит, близкий к гранниту, в 2 км к северу от Чармитана. 57 (З. Ю.) — лейкогранит, междуречье Гужумсай-Чармитан. 58 (Э. И.) — среднезернистый биотитовый лейкогранит, Чагатайсай. 59 (Э. И.) — мелкозернистый аплитовидный гранит, к западу от Тегерманаула, дайка в граносиенитах главной фазы. 60 (Э. И.) — биотитовый лейкогранит, секущий поздние граносиениты, к западу от кишл. Булак. 61 (З. Ю.) — лейкогранит, междуречье Байпурушли — Джазбулак. 62 (З. Ю.) — лейкогранит. 63 (З. Ю.) — мелкозернистый биотит-роговообманковый кварцевый сиенито-диорит, к западу от Тегерманаула. 64 (З. Ю.) — то же, междуречье Гужумсай — Джазбулак, сай Бигалы. 65 (Э. И.) — мелкозернистый биотит-роговообманковый кварцевый диорит, секущий сиениты и прорванный аплитом, севернее Байпурушли. 66 (З. Ю.) — западная часть интрузива, верховья Ходжакула. 67 (З. Ю.) — там же, из центра дайки. 68 (З. Ю.) — кварцевый сиенито-диорит, левый борт Байпурушли. 69 (З. Ю.) — кварцевый сиенито-диорит, граносиенит, междуречье Гужумсай-Чармитан. 70 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый гранодиорит, секущий граносиениты и лейкограниты, Чагатайсай, в 1,5 км от устья. 71 (З. Ю.) — кварцевый сиенито-диорит — граносиенит, между кишлаками Джазбулак и Тегерманаул. 72 (Э. И.) — мелкозернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит, секущий трахитондные сиениты и роговики, район кишл. Каратепе. 73 (З. Ю.) — биотитовый граносиенит-гранит, к востоку от Тегерманаула. 74 (З. Ю.) — кварцевый сиенито-диорит — граносиенит, правый приток Гужумсая. 75 (З. Ю.) — биотитовый граносиенит-гранит, междуречье Гужумсай — Чармитан. 76 (Э. И.) — мелкозернистый роговообманково-биотитовый гранит, секущий овоидные сиениты, севернее кишл. Байпурушли. 77 (Э. И.) — мелкозернистый аплит, секущий кварцевый диорит. 78 (Э. И.) — мелкозернистый роговообманково-биотитовый гранит из отдельного тела севернее Тегерманаула. 79 (Э. И.) — мелкозернистый габбро-диабаз из силурийской толщи, район кишл. Каракузы, южный экзоконтакт. 80 (А. П.) — серицитизированный роговик, в 20 м от контакта, Пангатсай, северный контакт. 81 (А. П.) — серицитизированный роговик с гранатом, там же. 82 (А. П.) — сильно серицитизированная порода, в 2 м от контакта, Гужумсай. 83 (А. П.) — гранитизированный роговик в интервале 0,0—0,2 м от контакта, Гужумсай. 84 (Э. И.) — сильно серицитизированный сланец из контакта с сиенитами, район г. Каратепе. 85 (А. П.) — гранитизированный роговик в интервале 0,0—0,2 м от контакта, Гужумсай. 86 (А. П.) — то же, на контакте, Гужумсай. 87 (А. П.) — то же, в 0,2 м от контакта, Пангатсай, северный контакт. 88 (А. П.) — то же, из контакта, Пангатсай, северный контакт. 89 (А. П.) — серицитизированный роговик, в 2 м от контакта, Пангатсай, северный контакт.

содержании щелочей, главным образом калия (рис. 17), более широким развитием субщелочных и щелочных амфиболов и пироксенов, появлением граната (меланита). По ряду особенностей структуры и состава дайковые эссекситы близки к лампрофирам.

6. Общие признаки, по которым породы объединяются в одну серию позышенной щелочности, следующие: развитие овоидов K-Na-шпата во всех породах — от габброидов (эссекситов) до граносиенитов и некоторых гранитов; развитие субщелочных и щелочных цветных минералов типа феррогастингсита, рибекита, эгирин-авгита и т. п.; сильная пертитизация K-Na-шпата; специфический темный (в шлифах) биотит; низкое (менее 1%) содержание магния и высокое — железа во всех породах, включая габброиды. Признаки повышенной щелочности характерны для всех пород серии, кроме некоторых поздних гранитов (кстати, оставшихся слабо изученными) и лейкократовых образований на контакте с песчаник-сланцевыми породами рамы.

7. При переходе от габбро-сиенитового к граносиенитовому комплексу имеет место существенный скачок свойств, т. е. в интервале 60—65% SiO_2 происходят резкие переломы вариационных кривых (см. рис. 17). М. В. Сухин подчеркивает, что резкие различия между обоими

Таблица 5

Породообразующие минералы Кошрабатского интрузива

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
								1. Плагиоклазы									
1	4439	61,07	0,06	23,96	0,14	0,05	0,01	0,30	5,39	8,00	0,53	0,01	0,16	0,05	0,10	0,01	99,67
2	4440	58,70	0,13	23,71	0,10	0,05	0,01	0,30	7,14	7,80	1,00	0,01	0,46	0,10	0,20	0,01	99,46
3	4437	61,08	0,06	23,83	0,12	0,04	0,01	0,30	5,18	7,50	1,08	0,01	0,56	0,05	0,20	0,01	99,86
								2. K-Na-шпаты									
4	4439	63,39	0,03	19,87	0,03	0,01	0,01	0,30	1,26	3,58	10,49	0,01	0,24	0,02	0,20	0,02	99,21
5	4441	64,05	0,03	20,52	0,05	0,05	0,01	0,30	1,54	5,67	7,16	0,02	0,36	0,03	0,20	0,04	99,74
6	4437	64,40	0,03	19,34	0,03	0,01	0,01	0,30	1,05	3,00	10,90	0,01	0,24	0,03	0,20	0,04	99,31
7	4443	62,91	0,02	20,15	0,15	0,04	0,01	0,30	1,26	3,00	10,90	0,01	0,40	0,03	0,20	0,07	99,34
								3. Биотиты									
8	4440	35,43	4,38	14,37	4,14	21,56	0,16	6,30	0,53	0,27	8,40	0,02	3,26	0,17	0,20	0,01	98,90
9	4445	37,21	3,38	14,45	2,71	22,46	0,30	5,50	0,98	0,40	8,00	0,06	3,06		0,20	0,01	98,51
10	4434	35,81	3,75	14,78	2,31	24,43	0,29	5,55	0,49	0,16	8,00	0,08	2,80		0,20	0,01	98,37
11	4435	37,18	3,63	13,41	2,87	23,35	0,31	4,50	2,13	0,55	6,00	0,06	4,36	0,22	0,20	0,01	98,89
12	4443	36,97	3,75	15,16	3,06	21,38	0,22	6,65	0,77	0,36	6,43	0,10	4,14	0,13	0,20	0,02	99,49
								4. Амфиболы									
13	1620	44,76	1,65	6,82	2,95	22,27	0,46	2,50	14,36	1,23	1,08	0,02	0,98	0,06	0,2		99,06
14	4439	46,35	1,30	3,20	3,50	21,56	0,36	3,55	16,75	0,89	0,50	0,06	1,02		0,27	0,2	98,98
15	4442	45,82	2,00	6,85	3,14	20,84	0,37	2,65	13,32	1,52	1,18	0,04	1,56		0,03	0,2	99,25
16	1603	41,95	2,20	9,39	4,49	21,92	0,38	3,75	10,51	1,82	1,52	0,04	1,12		0,09	0,2	99,05

Примечание. 1 — меласиенит второй фазы (№ 5 в табл. 4). 2 — мелкозернистый диорит поздней серии (№ 64). 3 — овоидный граносиенит главной фазы (№ 34). 4 — меласиенит (№ 5 в табл. 4). 5 — крупнозернистый овоидный сиенит (№ 14). 6 — овоидный граносиенит главной фазы (№ 34). 7 — мелкозернистый адамеллит поздней серии (№ 75). 8 — мелкозернистый диорит поздней серии (№ 64 в табл. 4). 9 — овоидный граносиенит главной фазы (№ 39). 10 — дайковый овоидный граносиенит (№ 53). 11 — мелкозернистый адамеллит поздней серии (№ 74). 12 — то же, (№ 75). 13 — щелочной габброид первой фазы (№ 1 в табл. 4). 14 — меласиенит (№ 5). 15 — крупнозернистый овоидный сиенит (№ 16). 16 — мелкозернистый кварцевый сиенит (№ 28).

Все анализы минералов принадлежат З. А. Юдалевичу.

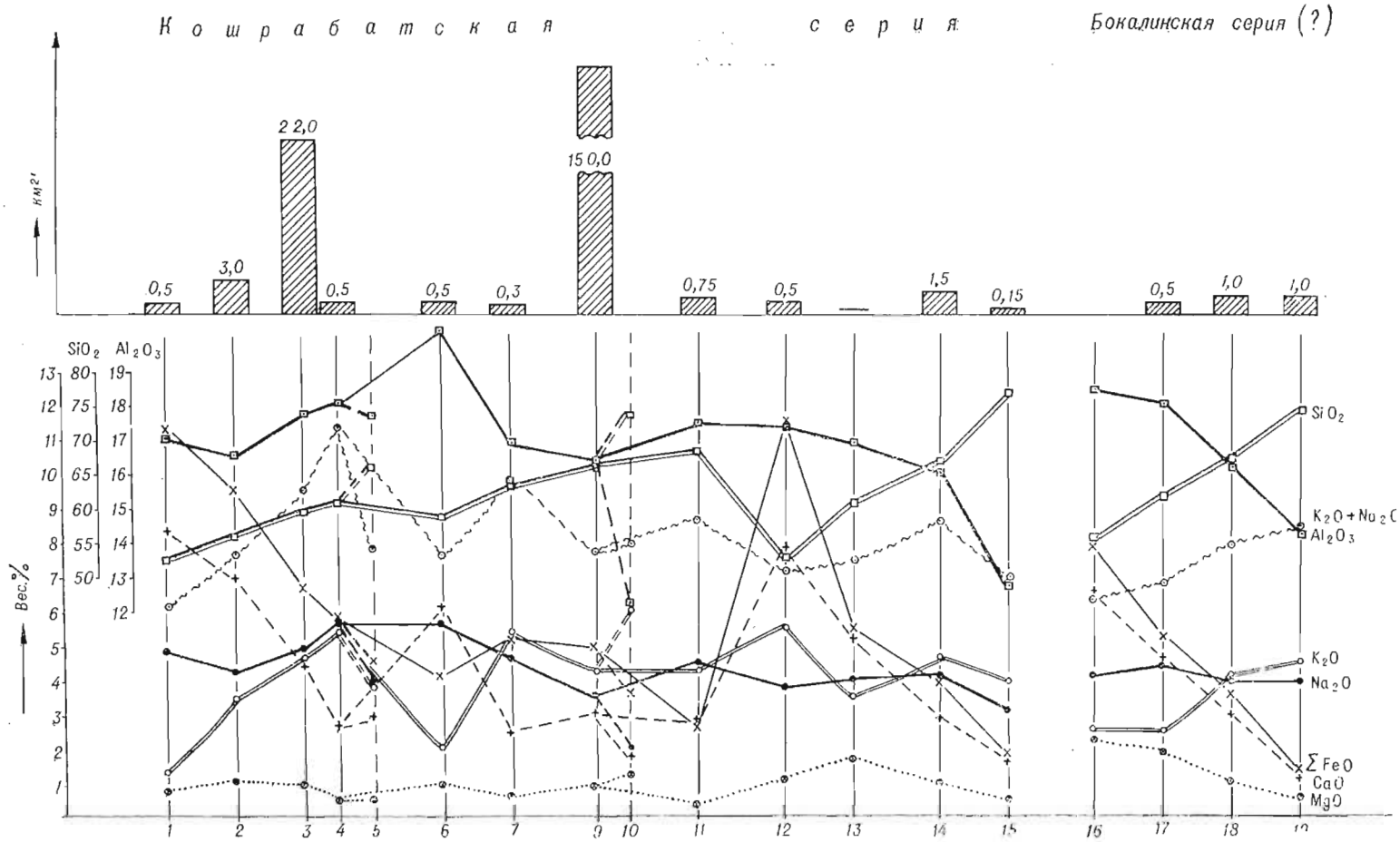


Рис. 16. График эволюции по фазам и фациям Кошрабатского интрузива. Сост. по средним составам пород (табл. 4).

Группы пород: *1* — щелочные габброиды (эссекситы), *2* — меласиениты и сиенито-диориты, *3* — крупнозернистые овоидные сиениты, *4* — крупнозернистый трахитоидный сиенит, *5* — апофизы трахитоидных сиенитов в роговиках, *6* — плагиосиениты, *7* — порфировидные кварцевые сиениты, *9* — крупнозернистые овоидные граносиениты, *10* — лейкократовая оторочка из эндоконтактов граносиенитов, *11* — мелкозернистые овоидные граносиениты; ранняя группа даек: *12* — дайковые микроэссекситы и эссексит-порфириты, *13* — дайковые кварцевые сиенито-диориты; средняя группа даек: *14* — дайковые граносиениты, *15* — жильные лейкограниты Кошрабатской серии; поздняя группа даек: *16* — диориты, *17* — кварцевые диориты, *18* — гранодиориты и адамеллиты, *19* — граниты и лейкограниты.

комплексами устанавливаются, кроме того, по физическим свойствам, по составу и содержанию элементов-примесей, а также по распределению акцессорных минералов. Эти различия между комплексами отражают бимодальное (двухвершинное) статистическое распределение признаков, присущее вообще любым базитово-щелочно-салическим магматическим ассоциациям (Белоусов, 1967). Бимодальность присуща как собственно интрузивному, так и дайковому ритмам. Вместе с тем, если судить только по распределению SiO_2, вся серия в данном случае является, скорее, непрерывной, нежели прерывистой.

8. Характерными чертами габбро-сиенитового интрузивного комплекса З. А. Юдалевич считает неустойчивость состава и структурно-текстурных особенностей, интенсивное проявление щелочного метасоматоза (фельдшпатизацию, эгиринизацию, амфиболизацию) и обусловленное этим обстоятельством разнообразие соотношений между разными членами комплекса: резкие контакты или постепенные переходы, агматитовые участки, обилие теневых ксенолитов (скиалитов) и т. п. В связи с этим он предпочитает считать, что эссекситы, сиениты и кварцевые сиениты представляют собой метасоматические образования, возникающие за счет переработки щелочными растворами какого-то близко расположенного базитового субстрата. Поэтому, по мысли З. А. Юдалевича, ранние габброиды и сиенитоиды следует относить к парааутохтонным образованиям, т. е. к перемещенным лишь на сравнительно небольшое расстояние мобилизованным пластическим массам.

С другой стороны, Э. П. Изох обращает внимание на сравнительно высокую внутреннюю однородность интрузивных тел эссекситов и различных сиенитов, что иллюстрируется небольшими для пород каждой фазы вариациями химического состава (см. табл. 4 и рис. 17) и находится в соответствии как с данными петрофизических исследований, так и с визуальными наблюдениями над обликом пород в поле. Однородность, как и в любых интрузивных телах гранитоидного или иного состава, естественно, нарушается ксенолитами, находящимися в разных стадиях переработки, наличием участков с выраженной контаминацией, а также не везде равномерным распределением овоидов. Отмечаемая однородность состава интрузивных тел, относящихся к разным фазам, а также наличие даек тех же пород, обладающих лишь иной (более мелкозернистой или порфировой) структурой, служат для Э. П. Изоха главными доводами в пользу собственно магматической, а не метасоматической их природы. Повторение интрузивной серии в дайковом варианте (2-й ритм) делает этот вывод неизбежным.

Явления перекристаллизации и метасоматической переработки (в том числе автометасоматической), весьма характерные вообще для всех пород повышенной щелочности, на которые главный упор делает З. А. Юдалевич, его соавтору представляются лишь сопутствующими становлению интрузивных тел, тем более что эти явления в большинстве случаев могут быть отчетливо выделены на фоне однородных вещественных и структурных признаков, присущих собственно магматическим породам.

Оба соавтора согласны с тем, что происхождение габбро-сиенитовой ассоциации интрузивных пород лучше всего объяснимо с помощью представлений Н. Г. Судовикова (1964, 1967) о прогрессирующем щелочном метасоматозе базитового субстрата и последующей его мобилизации, приводящей к внедрению. Достигнуто согласие и в том, что многофазный и притом гомодромный путь формирования габбро-сиенитового комплекса свидетельствует о собственно интрузивном его генезисе, по крайней мере для наблюдаемого уровня эрозионного среза. Таким образом, разногласия остаются в том, считать ли рассматриваемые образования существенно метасоматическими и мало перемещенными от места их рождения («парааутохтонными», по З. А. Юдалевичу) или же

магматическими и внедренными со значительной глубины («аллохтонными», по Э. П. Изоху).

9. В пользу явно аллохтонного (внедренного) генезиса следующего по времени граносиенитового комплекса свидетельствуют: повсеместно резкие, обычно отчетливо рвущие контакты с вмещающими породами и телами габбро-сиенитового комплекса; относительно узкий ореол ороговикования; высокая степень однородности граносиенитов по всем петрографическим и иным признакам; наличие граносиенит-порфировых даек и дополнительных интрузий; структура рапакиви, являющаяся, по Н. Г. Судовикову (1964, 1967), характерной чертой аллохтонных гранитоидов. В этом вопросе между соавторами нет расхождений.

10. Наиболее яркая особенность пород повышенной щелочности в Кошрабатском интрузиве — широкое развитие крупных овоидов K-Na-шпата, вследствие чего граносиениты и многие сиенитоиды имеют облик гранитов-рапакиви. Судя по тому, что породы очень близкого химического состава, например овоидные и трахитоидные сиениты, могут содержать обильные овоиды или быть лишенными их, образование овоидов не следует связывать с наложенным калиевым метасоматозом. О формировании в интраталлурических условиях свидетельствует тот факт, что овоиды не развиваются в апофизах или в участках гранитизации роговиков.

11. На контактах трахитоидных сиенитов и овоидных граносиенитов с вмещающими породами повсеместно исчезают амфибол и темный биотит; вместо них развит красновато-бурый приконтактовый биотит, сходный с таковым роговиков. В эндоконтактах и апофизах образуются более кислые и лейкократовые породы, все более приближающиеся по составу к гранитам. При этом появляются мусковит и гранат как признак высокоглиноземистого (т. е. недосыщенного щелочами) парагенезиса. Следовательно, повышенную щелочность пород интрузива нельзя связывать с влиянием пород рамы. Это касается и того случая, когда среди последних присутствуют известняки. И напротив, эволюция приконтактовых пород в сторону более кислых и менее щелочных находится в прямом соответствии с появлением в конце интрузивной серии жильных гранитов с пониженной щелочностью (рис. 16, 17).

Эндоконтактовому покислению сопутствует гранитизация роговиков, проявленная лишь в узкой зоне, шириной обычно не более 2—3 м. Только здесь можно усмотреть процесс магматического замещения роговиков.

12. Дайки эссекситов, рассекающие граносиениты главной фазы, в Кошрабатском интрузиве во многих местах тут же инъецируются гранитным и лейкогранитным материалом. Последний происходит из тех же граносиенитов, причем последние в прилегающих к дайкам участках местами переходят в кварцевые сиениты и даже сиениты. Подобная ситуация присуща образованиям, известным в литературе под именем «реликтовых даек». Происхождение их связывают с процессом избирательного магматического замещения. Но в данном случае есть более корректное объяснение. Дело в том, что дайки эссекситов не являются здесь самыми последними: после них следуют повторные внедрения граносиенитов 2-го ритма, сходных с породами главной фазы и свидетельствующих о возобновлении деятельности магматического очага. С этим повторным ритмом магматической деятельности и следует, по Э. П. Изоху, связывать частичное плавление овоидных граносиенитов под влиянием пришедших снизу потоков тепла, горячих газов и растворов, сопровождавших внедрение эссекситов и вызывавших вдоль контактов с последними явления, очень сходные с уже описанной выше приконтактовой лейкократизацией. По существу, в данном случае имеем дело с «реомобилизацией» граносиенитов.

13. Поздняя щелочноземельная серия как таковая выделена в Кошрабатском интрузиве только Э. П. Изохом. Отнесенные к ней поро-

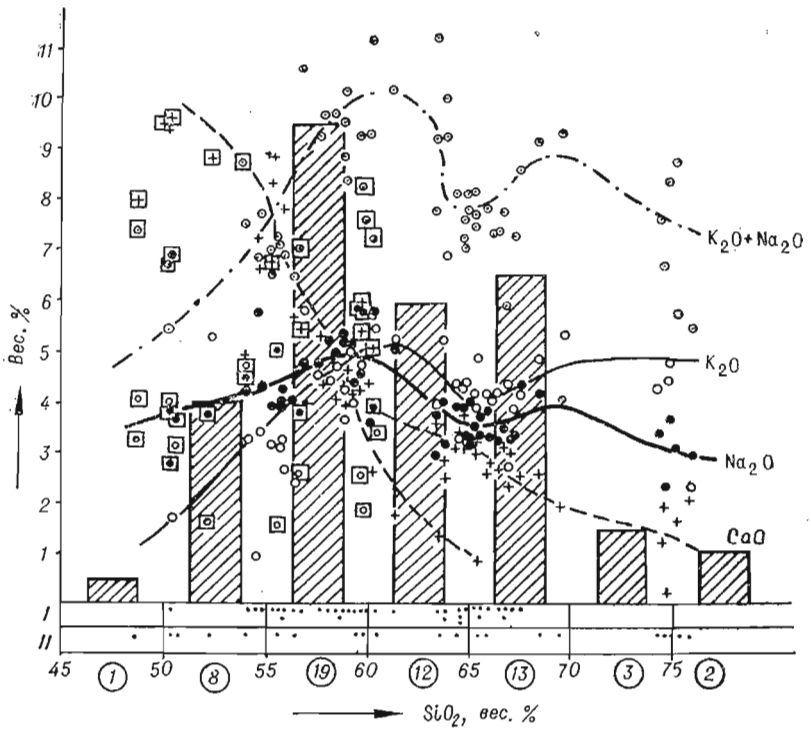


Рис. 17. Статистико-петрохимическая диаграмма Кошрабатской серии в Кошрабатском интрузиве. Сост. по данным табл. 4 (без приконтактовых пород). Дайковые эссекситы (квадратики) при проведении вариационных линий не учтены.

ды объединяют следующие общие особенности: мелкозернистая четко гипидиоморфная структура; отсутствие овоидов и вообще четкой порфировидности; резко зональный плагиоклаз с характерными почти квадратными очертаниями; пертитовый К-шпат; светлая или буровато-зеленая обыкновенная роговая обманка; обильные мелкие выделения ортита и сфена; общая невысокая щелочность, находящая выражение в минеральном составе и химизме пород; преобладание натрия над калием в породах повышенной основности и примерно равные соотношения обоих компонентов в более кислых породах; низкая железистость пород в целом (рис. 16, 18).

Все эти отличия существенны. Они позволяют распознавать рассматриваемую серию, при наличии достаточных данных, вполне объективно.

З. А. Юдалевич вместо особой серии выделил только позднюю гомодромную группу даек, которую он объединяет в один ряд с породами повышенной щелочности. Причиной разногласий отчасти служит то, что и в ранней (Кошрабатской) серии отмечаются породы с пониженной щелочностью, т. е. имеет место определенная конвергентность признаков. В особенности это касается гранитов и лейкогранитов и отчасти некоторых сиенито-диоритов.

14. К поздней щелочноземельной серии отнесены дайки и отдельные небольшие штокообразные тела, секущие все породы повышенной щелочности, вплоть до дайковых эссекситов, граносиенитов и гранитов. Сформированы они в последовательности от диоритов до адамеллитов и гранитов и завершаются своими лейкогранитами и аплитами.

15. Важным обстоятельством является то, что дайки поздней серии в отличие от подавляющей части более ранних даек имеют субширот-

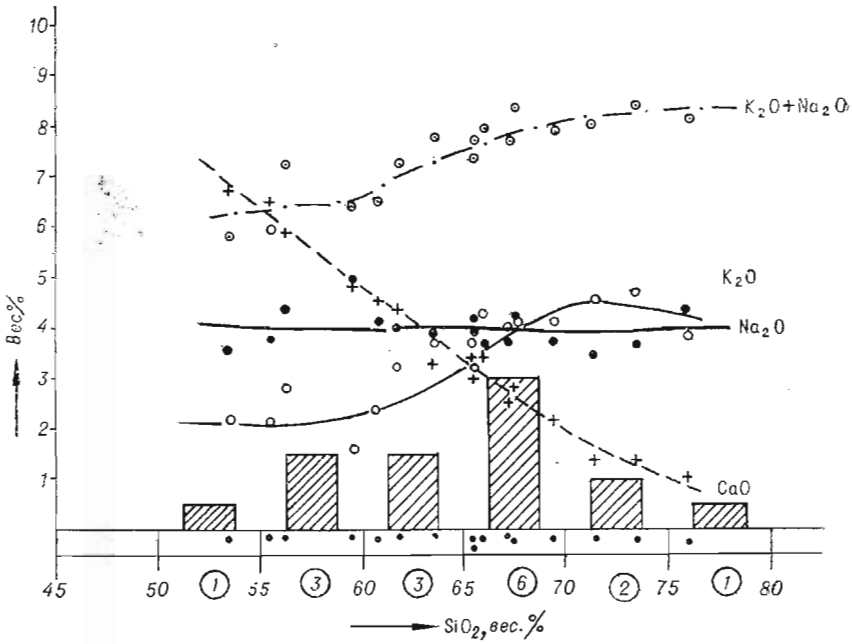


Рис. 18. Статистико-петрохимическая диаграмма поздней серии пород (Бокалинской ?) в Кошрабатском интрузиве. Сост. по данным табл. 4.

ную ориентировку и сосредоточены только в южной и юго-восточной части интрузива. Там же проходит широтный Караулхана-Чармитанский золоторудный пояс. В пределах пояса кварцевые жилы в равной мере секут как сиениты и граносиениты, так и вмещающие песчаниково-сланцевые породы, не обнаруживая при этом изменения характера околорудных изменений или признаков иного рода зональности. Иначе говоря, они не испытывают влияния температурного поля самого Кошрабатского интрузива. В данной ситуации это может означать только то, что золотое оруденение сформировано уже после охлаждения интрузива и притом после резкой смены структурного плана. Поэтому говорить о генетической или даже парагенетической связи золота с породами повышенной щелочности нет оснований. Тут имеет место простое пространственное совмещение. Дайки поздней серии, напротив, с золоторудными образованиями обнаруживают весьма тесную структурную связь, что позволяет предвидеть возможность и парагенетической связи.

16. У юго-восточной окраины интрузива, в районе г. Каратепе, можно предполагать выходы на поверхность апикальной части более крупного интрузива щелочноземельных пород. На это указывают наблюдавшиеся здесь в изобилии явления приконтактовой лейкократизации гранитоидов и гранитизации роговиков, свойственные крупным телам, но не дайкам. Как отмечает М. В. Сухин, геофизические данные позволяют говорить о наличии в данном месте невскрытого интрузива с повышенными магнитными свойствами, аналогично тому, что имеет место в интрузивах Бокалинской серии.

17. Тесная пространственная связь даек поздней серии с золоторудным поясом, использование теми и другими образованиями разломов и трещин одного структурного плана, признаки не вскрытого эрозией более крупного интрузива с повышенными магнитными свойствами позволяют параллелизовать наиболее поздние образования Кошрабатского интрузива с Бокалинской серией. Серьезной поддержкой этому выводу служит присутствие здесь пород, в которых натрий преобладает над калием, и другие детали состава, структуры и облика пород.

Тозбулакский интрузив (серия щелочных пород)

Расположен интрузив в центральной части гор Кульджуктау (см. рис. 62). Описан И. Х. Хамрабаевым и А. Ф. Свириденко (1964), которые выделили здесь граниты 3-й фазы позднепалеозойского комплекса, а также кварцевые диориты, гранодиориты и адамеллиты, принятые за эндоконтактовые фации гранитов на контактах с известняками. Щелочные породы ими отнесены к продуктам метасоматического воздействия кислой магмы на ранее сформированные гибриды повышенной основности. Позднее интрузив специально изучался А. Каюмовым (1959, 1965, 1966, 1970), выделившим породы уже четырех интрузивных фаз: диориты, граниты, щелочные породы (в том числе нефелиновые сиениты) и мелкозернистые граниты.

В 1963—1964 гг. интрузив и его окрестности были закартированы Я. Б. Айсановым и его сотрудниками. В 1967—1969 гг. восточную часть интрузива изучал Э. П. Изох. М. В. Сухиным здесь пройден геолого-геофизический разрез (рис. 19).

Площадь Тозбулакского интрузива около 40 кв. км. Эрозией вскрыта самая апикальная его часть, что было отмечено всеми ранее работавшими исследователями. Здесь много провесов кровли и выступов гранитов в окружающих породах (см. рис. 62). Последние почти целиком карбонатные, силурийские или девонские, по Я. Б. Айсанову.

В составе интрузива выделяются следующие группы пород.

1. Кошрабатская серия: сиенито-диориты и сиениты, нефелиновые сиениты, нордмаркиты, роговообманково-биотитовые субщелочные граниты, лейкограниты.

2. Кульджуктаусская серия: габбро, средне- и крупнозернистые биотитовые граниты, мелкозернистые двуслюдяные граниты, лейкограниты и аплиты, послегранитовые порфириты.

Интрузив сложный, гетерогенный и полихронный. Образования, относящиеся к Кульджуктауской серии, будут описаны в гл. VII.

1. Сиенито-диориты и сиениты — темные зеленоватые или лиловатые породы, мелко- и тонкозернистые. Они образуют отдельные дайки в известняках и небольшое (менее 0,5 км в поперечнике) интрузивное тело среди известняков в среднем течении сая, расположенного в 1,5 км западнее колодца Тозбулак (далее этот сай именуется Сиенитовый). Породы слабопорфировидные благодаря мелким вкрапленникам плагиоклаза и микроклина. Слабозональный плагиоклаз (олигоклаз-андезин) преобладает или равен по количеству микроклин-пертиту, зональному из-за включений. Иногда микроклин преобладает (собственно сиениты). Присутствует до 20% темного буро-зеленого субщелочного амфибола, переходящего в более светлую, голубоватую роговую обманку. Есть темный грязно-бурый биотит. В шлифах отмечены циркон, апатит, сфен. Иногда породы содержат до 10% кварца и близки к кварцевым сиенито-диоритам или сиенитам. По химизму (№ 3—6 в табл. 6) рассматриваемые породы образуют компактную группу (вариации SiO_2 от 57,78 до 61,80%).

В некоторых местах у контакта с известняками сиенито-диориты становятся более лейкократовыми, обогащаются кварцем (до 15—20%), приближаясь по составу к граносиенитам (рис. 20, *а*). Во многих обнажениях Сиенитового сая и его притоков в сиенито-диоритах наблюдаются инъекции нордмаркитов (рис. 20, *б*, *в*), часто с нерезкими границами. Местами те и другие породы образуют агматитоподобную смесь, в которой составные части четко не разделены. В теле сиенито-диоритов отмечены жилы субщелочных гранитов и связанные с последними участки и зонки гранитизации.

Вблизи крупного тела биотитовых гранитов Кульджуктауской серии рассматриваемые породы испытывают биотитизацию — признак кон-

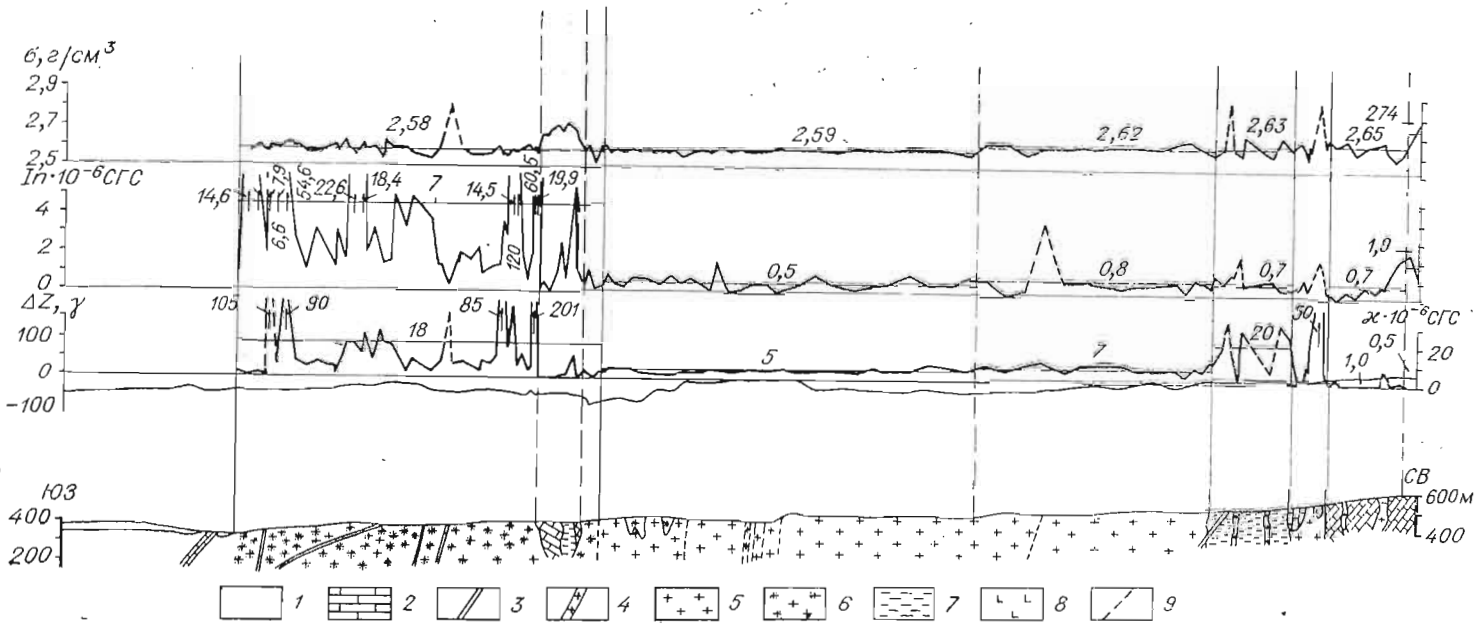


Рис. 19. Геолого-геофизический разрез через Тозбулакский интрузив (см. рис. 62). Сост. М. В. Сухин.

1 — современные отложения, *2* — известняки, *3* — дайки порфиритов, *4* — дайки лейкогранитов, *5* — биотитовые граниты Кульджуктауской серии, *6* — субщелочные граниты Кошрабатской серии, *7* — сиениты Кошрабатской серии, *8* — габбро Кульджуктауской серии, *9* — зоны катаклаза. Графики: σ — плотности пород, *In* — остаточной намагниченности, χ — магнитной восприимчивости, Δz — наземной магнитометрической съемки.

тактового воздействия поздних гранитов. Часто они окварцованы, пронизаны зонками альбита, хлорита и эпидота.

2. Нефелиновые сиениты. Обследован выход этих пород, ранее описанный А. Каюмовым, на правом водоразделе Сиенитового сая (0,5 км на ЮЗ 230° от карьеров и штабелей жильного кварца). Вместе с мраморами они образуют провесы кровли и ксенолиты на краю интрузивного тела субщелочных гранитов (рис. 20, *д*). Щелочные породы в этом выходе весьма разнообразны и неоднородны. Среди них в виде полос и пятен (реликтов), не имеющих резких границ, обнаруживаются сиенито-диориты.

Ввиду крайней неоднородности термин «нефелиновые сиениты» применим лишь к части пород. В их состав входят микроклин-пертит, альбит, нефелин, эгирин-авгит, рибекит-арфведсонит, темно-оранжевый биотит; встречаются корунд, канкринит. Детальное описание пород дано А. Каюмовым. По химизму (№ 1, 2 в табл. 6) они характеризуются высоким содержанием глинозема и щелочей, среди которых доминирует натрий, а также высоким содержанием железа по сравнению с магнием.

Контакты нефелиновых сиенитов с субщелочными гранитами изучены в нескольких местах. Граниты очень однородны, структура и состав их остаются постоянными как вблизи, так и в удалении от сиенитов. Сиениты, примыкающие к гранитам, напротив, сильно биотитизированы, местами альбитизированы. Контакт срезает полосчатость щелочных сиенитов. Граниты проникают в последние в виде апофиз, которые имеют обычно более лейкократовый состав с переходом в аплитовидные и пегматоидные граниты. Все эти соотношения, которые не оставляют сомнений в более позднем внедрении субщелочных гранитов, иллюстрированы рис. 20, *в*, *е* и фото 16.

Второй выход нефелиновых сиенитов, расположенный в 0,8 км на северо-запад от колодца Тозбулак и также ранее описанный А. Каюмовым, изучен И. В. Мушкиным. Нефелиновые сиениты здесь слагают крупный ксенолит, заключенный в субщелочных гранитах, которые, в свою очередь, здесь же прорываются биотитовыми гранитами Кульджуктауской серии. Полосчатость нефелиновых сиенитов срезается гранитами. В составе ксенолита принимают участие сиенито-диориты или сиениты, аналогичные тем, которые слагают отдельные тела. Вдоль контакта в субщелочных гранитах образуется реакционная лейкократовая кайма (рис. 20, *ж*).

Приведенные данные свидетельствуют о более раннем времени формирования нефелиновых сиенитов по сравнению с субщелочными гранитами и одновременном или более позднем по сравнению с сиенитоидами первой фазы. Несмотря на всю экзотичность нефелиновых сиенитов, мы теперь обязаны считать их членами той же щелочной серии, что и другие описываемые породы.

По поводу генезиса нефелиновых сиенитов можно уверенно сказать только то, что они не связаны с приконтактовыми явлениями как более ранних сиенитов и сиенито-диоритов, так и более поздних субщелочных гранитов. Скорее всего они возникли в результате локального, но весьма интенсивного воздействия щелочных растворов, пришедших с каких-либо глубоких уровней, на сиенитоиды ранней фазы во время или несколько позже их формирования.

3. Нордмаркиты — средне-крупнозернистые породы, реже мелкозернистые, серые, буроватые, лиловатые и розоватые, с четко выделяющимся черным амфиболом и плохо заметным биотитом. Содержат около 10% или более кварца, «пестрый» микроклин-пертит (фото 17), резко преобладающий над кислым незональным плагиоклазом, темный буро-зеленый амфибол ряда феррогастингсита — железистого баркевикита ($cNg = 18—20°$, $2V = -44—46°$, $Ng = 1{,}694$, $Np = 1{,}670$, см. № 27,

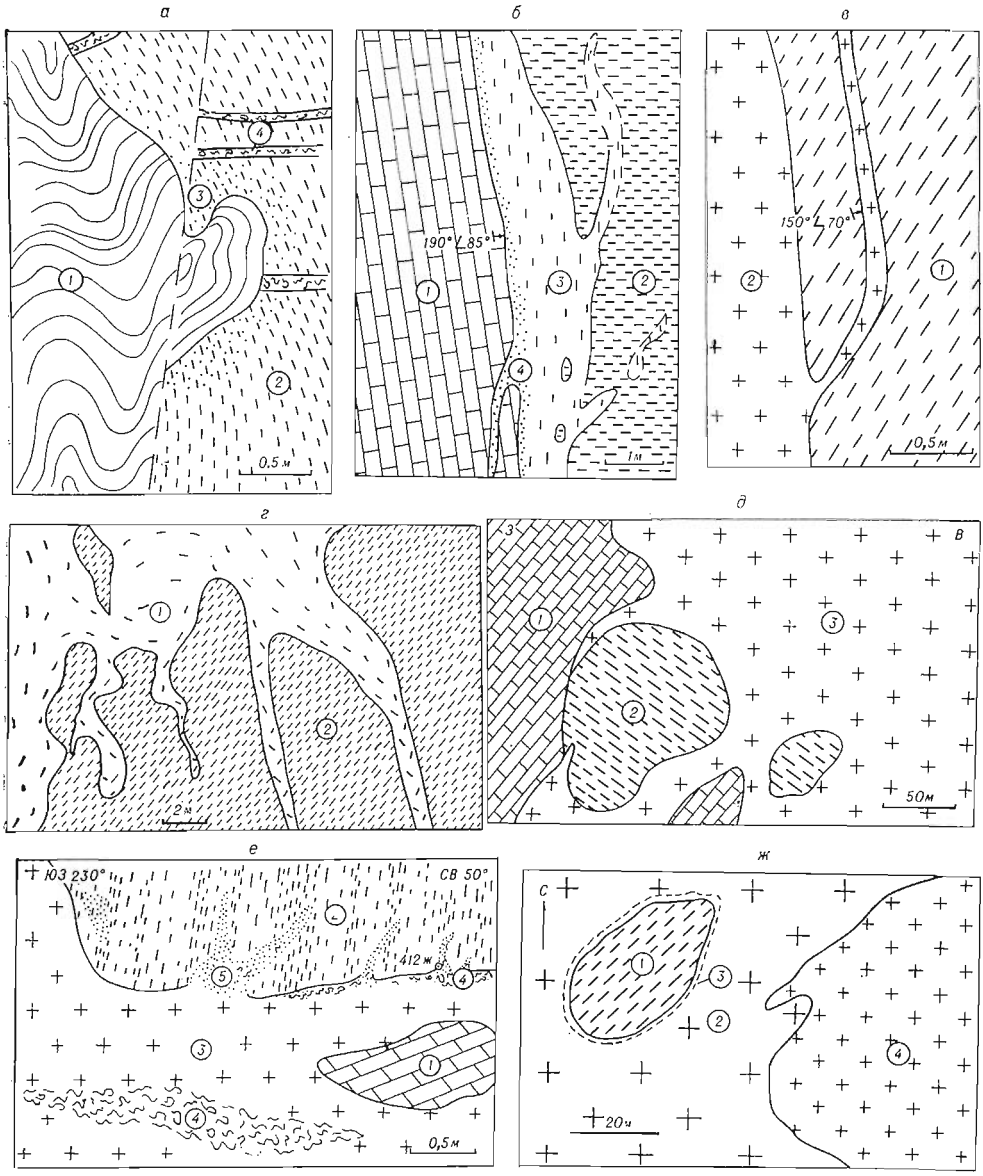


Рис. 20. Зарисовки обнажений в Тозбулакском интрузиве (Э. И.).

а — обн. 403, 1,5 км к западу от кол. Тозбулак, русло сая, план (*1* — полосчатые мраморы, *2* — сиенито-диориты, *3* — зона эндоконтактовой лейкократизации сиенито-диоритов, *4* — кварцевые прожилки, срезаемые контактом вследствие более позднего течения мраморов); *б* — обн. 402, там же (*1* — мраморы, *2* — сиенито-диориты, *3* — нордмаркиты, *4* — оторочка крупнозернистого пегматоидного кварцевого лейкосиенита); *в* — обн. 404, правый водораздел Сиенитового сая, 1,5 км к запад-юго-западу от кол. Тозбулак (*1* — нефелиновые сиениты, *2* — субщелочные граниты); *г* — обн. 402, там же, где «*а*» (*1* — нордмаркиты, *2* — сиенито-диориты); *д* — обн. 404, там же, где «*в*» (*1* — мраморы, *2* — нефелиновые сиениты, *3* — субщелочные граниты); *е* — обн. 412, там же (*1* — ксенолит мрамора, *2* — нефелиновые сиениты, *3* — субщелочные граниты, *4* — пегматоидные обособления в гранитах, *5* — аплитовидные альбитизированные граниты); *ж* — обн. 96, 0,8 км к северо-западу от кол. Тозбулак (*1* — ксенолит полосчатых сиенито-диоритов и нефелиновых сиенитов, *2* — субщелочные граниты *3* — лейкократовая приконтактовая оторочка, *4* — крупнозернистые биотитовые граниты Кульджуктауской серии (зарисовка — И. В. Мушкина).

28 в табл. 6), чешуйки яркого оранжево-красного биотита с реакционными ажурными бахромками ($Nm = 1{,}689$), обильный крупный ортит со специфической зональной фиолетово-красной окраской, сфен, циркон, апатит, ильменит и титаномагнетит. Кварц более ксеноморфен, чем мик-

роклин. Последний признак для рассматриваемых пород очень характерен.

Химический состав нордмаркитов, взятых в разных местах, практически однотипен (№ 7—12 в табл. 6). Вариации SiO_2 укладываются в узкий интервал 64—67%. Характерна высокая сумма щелочей (до 10% и более) при устойчивом преобладании калия над натрием. Низки содержания магния и соответственно высока общая железистость пород. В сравнении со средними типами, по Дэли, породы ближе всего стоят именно к нордмаркитам.

Нордмаркиты образуют отдельные интрузивные тела площадью не более нескольких сотен квадратных метров, а также многочисленные инъекции — апофизы и дайки различной формы в мраморах (рис. 21, *а*, *б*). Наблюдались они в разных местах, в карбонатных породах рамы или в блоках мраморов внутри интрузива, но никогда среди гранитов. А. Каюмовым и другими исследователями эти породы либо объединялись с габброидами Кульджуктауской серии, либо считались фациальными разновидностями других пород.

На контактах с мраморами нордмаркиты иногда переходят в крупнозернистые пегматоидные породы (рис. 21, *а*), состоящие из микроклин-пертита с примесью альбита, биотита и рудного минерала. Местами нордмаркиты в эндоконтактах переходят в мелкозернистые аплитовидные породы, по составу отвечающие лейкократовым граносиенитам (№ 14—15 в табл. 6), а на окончаниях тонких апофиз-щелочным лейкогранитам, (№ 16). Состоят они из того же микроклин-пертита, кварца, подчиненного количества альбита, щелочного амфибола и биотита, присутствуют циркон и ортит. Но чаще всего существенных эндоконтактовых изменений нет.

Нордмаркиты секутся редкими маломощными (до 15 см) дайками мелкозернистых белесых нордмаркит-аплитов, по составу и химизму аналогичными вмещающим их интрузивным породам (№ 13 в табл. 6). Вблизи крупных тел биотитовых гранитов Кульджуктауской серии нордмаркиты интенсивно биотитизированы.

Прямыми наблюдениями установлено прорывание нордмаркитов субщелочными гранитами (рис. 21, *б*), а также биотитовыми гранитами (рис. 21, *в*) и послегранитовыми дайками Кульджуктауской серии (рис. 21, *а*). В верхнем течении сая с мазаром выше последнего бетонированного колодца нордмаркиты почти соприкасаются с габброидами Кульджуктауской серии, но непосредственный контакт не обнаружен. Однако благодаря тесной пространственной сближенности здесь отчетливо видна принадлежность тех и других пород к принципиально разным образованиям, между которыми нет ни переходов, ни общих петрографических признаков.

4. Роговообманково-биотитовые щелочные граниты слагают крупное интрузивное тело (около 8 кв. км) в южной части интрузива, отделенное от поля биотитовых гранитов перемычкой мраморов и более ранних сиенитоидов. Отдельные инъекции их есть в мраморах в северо-восточном и восточном экзоконтактах.

Субщелочные граниты с первого взгляда похожи на биотитовые граниты Кульджуктауской серии, слагающие преобладающую часть Тозбулакского интрузива, поэтому другими исследователями они не различались. Далее специально выделены курсивом диагностические признаки.

Рассматриваемые породы средне-крупнозернистые, *однородно розовые*, с *четко выделяющимся амфиболом* в виде призмочек 2—3 мм в длину, с ярким блестящим биотитом. Полевые шпаты удлиненные, сдвойникованные. Различим только *один полевой шпат* в отличие от явственно двуполевошпатовых более молодых гранитов. Кварц светлый, слегка фиолетовый. Судя по шлифам, преобладает *пестрый микроклин-пертит*;

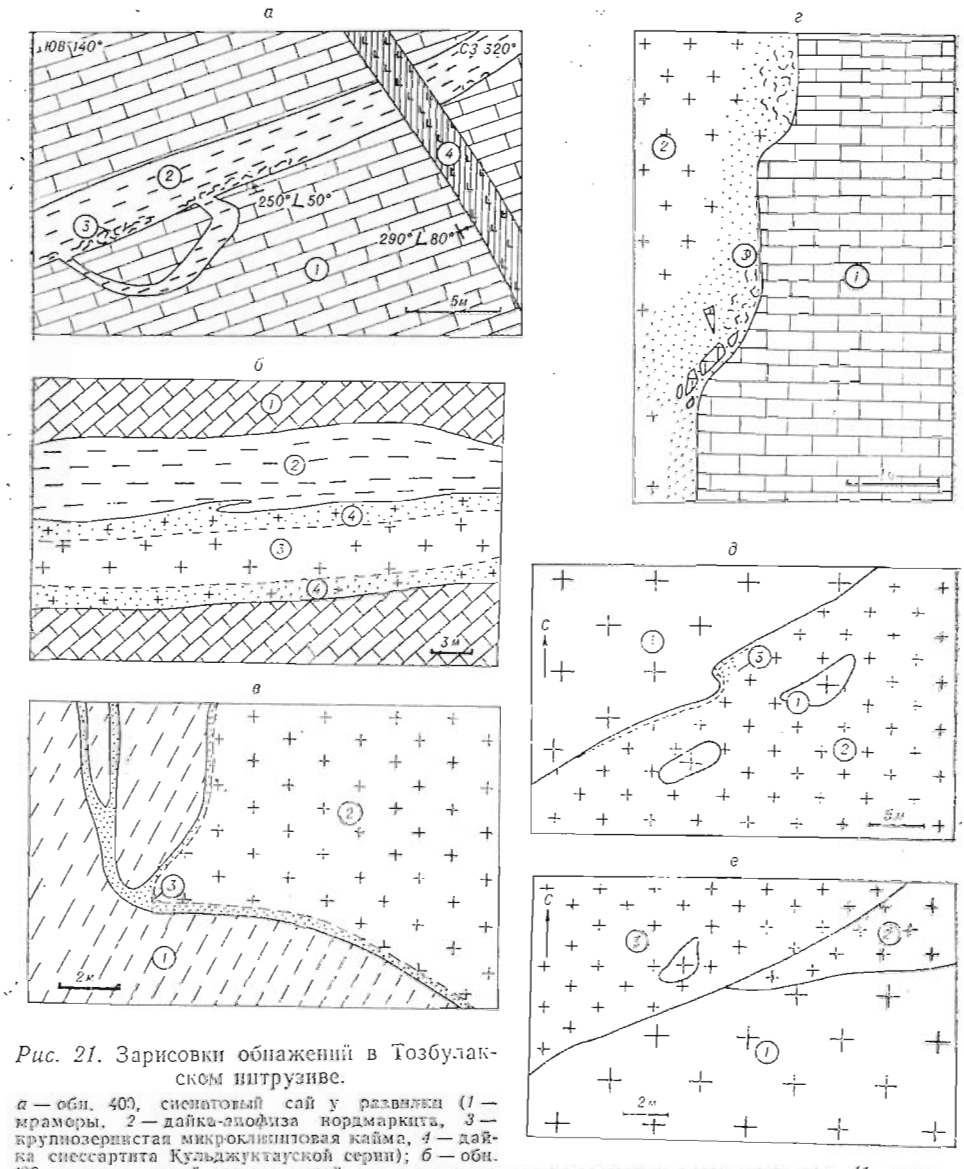


Рис. 21. Зарисовки обнажений в Тозбулакском интрузиве.

а — обн. 409, сиенитовый сай у развилки (*1* — мраморы, *2* — дайка-апофиза нордмаркита, *3* — крупнозернистая микроклиновая кайма, *4* — дайка сиессартита Кульджуктауской серии); *б* — обн. 429, верховья левой составляющей сая с мазаром, северо-восточная часть интрузива. (*1* — мраморы, *2* — нордмаркиты, *3* — субщелочные граниты, *4* — лейкократовая оторочка); *в* — обн. 427, там же, сразу выше последнего бетонированного колодца (*1* — нордмаркиты, *3* — крупнозернистый гранит Кульджуктауской серии, *3* — оторочка и апофиза лейкократового аплитовидного гранита); *г* — обн. 503, сиенитовый сай, нижнее течение (*1* — мраморы, *2* — субщелочные граниты, *3* — эндоконтактовая зона аплитовидного гранита с пегматоидными обособлениями); *д* — обн. 95, там же, где рис. 20, *ж* (*1* — субщелочные граниты, *2* — крупнозернистые биотитовые граниты Кульджуктауской серии, *3* — лейкократовая аплитовидная оторочка, по Н. В. Мушкину); *е* — обн. 95, там же (*1* — субщелочные граниты, *2* — крупнозернистые биотитовые граниты Кульджуктауской серии, *3* — мелкозернистые двуслюдяные граниты той же серии).

плагиоклаз слабозональный, кислый; биотит красно-бурый *с ажурными бахромками* ($Nm = 1{,}685$). Амфибол темный буровато-зеленый: $cNg = 18$—$21°$, $2V = -44$—$46°$, $Ng = 1{,}693$, $Np = 1{,}673$—$1{,}669$. Судя по этим данным и по химизму (№ 29 в табл. 6), относится к ряду железистого гастингсита — баркевикита. Встречается также черно-синий амфибол типа рибекита. Есть *крупный фиолетово-бурый ортит;* крупный хорошо ограненный циркон; скопления мелкого альбита. По химизму (№ 17—25 в табл. 6) породы отвечают умеренно кислым и нормальным гранитам; они бедны магнием и обогащены калием по сравнению с натрием. По

сумме щелочей и повышенной калиевости они сходны с биотитовыми гранитами Кульджуктауской серии, но отличаются более низким содержанием кальция. Субщелочными они названы не столько по химизму, сколько из-за присутствия специфического амфибола.

Субщелочные граниты внешне и по химическим особенностям очень однородны. В подтверждение полевых наблюдений пройден петрохимический профиль (7 проб, № 18—24 в табл. 6) по Сиенитовому саю в нижнем его течении. По М. В. Сухину, рассматриваемые породы обладают более высокой магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью, чем биотитовые граниты Кульджуктауской серии (см. рис. 19).

В субщелочных гранитах фиксируются многочисленные зоны катаклаза с хлоритом. Нередки кварцевые жилы и прожилки. Часто проявлена биотитизация, как признак воздействия более поздних гранитных тел. Залегают они целиком в мраморах, но тем не менее содержат ксенолиты песчанико-сланцевых ороговикованных пород, темных диабазоподобных пород, сиенито-диоритов и мелкозернистых сиенитов типа тех, которые ассоциируют с нефелиновыми сиенитами.

На контактах с известняками субщелочные граниты обычно не имеют видимых изменений состава и облика. Изредка наблюдается эндоконтактовая зона мощностью 10—20 см аплитовидного гранита с незначительным количеством биотита, с пегматоидными обособлениями (рис. 21, г, № 26 в табл. 6). Местами в узкой (2—3 см) эндоконтактовой зоне количество микроклина увеличивается вплоть до образования существенно микроклиновой тонкой оторочки. Описанные приконтактовые явления, как легко видеть, не приводят к формированию пород, которые можно сравнить с нордмаркитами и сиенитами более ранних фаз.

Как уже сказано, субщелочные граниты секут сиенито-диориты, нефелиновые сиениты и нордмаркиты. В свою очередь, они древнее всех пород Кульджуктауской серии. Так, в теле субщелочных гранитов на правом водоразделе Сиенитового сая к юго-западу от выходов нефелиновых сиенитов отмечено дайкообразное (судя по высыпкам и изолированным выходам) тело кварцевых габбро, по облику и составу аналогичных другим развитым в данном районе габброидам (см. гл. VII). Этот факт пока единичен и требует подтверждения. В районе кол. Тозбулак наблюдалось непосредственное прорывание субщелочных гранитов биотитовыми гранитами (рис. 21, *д*, *е*). Наконец, в нижнем течении сиенитового сая они прорваны небольшим телом мелкозернистых двуслюдяных гранитов, аналогичных самым поздним гранитам Кульджуктауской серии (см. рис. 62).

Резюме по Тозбулакскому интрузиву:

1. Выделена полная серия пород повышенной щелочности (Кошрабатская), включающая следующий ряд интрузивных фаз: сиенито-диориты и сиениты — нордмаркиты — субщелочные граниты. Эта последовательность многократно подтверждена прямыми наблюдениями в поле.

2. Каждой выделенной фазе отвечает своя относительно однородная, компактная по составу, облику и химизму группа пород. Эти группы не имеют друг с другом фациальных переходов, характеризуются своими приконтактовыми явлениями и не отождествляются с краевыми фациями гранитов и любых других известных здесь магматических пород. Их следует считать результатом кристаллизации самостоятельных порций магмы повышенной щелочности, пришедших на данный уровень с каких-то глубин.

3. Впервые выделены фаза нордмаркитов, которые ранее объединялись либо с более молодыми габброидами, либо с другими щелочными породами, и фаза субщелочных гранитов, которые ранее не различались среди поздних биотитовых гранитов или же считались результатом воздействия на последние щелочной магмы (фенитизация, по А. Каюмову).

Таблица 6

Тозбулакский интрузив (Кошрабатская серия)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма
							1. Нефелиновые сиениты										
1	404е	55,64	0,20	19,38	3,30	3,82	0,24	0,30	3,08	7,15	5,80	0,22	1,49	0,09	0,10	0,27	100,71
2	1424	55,00	0,09	24,30	1,48	1,72	сл	1,26	5,20	7,58	3,13	—	—	—	—	0,30	99,76
Среднее	из 2	55,32	0,15	21,84	2,39	2,77	0,12	0,78	4,14	7,36	4,47	0,11	0,74	0,05	0,05	0,29	100,24
							2. Сиенито-диориты										
3	1423	58,78	0,86	16,37	5,24	2,82	0,07	2,93	5,30	3,00	3,78	—	0,48	0,11	—	—	99,74
4	8443	59,40	0,03	22,50	0,29	2,80	сл	2,57	2,80	4,36	4,00		0,63	0,23			99,61
5	1477	60,21	0,47	17,25	2,20	4,36	0,12	0,70	2,80	4,31	5,85	0,34	1,65	0,01	0,14	0,22	100,27
6	403б	61,80	0,75	15,77	2,00	5,02	0,17	0,60	2,80	4,30	5,30	0,20	1,00	0,17		0,16	99,88
Среднее	из 4	60,05	0,53	17,97	2,43	3,75	0,09	1,70	3,42	3,99	4,73	0,14	0,94	0,13	0,03	0,09	99,88
							3. Нордмаркиты										
7	427г	64,00	0,40	16,90	3,62	1,62	0,11	0,30	1,12	4,50	6,00	0,37	1,34	0,09	0,10	0,22	100,37
8	400в	64,58	0,42	16,37	1,28	2,84	0,08	0,70	1,54	3,90	7,87	0,20	0,79	0,12	0,10	0,05	100,69
9	509б	65,86	0,32	16,18	1,82	1,44	0,04	0,60	1,26	3,30	8,15	0,23	0,96	0,05		0,16	100,21
10	516в	66,58	0,32	15,60	0,83	2,88	0,05	0,40	2,24	3,46	6,14	0,09	0,69	0,05		0,24	99,33
11	509а	66,80	0,42	15,98	1,23	2,34	0,05	0,60	1,68	3,75	6,20	0,18	0,88	0,05		0,16	100,16
12	519в	66,92	0,22	16,63	0,68	2,66	0,05	0,30	2,64	2,20	6,32	0,10	0,91	0,05		0,19	99,68
Среднее	из 6	65,79	0,35	16,27	1,58	2,30	0,06	0,48	1,76	3,51	6,78	0,19	0,93	0,07	0,03	0,17	100,07
							3а. Аплит										
13	509в	64,81	0,40	17,56	1,50	1,69	0,04	0,50	1,40	4,33	7,05	0,19	1,20	0,10	0,10	0,16	100,77
							3п. Приконтактовые зоны нордмаркитов										
14	516а	71,21	0,27	14,52	0,05	1,50	0,05	0,30	1,12	4,20	5,63	0,10	0,89	0,05	0,10	0,22	99,89
15	516г	72,48	0,07	14,12	0,16	0,76	0,05	0,50	1,54	3,80	5,45	0,08	1,00	0,05	0,10	0,69	100,06
16	516б	74,47	0,12	12,54	0,81	0,90	0,05	0,60	0,84	3,13	5,80	0,12	0,61	0,05	0,10	0,30	100,04
Среднее	из 3	72,72	0,15	13,73	0,34	1,05	0,05	0,46	1,16	3,71	5,63	0,10	0,83	0,05	0,10	0,40	99,98

4. Субщелочные граниты

17	1391	69,72	0,30	14,48	0,30	2,70	0,05	0,68	1,33	3,20	5,87		0,80	0,07	0,10	0,24	99,58
18	503а	69,80	0,35	14,74	0,83	2,16	0,05	0,30	1,26	3,57	5,66	0,22	1,52	0,05	0,01	0,16	100,51
19	503д	70,20	0,32	14,15	0,47	2,12	0,05	0,50	1,68	3,55	5,40	0,50	1,34	0,06	0,10	0,22	100,34
20	503б	70,83	0,32	14,42	0,67	1,85	0,05	0,50	1,40	3,57	5,00	0,16	1,28	0,05	0,10	0,33	100,10
21	503г	71,00	0,27	14,13	0,27	2,67	0,04	0,50	0,98	3,57	5,33	0,09	0,87	0,09	0,10	0,11	99,81
22	504г	71,10	0,30	14,63	0,62	1,80	0,05	0,30	0,98	3,45	6,20	0,16	0,94	0,05	0,10	0,33	100,58
23	503г	72,24	0,25	14,14	1,67	1,76	0,05	0,30	1,26	3,57	5,00	0,01	0,30	0,05	0,10	0,10	100,60
24	505а	72,70	0,05	14,30	0,30	0,45	0,05	0,30	0,70	3,00	7,65	0,50	1,15	0,05	0,10	0,20	101,20
25	1453	74,50	0,15	12,65	0,22	1,44	0,05	0,30	1,54	3,71	4,93	0,43	0,61	0,05	0,20	0,30	100,58
Среднее	из 9	71,34	0,26	14,18	0,59	1,88	0,05	0,41	1,24	3,46	5,67	0,23	0,98	0,06	0,10	0,22	100,35

5. Аплитовидный гранит из эндоконтакта

26	506а	69,02	0,30	15,28	0,97	1,94	0,05	0,50	1,12	3,45	6,65	0,16	0,80	0,05	0,10	0,05	101,20

6. Амфиболы из нордмаркитов

27	509а	42,08	3,30	7,31	5,38	21,81	0,33	4,68	9,42	1,40	1,00		1,87	0,20			100,21
28	509б	41,53	3,50	7,84	8,86	18,67	0,37	4,39	8,50	1,36	1,02	0,07	0,46	0,32			99,89

7. Амфибол из субщелочного гранита

29	503б	42,53	2,40	7,20	5,10	22,66	0,40	4,44	8,98	1,52	1,00	0,03	1,30	0,24			100,20

Примечание. Сиенитоиды ранней фазы: 1 (Э. И.) — мелкозернистый розовато-серый трахитоидный нефелиновый сиенит, 1,5 км к северо-западу от колодца Тозбулак. 2 — зеленый нефелиновый сиенит по А. Каюмову. 3 — сиенито-диорит, по А. Каюмову, юго-западная часть интрузива. 4 — сиенит, по А. Каюмову. 5 (М. С) — крупнозернистый кварцевый сиенит. 6 (Э. И.) — темно-серый мелкозернистый биотит-роговообманковый сиенито-диорит, кварцсодержащий, порфировидный; Сиенитовый сай. Нордмаркиты второй фазы, по Э. П. Изоху: 7 — средне-крупнозернистый нордмаркит, биотитизированный, из контакта с биотитовым гранитом, сай с мазаром, 80 м выше последнего колодца. 8 — крупнозернистый роговообманковый нордмаркит, дайка-апофиза в известняках, Сиенитовый сай. 9 — среднезернистый биотит-роговообманковый нордмаркит, бедный кварцем, Сиенитовый сай. 10 — то же, из инъекции в мраморах, верховья сая с мазаром, к север-северо-востоку от последнего колодца. 11 — то же, наиболее типичный, Сиенитовый сай. 12 — средне-крупнозернистый нордмаркит, верховья сая с мазаром. 13 (Э. И.) — мелкозернистый белесый сахаровидный аплит из жилы в нордмаркитах, Сиенитовый сай. 14—16. Породы эндоконтактовых зон нордмаркитов, по Э. П. Изоху: 14 — среднезернистый биотит-роговообманковый субщелочной гранит из апофизы нордмаркита в мраморах, к север-северо-востоку от последнего колодца в сае с мазаром. 15 — мелкозернистый аплитовидный гранит из апофизы нордмаркита в мраморах, там же. 16 — мелко-среднезернистый роговообманково-биотитовый лейкогранит из приконтактовой зоны, там же. 17—25. Субщелочные граниты третьей фазы: 17 — гранит биотитовый, по А. Ф. Свириденко, 18—24 (Э. И.) — среднезернистый биотит-роговообманковый субщелочной гранит, Сиенитовый сай. 25 (М. С.) — гранит (граносиенит) с роговой обманкой. 26 (Э. И.) — лейкократовый аплитовидный гранит из эндоконтактовой зоны щелочных гранитов около мраморов, Сиенитовый сай. 27—29. Амфиболы из интрузивных пород: 27 — нордмаркит (см. № 11 в этой же табл.). 28 — то же (см. № 9). 29 — субщелочной гранит (см. № 20). Пробы амфиболов отобраны М. В. Баулиной. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР.

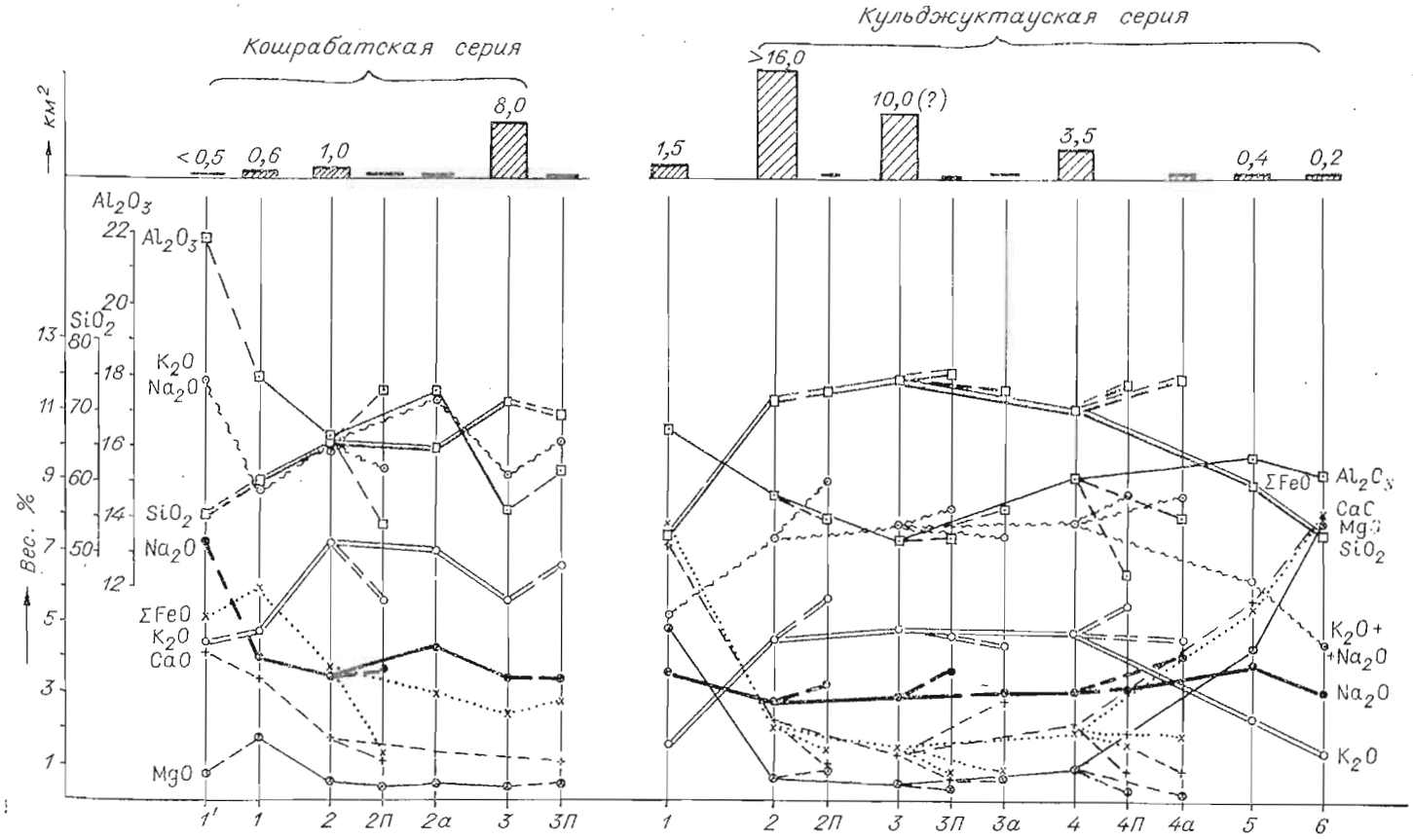


Рис. 22. Эволюция по фазам и приконтактовым фациям Тозбулакского интрузива. Построен по данным табл. 6 и 22.

Кошрабатская серия: *1′* — нефелиновые сиениты, *1* — сиенито-диориты, *2* — нордмаркиты, *2П* — эндоконтактовые аплиты и лейкограниты, *2а* — жильный аплит, *3* — субщелочные граниты, *3П* — эндоконтактовые аплиты. Кульджуктауская серия: *1* — габбро, *2* — среднезернистые биотитовые граниты, *2П* — эндоконтактовый лейкогранит, *3* — крупнозернистые биотитовые граниты, *3П* — эндоконтактовые лейкограниты, *3а* — жильные аплиты и лейкограниты, *4* — мелкозернистые двуслюдяные граниты; *4П* — приконтактовый лейкогранит, *4а* — дайковые аплитовидные гранатсодержащие граниты, *5* — кварцевые диорит-порфириты, *6* — спессартиты и диорит-порфиры.

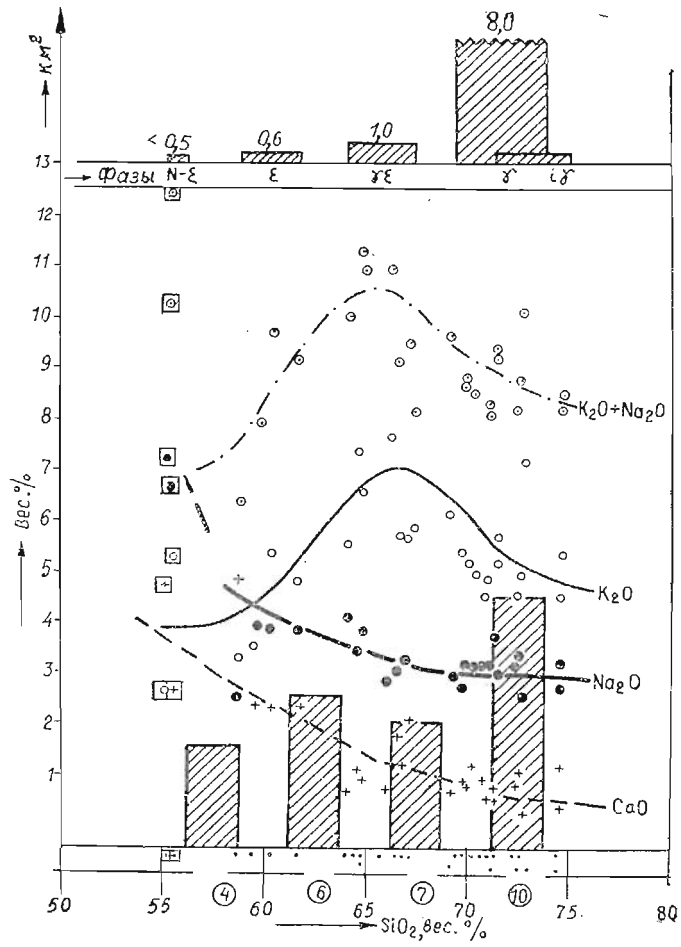


Рис. 23. Статистико-петрохимическая диаграмма Кошрабатской серии в Тозбулакском интрузиве. Сост. по данным табл. 6. Квадратиками показан состав нефелиновых сиенитов (при проведении вариационных линий не учтены).

4. Нефелиновые сиениты, открытые и детально изученные А. Каюмовым, судя по нашим наблюдениям, заключены в возрастную вилку между сиенито-диоритами и субщелочными гранитами, т. е. принадлежат той же серии, что и остальные щелочные породы.

5. Общим для всех рассматриваемых пород является преобладание «пестрого» микроклин-пертита, развитие субщелочного и щелочного амфибола, высокая суммарная щелочность при преобладании калия над натрием во всех породах, кроме нефелиновых сиенитов, высокая железистость, сравнительно низкая известковистость (табл. 6, рис. 22, 23).

6. Для серии в целом характерна гомодромная эволюция во времени (рис. 22), относительная непрерывность и завершенность (рис. 23). Однако наиболее кислых и лейкократовых гранитов, какие характерны для типично завершенных серий, в данном случае мало.

7. Для пород всех фаз, начиная с сиенито-диоритов и кончая субщелочными гранитами, характерны свои приконтактовые изменения, приводящие к более кислым и (или) более лейкократовым породам (рис. 23), сопоставимым с породами следующей фазы или поздней жильной группы. Лишь в локальных участках и в малом масштабе фиксируются чисто микроклиновые породы, отвечающие лейкосиенитам.

8. Вся серия щелочных пород древнее биотитовых и двуслюдяных гранитов Кульджуктауской серии, слагающих большую часть интрузива, что доказывается многократно повторенными прямыми наблюдениями. Есть основания считать, что щелочные породы древнее и габброидов Кульджуктауской серии.

9. По Я. Б. Айсанову (1971), тела нордмаркитов, расположенные в 2—3 км к востоку от интрузива, прорывают заведомо эйфельские известняки, фауна в которых была найдена тут же, на простирании прорванных нордмаркитами слоев.

Лолабулакский интрузив

Расположен интрузив в западной части гор Каратюбе (см. рис. 80). Сложен преимущественно биотитовыми и двуслюдяными гранитами Кульджуктауской серии. Вместе с тем в его строении участвует небольшое тело более древних щелочных пород, которое и описывается далее.

Вместе с соседним Каратюбинским плутоном Лолабулакский интрузив изучался многими исследователями, в том числе Н. А. Лосевым, Н. Д. Зленко, И. Х. Хамрабаевым и другими. Специальное внимание ему было уделено Г. К. Ляшенко (1954, 1963). Г. К. Ляшенко считает, что сиенито-диориты и кварцевые сиениты интрузива «...возникли из гранодиоритов вследствие их микроклинизации, а не из самостоятельной сиенитовой магмы. Необходимые для этого количества калия освобождаются в результате вытеснения их щелочными землями при встрече магмы с известняками» (Петрография Узбекистана, 1965, т. II, с. 29). Сиенитоиды ею описываются как породы крайне неустойчивого состава, текстуры и структуры, имеющие постепенный переход к гранодиоритам, содержащие обильные ксенолиты сланцевых и карбонатных пород, с отчетливой наложенной на гранодиориты микроклинизацией (Ляшенко, 1963).

В последние годы Лолабулакский интрузив и слагающие его сиенитоиды изучала Г. Д. Шмулевич; в 1968 г. вместе с нею он был посещен Э. П. Изохом. Ниже излагаются результаты совместных наблюдений.

Площадь Лолабулакского интрузива около 120 кв. км, из них на долю сиенитоидов приходится 9 кв. км. Вмещающей средой служит песчанико-сланцевая толща $O - S_1$, содержащая пластовые залежи кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. Карбонатных пород в толще очень мало.

В составе интрузива установлены следующие группы пород: 1 — габброиды, 2 — сиениты, 3 — кварцевые сиениты, 4 — лейкограниты, аплиты и пегматиты, 5 — мелкозернистые биотитовые граниты, 6 — двуслюдяные граниты, 7 — аплиты и пегматиты. Группы 1 — 4 относятся к Кошрабатской серии — 5—7 — к Кульджуктауской.

Габброиды обнаружены только в виде единичных ксенолитов в сиенитах на правом склоне Кочкарбулаксая в 2 км к юго-западу от г. Яшикурган. По облику, структуре и составу (см. № 1 в табл. 7) породы сходны с габброидами первой фазы Кошрабатского интрузива.

Сиениты розовато-серые, лиловато-серые, с обильными вкрапленниками мясо-красного и розового микроклина размером 1,5×0,5 см, уплощенно-параллелепипедальной формы. Вкрапленники ориентированы в одном направлении (чаще всего на СВ 30°), что создает характерную трахитоидность. Четко выделяется черный амфибол. Породы более всего напоминают трахитоидные сиениты Кошрабатского интрузива. Состав: «пестрый» микроклин-пертит (35—40%), слабозональный плагиоклаз № 25—30 до № 38 (30—45%), давленый кварц (до 5%), пятнистый сине-зеленый до густо-зеленого субщелочной амфибол (до 25%), близкий к баркевикит-гастингситу. Кроме него, развиты агрегаты более позд-

Таблица 7

Лолабулакский интрузив (Кошрабатская серия)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1	3535	50,20	0,72	15,01	1,30	4,82	0,12	1,80	14,98	4,57	0,50	0,31	5,40	0,32	4,29		99,74
2	345д	58,88	0,75	16,55	1,90	4,46	0,16	2,30	5,32	3,20	4,30	0,14	0,86	0,50	0,17	0,10	99,32
3	30х	60,34	1,25	16,80	0,50	4,64	0,09	2,57	3,69	3,76	4,95	0,21	0,43	0,47			99,70
4	3028а	60,68	0,62	16,18	0,67	3,94	0,10	1,60	4,34	3,50	6,00	0,19	1,67	0,30			99,79
5	7221-106	60,75	0,35	19,50	0,91	1,95	0,06	1,10	3,17	4,40	6,15	0,20	1,39	0,16	0,30	0,10	100,09
6	1465	60,81	0,35	14,96	1,67	3,25	0,06	1,50	4,68	3,34	4,63	0,48	0,92	0,31			99,66
7	П-103	60,82	0,70	15,80	2,30	3,28	0,12	2,00	4,62	3,60	5,20	0,16	0,72	0,40	0,19	0,10	99,72
8	352а	61,00	0,72	16,75	1,60	3,99	0,14	1,90	4,35	3,61	4,62		0,78				99,46
9	3202	61,02	0,67	14,91	2,40	2,73	0,10	1,50	3,92	3,70	5,00	0,54	3,05	0,29			99,83
10	1534	61,08	1,86	14,01	2,59	3,87	0,28	2,82	6,94	3,89	3,50	0,04	0,50	0,01		0,01	100,39
Среднее из 9		60,59	1,00	16,16	1,61	3,58	0,12	1,92	4,55	3,66	4,93	0,22	1,14	0,27	0,07	0,03	99,75
11	7462	62,16	0,42	15,72	0,40	3,64	0,09	1,00	4,48	3,73	5,55	0,06	2,22	0,14	1,32	0,10	99,61
12	3539	62,50	0,62	15,73	0,93	3,70	0,10	1,80	3,78	3,50	5,18	0,10	1,14	0,26			99,34
13	3201	62,55	0,62	15,72	1,69	3,74	0,11	1,80	4,20	3,52	5,22	0,27	0,77	0,24			100,45
14	99	62,84	0,60	16,50	0,83	4,38	0,21	1,64	3,12	4,24	4,52	0,09	0,26	0,14			99,37
15	1530	63,12	0,90	15,74	4,43	0,36	0,06	1,69	4,63	3,45	4,61					0,03	99,02
16	7446	63,47	0,52	15,79	0,52	3,75	0,10	1,40	3,50	3,73	6,40	0,10	1,34	0,20	0,11	0,10	100,82
17	963	64,10	0,44	15,45	1,21	3,63	0,08	1,30	3,22	3,60	5,22	0,22	1,60	0,20	0,22	0,15	100,27
18	3542	65,52	0,43	15,85	0,63	2,52	0,08	0,95	2,73	3,88	6,18	0,07	0,81	0,16			99,91
Среднее из 8		63,28	0,57	15,81	1,33	3,21	0,10	1,45	3,71	5,36	0,12	1,01	0,17	0,22	0,05		99,83

Примечание. 1 (Г. Ш.) — амфиболитизированное измененное габбро из ксенолита в сиенитах. 2 (Э. Н.) — трахитоидный сиенит северо-восточный контакт, прорван биотитовыми мелагранитами. 3 (Г. Ш.) — кварцсодержащий сиенит. 4 — то же. 5 (М. С.) — сиенит. 6 — порфировидный кварцевый сиенито-диорит, по Г. К. Ляшенко, устье сая Умакей. 7 (М. С.) — среднезернистый сиенит. 8 (Э. Н.) — трахитоидный кварцсодержащий сиенит, южная окраина кишл. Кочкарбулак. 9 (Г. Ш.) — кварцсодержащий сиенит. 10 — порфировидный кварцевый сиенито-диорит, по Г. К. Ляшенко, сай Умакей. 11 (М. С.) — среднезернистый кварцевый сиенит. 12 (Г. Ш.) — кварцевый сиенит-граносиенит. 13 (Г. Ш.) — кварцевый сиенит. 14 — порфировидный сиенит, по Н. Д. Зленко, Кочкарбулаксай. 15 — порфировидный кварцевый сиенит, по Г. К. Ляшенко, верховья сая Ирель. 16 (М. С.) — мелкозернистый порфировидный кварцезый сиенит, давленый. 17 (М. С.) — кварцевый сиенит — граносиенит. 18 (Г.Ш.) — то же.

него лучистого актинолита. Отмечаются реликты моноклинного пироксена, единичные пластинки биотита. Акцессорные: сфен, апатит, циркон, ортит. Вторичные: альбит, серицит, соссюрит, хлорит, эпидот-цоизит, кальцит. Породы давленые, местами гнейсовидные.

Облик пород, судя по визуальным наблюдениям, на протяжении всего тела остается сравнительно постоянным. По химическому составу (№ 2—10 в табл. 7) сиениты также однородны: вариации SiO_2 не выходят за пределы 59—61%; столь же невелики колебания в содержании прочих петрогенных окислов, кроме калия, что для порфировидных пород естественно.

Кварцевые сиениты имеют практически тот же облик, что и предыдущие породы. Отличаются более высоким содержанием кварца (около 10% и выше) и постоянным присутствием биотита (до 2—3%), имеющего в шлифах оливково-бурую окраску. По облику и химизму они также весьма однородны: вариации SiO_2 не выходят за пределы 62—65% (№ 11—18 в табл. 7). Как и в предыдущем случае, для сравнения использованы анализы, выполненные разными авторами в разное время, но относящиеся к породам, сосредоточенным на одной небольшой площади. Поэтому вывод о единообразии состава избавлен от субъективности. В этом состоит главное возражение против представлений Г. К. Ляшенко о крайней неустойчивости состава сиенитоидов.

Непосредственных границ между сиенитами и кварцевыми сиенитами в поле не наблюдалось. Предположение о принадлежности тех и других к смежным субфазам может быть высказано на основании прорыва роговообманковых сиенитов дайкой мелкозернистых биотит-роговообманковых кварцевых сиенитов (рис. 24, *а*).

В сиенитах и кварцевых сиенитах часты ксенолиты ороговикованных песчано-глинистых пород, кварцитов, углисто-глинистых сланцев, т. е. всех тех пород, которые слагают раму интрузива. Ни в ксенолитах, ни около контактов известняки встречены не были.

Рассмотренные породы, в том числе дайковые кварцевые сиениты, пересекаются редкими маломощными (до 1 м) дайками лейкократовых гранитов, содержащих темно-бурый (в шлифе) биотит, иногда амфибол, обильные сфен, эпидот, рудный минерал, явно принадлежащие серии щелочных пород. Сиенитоиды секутся многочисленными дайками гранит-аплитов и пегматитов двух генераций. Ранние пегматиты красные или розовые с биотитом, поздние — от красных до белесых с биотитом, мусковитом, турмалином и гранатом.

Сиенитоиды прорываются двумя типами гранитов: мелкозернистыми биотитовыми и среднезернистыми двуслюдяными. Первые обнажаются в восточном контакте сиенитового тела в 2 км к югу от г. Яшикурган. Это сильно контаминированные сланцевыми ксенолитами неоднородные породы с меланократовыми обогащенными биотитом полосами. У контакта с сиенитами они переходят в более лейкократовые аплитовидные граниты с мусковитом. Такой же состав имеют и апофизы, проникающие внутрь сиенитов. Двуслюдяные граниты массивные, местами гнейсовидные. В верхнем течении Кочкарбулаксая и других местах (рис. 24) они содержат ксенолиты сиенитов, вдаются в сиенитовое тело более лейкократовыми апофизами, имеют эндоконтактовые аплитовидные или пегматоидные каймы и т. п. Сиениты рвутся также многочисленными дайками аплитов и пегматитов с гранатом, мусковитом, турмалином, которые тесно сопряжены с двуслюдяными гранитами.

Резюме по Лолабулакскому интрузиву:

1. В составе интрузива принимает участие Кошрабатская серия: габброиды — сиениты — кварцевые сиениты — лейкограниты, аплиты и, возможно, пегматиты, а также Кульджуктауская серия: биотитовые мелагранитоиды — двуслюдяные граниты — лейкограниты, аплиты и пегматиты (перечислены в порядке возрастной последовательности).

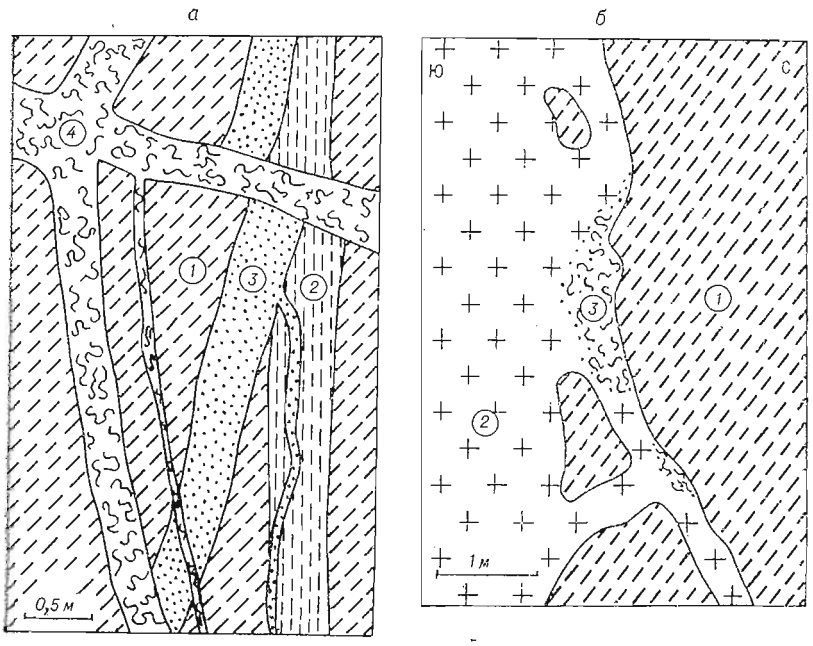


Рис. 24. Зарисовки обнажений в Лолабулакском интрузиве (Э. И.).

а — обн. 350, правый борт Кочкарбулаксая, 1,5 км к юго-западу от г. Яшикурган (*1* — трахитоидные сиениты, *2* — дайка мелкозернистого кварцевого сиенита, *3* — дайка аплитовидного гранита, *4* — жила пегматита); *б* — обн. 346, подножие правого склона Кочкарбулаксая, 2 км к юго-запад от г. Яшикурган (*1* — трахитоидные сиениты, *2* — двуслюдяные граниты, *3* — пегматоидный лейкогранит).

2. Многократными наблюдениями подтвержден вывод предыдущих исследователей о более раннем времени формирования щелочных пород по сравнению с биотитовыми и двуслюдяными гранитами.

3. Общими особенностями пород Кошрабатской серии являются: обилие вкрапленников микроклин-пертита; развитие субщелочной роговой обманки типа гастингсит-баркевикита; общая повышенная щелочность (сумма щелочей выше 8%); преобладание калия над натрием; повышенные содержания кальция и более высокие количества, чем в щелочных породах ранее рассмотренных интрузивов, магния (табл. 7).

4. По характеру магнитного поля сиенитоиды не выделяются среди рвущих их гранитов, однако отличаются от последних более низкими значениями магнитной восприимчивости и более высокими — гамма-активности. Все имеющиеся данные свидетельствуют о достаточно высокой однородности сиенитоидов, присущей самостоятельным магматическим, но не метасоматически переработанным или гибридным породам.

Резюме по Кошрабатской серии

1. Кошрабатская серия выявлена в трех интрузивах: Кошрабатском, Тозбулакском и Лолабулакском. Все они полихронные, т. е. включают интрузивные породы и более поздних эпох.

2. Все три интрузива многофазны. Главные типы слагающих их пород и последовательность внедрения приведены в табл. 8. Перечисленные в ней породы образуют интрузивные тела, дайки или жилообразные инъекции и имеют либо отчетливые рвущие контакты с более ранними породами, либо нерезкие границы с зоной взаимоперехода

Таблица 8

Последовательность формирования интрузивов Кошрабатской серии

	Кошрабатский интрузив	Тозбулакский интрузив	Лолабулакский интрузив
	Кварцевые диориты, гранодиориты, граниты и золотокварцевые рудные жилы Бокалинской серии (C_2)	Габбро, биотитовые граниты, двуслюдяные граниты, послегранитовые дайки Кульджуктауской серии (C_3—P_1)	Биотитовые мелаграниты, двуслюдяные граниты, аплиты, пегматиты Кульджуктауской серии (C_3—P_1)
Кошрабатская серия	Жильные граниты, лейкограниты, аплиты		
	Порфировидные дайковые граносиениты		
	Дайковые эссекситы		
	Жильные граносиениты, лейкограниты	Лейкограниты, аплиты, пегматиты	Лейкограниты, аплиты, пегматиты
		Субщелочные граниты	
	Овоидные граносиениты главной фазы	Нордмаркиты	Граносиениты и кварцевые сиениты
	Кварцевые сиениты		
	Сиениты овоидные и трахитоидные	Сиенито-диориты, сиениты и нефелиновые сиениты	Сиениты
	Сиенито-диориты и меласиениты		
	Щелочные габброиды		Габброиды

обычно в несколько сантиметров, редко до 1 м и более.

3. Последовательность внедрения гомодромная: от ранних габброидов или сиенито-диоритов к сиенитам, граносиенитам и, наконец, гранитам. В Кошрабатском интрузиве проявлены два следующих друг за другом гомодромных ритма интрузивной деятельности.

5. Отнесенные к Кошрабатской серии породы всех трех интрузивов имеют ряд общих особенностей. Таковы повышенная общая щелочность (сумма щелочей более 8%); повышенная роль калия по сравнению с натрием; более высокая общая железистость по сравнению с нормальными щелочноземельными типами пород (см. табл. 4, 6, 7, рис. 25); присутствие гастингсита или рибекита, а иногда также титанистого авгита или эгирин-авгита; развитие «пестрого» микроклин-пертита; наличие акцессорных ортита, циркона, сфена, титаномагнетита.

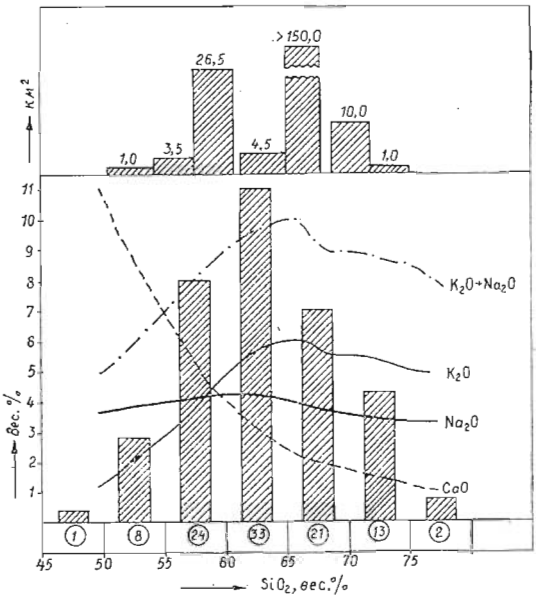


Рис. 25. Сводная статистико-петрохимическая диаграмма Кошрабатской габбро-сиенит-граносиенитовой интрузивной серии.

6. Характерна высокая однородность облика и состава пород, слагающих отдельные интрузивные тела и дайки, независимо от того, входят они в состав сложнопостроенных интрузивов или же внедрены по отдельности во вмещающие породы. Однородность, естественно, нарушается в местах сосредоточения ксенолитов при их сильной переработке и дезинтеграции.

7. Характерна также независимость состава интрузивных пород от той среды, в которой они залегают. Так, граносиениты Кошрабатского интрузива на севере соприкасаются с карбонатно-терригенными, а на юге — с песчанико-сланцевыми отложениями, не меняя при этом ни облика, ни состава. Сиениты и кварцевые сиениты Тозбулакского и Лолабулакского интрузивов во многом близки, хотя первые залегают исключительно в карбонатной среде, а вторые — в песчанико-сланцевой.

8. Интрузивные тела пород разных фаз, начиная с сиенито-диоритов и кончая граносиенитами и субщелочными гранитами, на контактах с вмещающими породами рамы или с более ранними интрузивными породами характеризуются примерно однотипными приконтактовыми изменениями, которые в общем могут быть определены как лейкократизация. Около песчанико-сланцевых пород в эндоконтактовой зоне обычно формируется недосыщенный щелочами минеральный парагенезис с участием биотита, мусковита, граната. Наряду с этим местами наблюдается то резкое обеднение узкой приконтактовой каймы микроклином, то, напротив, некоторое обогащение им. Роговики по песчанико-сланцевым породам в узкой (до 1—2 м) зоне экзоконтакта испытывают пятнистую или послойную гранитизацию (микроклинизацию). Около карбонатных, гораздо реже около песчанико-сланцевых пород лейкократизация сопровождается увеличением калиевости эндоконтактовых зон, иногда увеличением общей щелочности. Случаев возрастания основности не наблюдалось. Экзоконтактовые изменения в мраморах отсутствуют.

9. По облику, минеральному составу и химизму породы эндоконтактовых кайм, оторочек и апофиз близки к жильным лейкогранитам, аплитам или пегматитам.

10. Относительно высокая однородность состава пород Кошрабатской серии и сложенных ими интрузивных тел, идентичность состава этих тел, мелких инъекций и даек, относящихся к одной и той же фазе внедрения, характер приконтактовых явлений и другие признаки свидетельствуют о происхождении их из магматических расплавов повышенной щелочности. Наблюдения над микроструктурными особенностями в данном случае не играют роли, так как они нередко искажены наложенным автометасоматозом, катаклазом и бластезом. Эти процессы существенно не сказываются ни на облике, ни на химизме пород.

11. Магматогенный и к тому же внедренный характер интрузивных тел доказывается гомодромной последовательностью их формирования, независимостью от характера вмещающей среды и, что особенно важно, присутствием практически во всех породах, в том числе и в удалении от контактов, ксенолитов ороговикованных песчаников, сланцев и других пород, вынесенных с некоторой глубины. Глубинные ксенолиты, могущие быть свидетелями субстрата, в котором происходило магмообразование, из-за сильной переработки распознать трудно. Вполне вероятно, что часть габброидных ксенолитов ведет свое происхождение именно из такого субстрата.

12. Каждый из трех интрузивов обладает своим обликом и составом интрузивных и дайковых пород, отличается по числу фаз (табл. 8), по некоторым особенностям главных минералов и т. п. Например, только для Кошрабатского интрузива характерны овоидные сиениты и граносиениты, сходные с рапакиви. Только в Тозбулакском интрузиве широко развиты субщелочные граниты и нефелиновые сиениты и т. д. Подобные вариации для комплексов повышенной щелочности, вообще говоря, обычны, тем более если речь идет об удаленных друг от друга объектах.

13. Исходя из изложенного, мы склонны рассматривать происхождение Кошрабатской серии в том же плане, что и всех других габбро-гранитовых серий: как результат перемещения фронта магмообразования из базитового субстрата в сиалический, но в условиях интенсивного интрателлурического привноса щелочей.

14. Решение вопроса о возрасте и тектонической позиции Кошрабатской серии затруднено малым числом объектов и недостаточной изученностью вмещающих пород. Кошрабатский и Лолабулакский интрузивы прорывают отложения ордовика и силура. Вблизи Тозбулакского интрузива сиенитоиды рвут заведомо среднедевонские (эйфельские), по Я. Б. Айсанову, известняки. Эти данные указывают на нижнюю возрастную границу не древнее эйфеля.

Верхняя возрастная граница стратиграфически не закреплена. Однако решению вопроса помогают наблюдения над взаимоотношениями пород Кошрабатской серии с более молодыми магматическими и постмагматическими образованиями. В Тозбулакском и Лолабулакском интрузивах достоверно установлено прорывание сиенитов, нордмаркитов и щелочных гранитов биотитовыми и двуслюдяными гранитами Кульджуктауской серии (C_3—P_1). В Кошрабатском интрузиве вся серия щелочных пород сечется золоторудными кварцевыми жилами, а также мелкими телами и дайками натровых гранитоидов, сопоставимых с породами Бокалинской серии (C_2).

Все эти данные позволяют сузить возрастной интервал Кошрабатской серии до $Д_2e$—C_2m. Если учитывать особенности геологической истории региона в конце девона и начале каменноугольного периода, то наиболее вероятным кажется формирование данной серии где-то в начале карбона, но до намюра, т. е. во время наиболее спокойного тектонического режима (см. гл. X).

Глава VI

БОКАЛИНСКАЯ ГАББРО-ТОНАЛИТ-ГРАНИТОВАЯ СЕРИЯ

Наиболее изучен Бокалинский интрузив, расположенный на севере Букантау. К этой серии отнесены также Янгаклыкский интрузив (Ю. Нурата), Джаманкынгырский габбро-плагиогранитный шток (Тамдытау), мелкие тела тоналитов хр. Каттармая (Зиаэтдинские горы). Предполагается принадлежность к ней части пород Заркайнарского и Устукского интрузивов в Нуратинских горах. Кроме того, к Бокалинской серии относятся пояса даек, сопровождаемых золотым оруденением: Каратауский, Каттармайский, Караулхана-Чармитанский, Северо-Нуратинский, Зирабулакский и Мурунтауский, а также Кокпатасское рудное поле.

Бокалинская серия с точки зрения региональной металлогении золота представляется весьма важной. В связи с чрезвычайной актуальностью для Западного Узбекистана проблемы возраста золота и его связи с магматизмом и ввиду существования разных точек зрения обсуждаемые далее материалы уже вызвали и наверняка вызовут в дальнейшем дискуссию, тем более, что эти материалы позволяют представить геологию и металлогению золота в принципиально новом для региона аспекте.

Бокалинский интрузив

Интрузив назван по имени родника Бокалы (Бохалы), известен также под именем Букантауского или Северо-Букантауского. Изучался в процессе мелкомасштабной геологической съемки К. К. Пятковым, И. А. Пяновской, А. К. Бухариным, И. В. Швеем. Краткая характеристика интрузива, содержащая ряд существенных черт его строения, дана О. М. Борисовым и Х. Р. Рахматуллаевым (1964). В 1967—1968 гг. интрузив был изучен З. А. Юдалевичем и Г. Г. Сандомирским. В этот же период здесь работали Э. П. Изох, А. П. Пономарева и М. В. Сухин.

Площадь обнаженной части интрузива около 150 кв. км (рис. 26). Он залегает среди толщи граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами андезитов и андезито-дацитов, их туфов, известняков, гравелитов и конгломератов архарской свиты $C_2в_2 — m_1$. С юга и юго-запада близко к интрузиву подходит тохтатауская свита конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов с редкими прослоями известняков (C_2m_2). Контакты интрузива падают в сторону вмещающих пород под углом 60—80°, редко 40—50°.

Бокалинский интрузив отчетливо многофазный, весьма сложный по истории формирования. Наиболее яркая его черта — чрезвычайное обилие различных по составу даек. Последовательность формирования интрузивных пород следующая: габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты (натровые гранодиориты), тоналиты-трондьемиты (натровые адамеллиты) главной фазы, трондьемиты и плагиограниты дополнительной фазы. Далее следуют дайковые и жильные породы, разделенные на

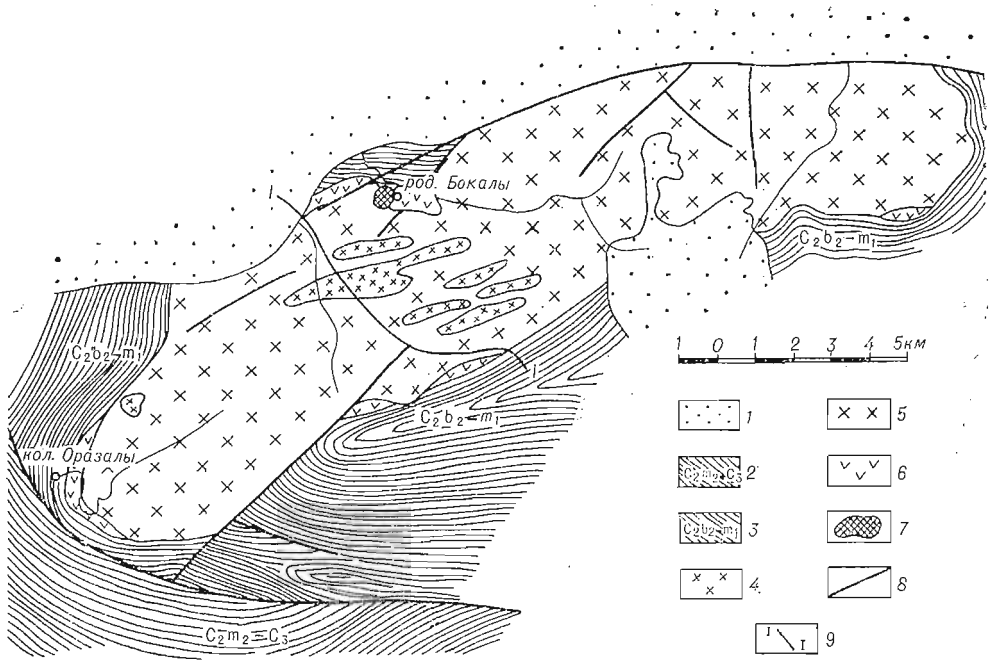


Рис. 26. Схематизированная геологическая карта Бокалинского интрузива, по З. А. Юдалевичу и Г. Г. Сандомирскому.

1 — четвертичные отложения; *2* — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты (тохтатауская свита); *3* — песчаники, алевролиты, аргиллиты, редкие прослои конгломератов, гравелитов, известняков, горизонты основных эффузивов (архарская свита); *4* — тоналиты и плагиограниты дополнительных интрузий; *5* — тоналиты главной фазы; *6* — тоналиты и кварцевые диориты краевых тел; *7* — габбро и диориты; *8* — разломы; *9* — линия геолого-геофизического разреза (см. рис. 34).

4 группы (ритма), в каждой из которых есть несколько стадий или генераций даек.

Габбро отмечены только в виде ксенолитов среди более поздних интрузивных пород в северо-восточном и северном эндоконтактах и на левом водоразделе Бохалысая. Габбро сильно амфиболизированы. Это мелко-среднезернистые почти черные породы. Состав (среднее по 6 шлифам для 3 образцов): плагиоклаз 59,7%, К-шпат 2,4%, кварц 0,7%, роговая обманка 30,7%, клинопироксен 1,8%, эпидот 1,8%, акцессорные 2,1%. В числе последних преобладают сфен, апатит и магнетит, есть циркон, пирит. Структура панидиоморфнозернистая до призматически-зернистой, осложненная бластезом.

Плагиоклаз зональный № 46—37. Ядро обычно замещено соссюритом. К-шпат развит в интерстициях, по трещинкам и в виде включений в плагиоклазе. Роговая обманка зеленая, обыкновенная: $cNg = 21°$, $2V = -74°$. Содержит реликты бесцветного пироксена, замещается актинолитом. Биотит коричневато-зеленый. Характерен крупный сфен. Судя по химизму (№ 1 в табл. 9), это наиболее основные породы интрузивной серии.

Диориты также встречены только в ксенолитах и блоках размером 35×50 м среди более поздних пород. В отличие от предыдущих это среднезернистые равнозернистые породы, темно-серо-зеленые. Состав (среднее по 4 шлифам для 3 образцов): плагиоклаз 69,2%, К-шпат 1,8%, кварц 6,1%, биотит 8,8%, роговая обманка 12,5%, акцессорные 1,5%. Структура призматически-зернистая.

Плагиоклаз многократно зональный: № 49—42 в центре, № 25—36 на краю. Роговая обманка зеленая, $cNg = 24°$, $2V = -82°$. Химический состав ее приведен в табл. 10 (№ 9). Содержит реликты бесцвет-

ного пироксена: $cNg = 40—45°$, $2V = 56—60°$. Биотит оливково-бурый, $Ng = 1{,}649$, $Np = 1{,}594$. Химический состав см. в табл. 10 (№ 1). Прочие минералы такие же, как в габбро. По химическому составу (2—4 в табл. 9) породы отвечают типовому диориту, по Дэли.

Кварцевые диориты выделены на основании наблюдений по Бохалысаю ниже родника. Здесь они слагают краевое тело шириной около 0,3 км и небольшие инъекции, которые пересечены более поздними тоналитами и трондьемитами (рис. 27, *а*). Породы серые до темно-серых, мелко-среднезернистые, местами гнейсовидные. Состав: плагиоклаз 70%, К-шпат менее 3%, кварц менее 10%, роговая обманка 15—20%, биотит 5—10%. Структура пород и особенности минералов — как в диоритах. По химизму (№ 5—7 в табл. 9) это промежуточные породы между диоритами и рассматриваемыми далее тоналитами.

По Бохалысаю кварцевые диориты рвут полосчатые пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые «зеленые роговики», происходящие за счет эффузивных пород (№ 110 в табл. 9), их туфов и граувакк. Породы в пределах интрузивного тела сравнительно однородны, лишь во вдающихся внутрь роговиков коротких апофизах они более лейкократовые. К окончаниям апофиз возрастает содержание SiO_2, породы становятся близкими к плагиогранитам (№ 8, 9 в табл. 9).

Роговики в узких приконтактовых оторочках осветлены. Процесс их изменения начинается с амфиболизации пироксенов, а конечным продуктом являются лейкократовые плагиоклазовые породы, по размеру зерен не отличающиеся от нормального диорита. Они окаймляют контакт в виде прерывистых кайм мощностью до 2 см. На долю плагиоклаза в них приходится до 85—90%, в небольшом количестве встречается кварц.

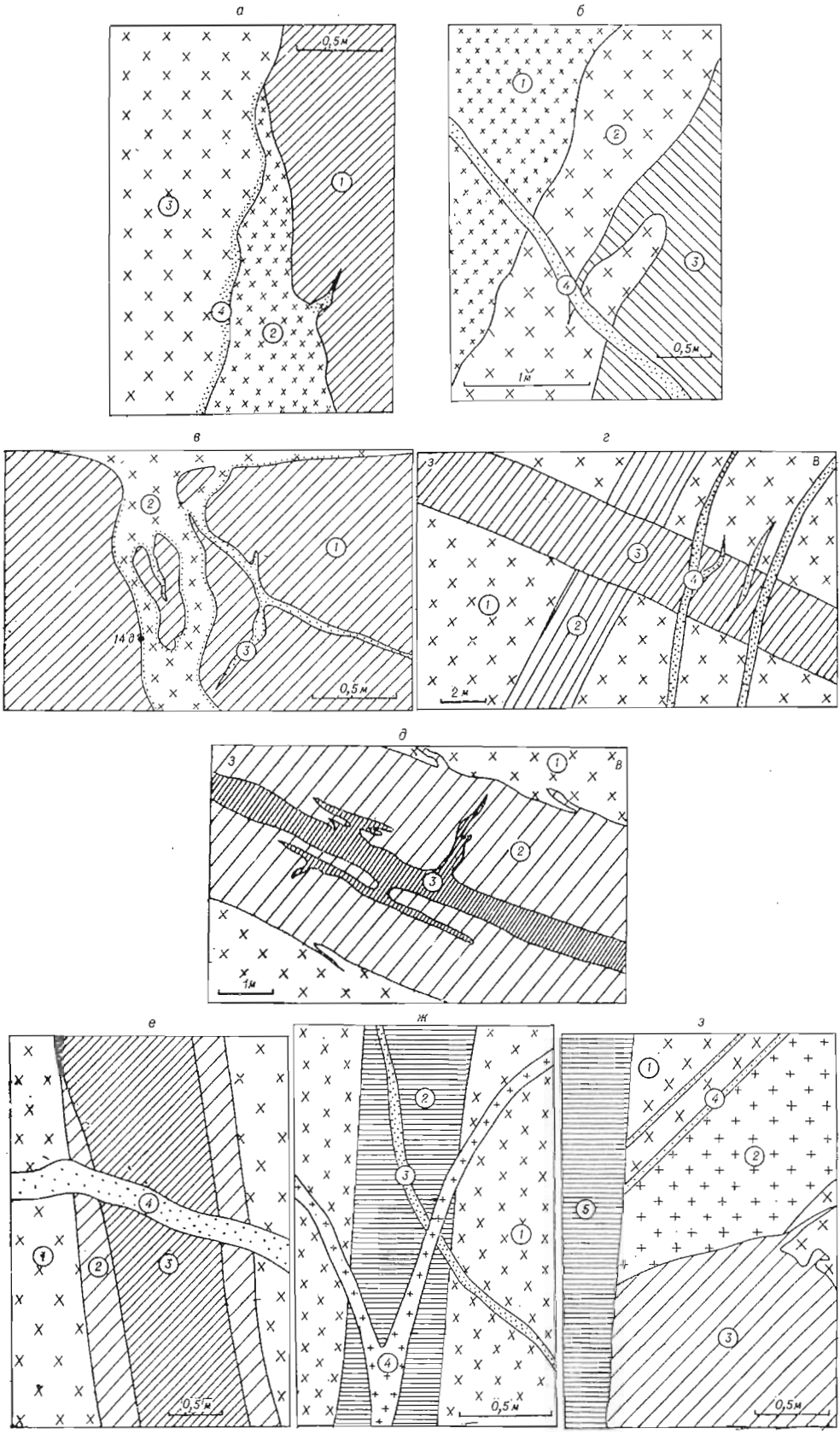
Цветной минерал представлен роговой обманкой или пироксеном. Основность плагиоклаза либо такая же, как в кварцевом диорите, либо ниже (до олигоклаза). Очень характерен крупный апатит, рудный полностью отсутствует. При повышении количества кварца возникают прожилковые и прожилково-линзовидные его обособления.

В процессе приконтактовой лейкократизации происходит неоднократное переотложение цветных компонентов: замещение пироксена роговой обманкой, а последней — вновь пироксеном. Анализы кварцевых диоритов (№ 5—7 в табл. 9), лейкооторочек (№ 8—9 в табл. 9) и роговика (№ 110 там же) показывают, что в процессе преобразования роговиков в лейкократовые плагиопороды происходит вынос почти всего магния, железа и значительной части кальция. Этих компонентов в оторочке гораздо меньше, чем в роговике, и меньше даже, чем в кварцевом диорите. Из интрузива надо допустить привнос кремнезема и натрия.

Тоналиты, как и предыдущие породы, слагают краевые интрузивные тела (см. рис. 26), из которых наиболее крупное (Оразалинское) имеет в длину 2,5—3 км при ширине 0,25 км. Блоки тоналитов размером до 50×25 м встречаются также внутри интрузива, например в районе родника Бокалы. Тоналиты серые, среднезернистые, порфировидные, у контактов часто гнейсовидные, в некоторых местах обогащены ксенолитами роговиков. Состав (среднее по 14 шлифам для 7 образцов): плагиоклаз 70,1%, К-шпат 2,7%, кварц 15,7%, биотит 6,4%, роговая обманка 3,7%, акцессорные 1,4%. Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз многократно зональный (число зон достигает 20—25): № 44—47 в середине, № 23—28 на краю. Кварц ксеноморфный, обычно давленый. Роговая обманка обыкновенная зеленая или слегка голубоватая. $cNg = 18°$, $2V = -78°$, $Ng = 1{,}664$, $Nm = 1{,}657$, $Np = 1{,}645$ (см. анализ № 10 в табл. 10). Биотит зеленовато-коричневый: $Ng = 1{,}650$, $Np = 1{,}590$. Прочие минералы — как в габбро.

По облику, минеральному составу и химизму (см. табл. 9) тоналиты краевых тел имеют много общего с тоналитами — трондьемитами глав-


а
0,5 м
1
2
3
4
б
1
2
3
4
0,5 м
1 м
в
1
2
3
14 д
0,5 м
г
З
В
1
2
3
4
2 м
д
З
В
1
2
3
1 м
е
1
2
3
4
0,5 м
ж
1
2
3
4
0,5 м
з
1
2
3
4
5
0,5 м

ной фазы. В поле они уверенно различаются лишь при прямом сравнении соседствующих тел.

Контакты с вмещающими породами изучались к западу от родника Бокалы и в районе колодца Оразалы. В этих местах тоналиты и трондьемиты прорывают пироксен-плагиоклазовые «зеленые роговики», перемежающиеся с ороговикованными песчаниками, глинистыми сланцами и, изредка, с карбонатными породами. Наиболее распространенный тип приконтактовых изменений — такой же, как в кварцевых диоритах. В 2—3 м от контакта тоналиты становятся слегка более лейкократовыми, а в непосредственном контакте и в апофизах сопровождаются оторочками и пятнами белых сахаровидных плагиоаплитов. Местами видно, что такие оторочки прорваны апофизами тоналитов, берущих начало тут же, в эндоконтактовой зоне (фото 18). Такие факты—наиболее надежное свидетельство того, что плагиоаплиты сформулировались именно в магматическую стадию, т. е. когда еще существовал расплав, сохранявший способность интрудировать в боковые породы. Вместе с тем в этих апофизах также отмечается лейкократизация, что указывает на продолжительность процесса.

Плагиоаплиты возникают за счет выноса из исходных роговиков или эндоконтактовых тоналитов магния, железа и отчасти кальция и привноса из внутренних частей интрузива натрия и кремнезема (см. № 22, 23 в табл. 9). Привнос кремнезема, по-видимому, был неравномерным, так как плагиоаплиты местами в разной степени окварцованы. Плагиоклаз в них такой же по основности, как и в тоналитах, или же более кислый, вплоть до альбит-олигоклаза. Со стороны роговиков плагиоаплиты окаймляются прерывистыми обогащенными амфиболом полосками, которые в виде тонких прожилков и пятен распространяются вглубь роговиков, постепено исчезая.

За счет карбонатных прослоек в районе колодца Оразалы возникают гранат-пироксен-эпидотовые скарны.

Тоналиты — трондьемиты главной фазы слагают около 95% площади Бокалинского интрузива. Прорывание ими тоналитов краевых тел установлено в окрестностях кол. Оразалы (фото 22) и в безымянном сае между колодцами Аргабай и Джамануру. Трондьемиты у контакта боле лейкократовые, в тоналитах отмечается биотитизация в узкой (до 2 мм) зонке экзоконтакта.

Породы светло-бурые и розовато-серые, от мелко- до среднезернистых, равнозернистые или слабопорфировидные, местами гнейсовидные. На обширных площадях (сотни метров и километры в поперечнике) они весьма однообразны. Однако в разных частях интрузива породы данной группы разнятся по зернистости, порфировидности, по количественным соотношениям биотита и роговой обманки и т. п. Можно предполагать, что интрузив состоит из многих интрузивных тел тоналитов и трондьемитов, близких по вещественному составу и по времени внедрения и потому не имеющих резких границ. Косвенным подтверждением этого,

---

Рис. 27. Зарисовки обнажений в Бокалинском интрузиве.

а — обн. 318 (Э. И.), западнее род. Бокалы (*1* — метаморфизованные эффузивы, *2* — кварцевые диориты, *3* — тоналиты, *4* — лейкократовая оторочка); *б* — обн. 27 (Э. И.), там же (*1* — кварцевые диориты, *2* — тоналиты, *3* — дайка тоналит-порфира, *4* — жила аплитовидного гранита); *в* — обн. 14 (Э. И.), южный контакт интрузива по дороге Ирлир — Ченгельды (*1* — «зеленые роговики», *2* — трондьемиты главной фазы, *3* — оторочки и апофизы аплитовидных лейкогранитов); *г* — обн. 909 (З. Ю.), северо-восточная оконечность интрузива (*1* — крупнозернистый трондьемит главной фазы, *2* — плагиогранит-порфир, *3* — тоналит-порфир 1-го ритма, *4* — гранит-аплит 2-го ритма. Породы 1—3 гнейсовидны); *д* — обн. 861 (З. Ю.), левый борт Урусая (*1* — крупнозернистый трондьемит, *2* — трондьемит-порфир, *3* — диорит-порфирит 1-го ритма); *е* — обн. 26 (Э. И.), рядом с родником Бокалы (*1* — трондьемит главной фазы, *2* — трондьемит-порфир, *3* — тоналит-порфир 1-го ритма, *4* — биотитовый лейкогранит 2-го ритма); *ж* — обн. 319 (Э. И.), Урусай, 1 км выше кол. Уру (*1* — среднезернистый трондьемит главной фазы, *2* — тоналит-порфир 1-го ритма, *3* — аплит 2-го ритма, *4* — биотитовый гранит-порфир 2-го ритма); *з* — обн. 312 (Э. И.), район родника Бокалы (*1* — среднезернистый трондьемит главной фазы, *2* — плагиогранит-порфир 1-го ритма, *3* — тоналит-порфир 1-го ритма, *4* — мелкозернистый лейкогранит 2-го ритма, *5* — спессартит 4-го ритма).

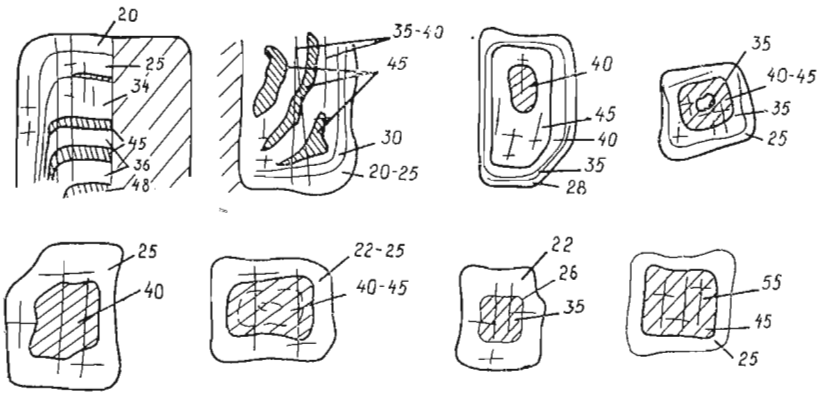


Рис. 28. Зарисовки кристаллов зонального плагиоклаза в тоналитах и трондьемитах (шлифы 28б, 18в, 26е, 18л, 30в-2).

как заключает М. В. Сухин, может служить мозаичный характер магнитного поля, в котором выделяются участки с различной интенсивностью ΔTa, имеющие более или менее прямолинейные ограничения. Предположение о том, что интрузив сформирован в результате многих сближенных во времени поступлений магмы (скрытые, т. е. визуально не картируемые, фазы или субфазы), иллюстрируется жилообразными инъекциями трондьемита в такой же по облику и составу более ранний трондьемит (фото, 19), а также агматитовыми участками, в которых ранние трондьемиты цементируются более поздними трондьемитами, чей внедренный характер удостоверяется привнесенными ксенолитами роговиков. Кроме того, в рассматриваемых породах в некоторых местах присутствуют ксенолиты более основных пород, ранних плагиоаплитов, а также ороговикованных порфиритов и песчанико-сланцевых пород (фото 20).

Состав пород главной фазы (среднее по 21 шлифу для 8 образцов): плагиоклаз 60,8%, К-шпат 4,9%, кварц 24,0%, биотит 8,6%, роговая обманка 0,8%, акцессорные 0,9% (магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит). Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз многократно зональный, с рекурренцией, нередко с обратной зональностью, с резорбцией ядра и отдельных зон основного андезина олигоклаз-андезином (рис. 28). Для зональных кристаллов такого типа подобные явления обычны, возникают они при нормальном ходе кристаллизации (Изох, Казицын, 1959). Основность плагиоклаза — № 38—46 в средних частях зерен и № 22—27 на краю. Характерны квадратные или слабоудлиненные таблицы. Кварц обычно давленый, гранулированный. К-шпат нерешетчатый, без пертитовых вростков, чистый: $Ng = 1{,}525—1{,}527$, $Nm = 1{,}523—1{,}525$, $Np = 1{,}518—1{,}520$ (6 замеров в разных шлифах). Биотит темно-бурый, оливковый, развит в виде отдельных пластинок или сростков. Более ксеноморфен, чем плагиоклаз, содержит включения роговой обманки и кварца, но бывает и самым ксеноморфным (минерал длительной кристаллизации). По краям нередко окружен бахромчатой каймой. $Ng = 1{,}641—1{,}646$, $Np = 1{,}590—1{,}596$. Химический состав см. в табл. 10 (№ 2—4). Роговая обманка развита вдоль стыков плагиоклазовых зерен. Нередко замещена хлоритом и эпидотом. Характерна светлая голубовато-зеленая или буровато-зеленая окраска. $cNg = 18—24°$, $2V = -78—84°$, $Ng = 1{,}668$, $Nm = 1{,}661$, $Np = 1{,}649$ (обр. КПС=1). Химизм см. в табл. 10 (№ 11—12). Акцессорные минералы в шлифах: светло-бурый ортит, обрастаемый каемками эпидота, бурый или слегка лиловый сфен, крупный апатит. В полированных шлифах из числа рудных минералов отмечен только магнетит (1—3%) (Изох, Вахрушев, 1972). Вторичные минералы представлены мускови-

том по биотиту (крайне редко), хлоритом по биотиту и роговой обманке, кальцитом, эпидотом, иногда альбитом. Изменения слабые, в большинстве случаев тоналиты и трондьемиты главной фазы очень свежие.

По содержанию SiO_2 рассматриваемые породы варьируют от 66 до 68%, т. е. занимают по этому признаку пограничное положение между тоналитами и трондьемитами (см. № 24—36 в табл. 9). Практически всегда это подчеркнуто натровые породы. Контакты тоналитов и трондьемитов главной фазы с вмещающими породами изучены слабо. В южном контакте на дороге Ченгельды — Ирлир отмечено обогащение трондьемитов калием до 3,8% (№ 35 в табл. 9). В этом месте на контакте развиты лишь очень тонкие оторочки и маломощные апофизы мелкозернистых аплитовидных лейкогранитов (см. рис. 27, *в* и фото 21). Такое же обогащение трондьемитов калием в эндоконтактовой зоне отмечено в районе колодца Оразалы (№ 36 в табл. 9). Повышение калиевости в эндоконтактовой зоне, по-видимому, характерная черта главного интрузивного тела, однако для уверенных суждений необходимо расширить круг наблюдений.

Трондьемиты и плагиограниты дополнительных интрузий слагают пологие, реже крутопадающие сближенные тела шириной от 10—15 до 250—300 м и до 1 км в длину. Соотношения с породами главной фазы хорошо видны в районе родника Бокалы и по Джарлыкапсаю. Контакты резкие, обычно без закалки и других видимых изменений (фото. 23). В апофизах фиксируется лейкократизация.

Рассматриваемые породы серые и светло-серые, от мелко- до среднезернистых. Состав (среднее по 7 шлифам для 5 образцов): плагиоклаз 61,3%, К-шпат 5,7%, кварц 22,6%, биотит 6,9%, роговая обманка 2,4%, акцессорные 1,1%. По химизму минералов (№ 5 и 13 в табл. 10), структуре и другим признакам данные породы очень близки к породам главной фазы; они более кислые и такие же или даже более натровые (№ 39—44 в табл. 9). В зальбандах некоторых тел и местами вдоль тектонических нарушений проявлена постмагматическая альбитизация.

Лейкократовые жильные породы, непосредственно связанные с интрузивными телами описанных выше пород, весьма редки. Это главным образом более крупнозернистые пегматоидные обособления миаролитового типа в трондьемитах и плагиогранитах, содержащие кристаллы роговой обманки и (или) биотита, а также редкие маломощные прожилки натровых аплитов. Последние пересечены дайками 1-го ритма (фото 24). По облику и составу (№ 38 в табл. 9) они аналогичны описанным ранее приконтактовым плагиоаплитам.

Дайковые породы, следующие после собственно интрузивного гомодромного ритма, в Бокалинском интрузиве чрезвычайно обильны, их насчитывается много сотен (рис. 29, фото 25). Выделяется не менее 13 стадий или фаз внедрения даек, подразделенных на 4 ритма.

Дайки 1-го ритма. К этому ритму относится последовательный ряд пород от ранних плагиогранит-порфиров до поздних диорит-порфиритов. От сходных по составу пород 3 и 4-го ритмов они отличаются по геологической позиции, главным образом по пересечению аплитами и гранитами 2-го ритма, а кроме того — отсутствием зон закалки, сильной рассланцованностью или гнейсовидностью, биотитизацией и роговиковоподобными микроструктурами. Распространены они в южной и центральной частях интрузива. Простирание субмеридиональное, северо-восточное, иногда северо-западное, падение крутое. Мощность от 0,3 до 3 м, длина 100—120 м.

Плагиогранит- и трондьемит-порфиры 1-го ритма по времени внедрения первые. Породы серые, резко порфировидные. Вкрапленники: плагиоклаз № 42—45 и кварц (меньше). В основной массе развиты более кислый плагиоклаз, кварц, биотит ($Ng = 1{,}643—1{,}644$, $Np = 1{,}592—1{,}596$), светло-зеленая роговая обманка ($cNg = 16—19°$, $2V = -78—$

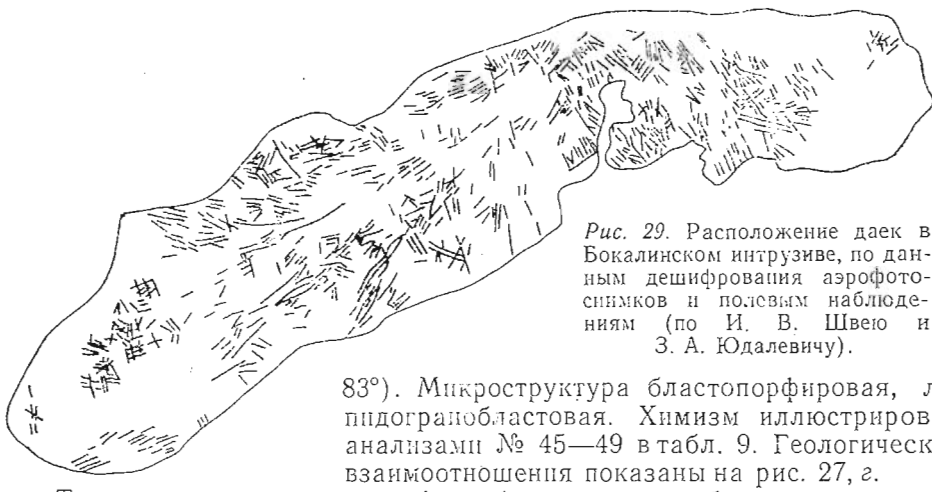


Рис. 29. Расположение даек в Бокалинском интрузиве, по данным дешифрования аэрофотоснимков и полевым наблюдениям (по И. В. Швею и З. А. Юдалевичу).

83°). Микроструктура бластопорфировая, лепидогранобластовая. Химизм иллюстрирован анализами № 45—49 в табл. 9. Геологические взаимоотношения показаны на рис. 27, *г*.

Трондьемит- и тоналит-порфиры 1-го ритма по облику, структуре и характеру минералов очень близки к предыдущим, несколько богаче цветными минералами и, соответственно, основнее (№ 50—59 в табл. 9). Особенности минералов: плагиоклаз № 40—25, биотит оливковый: $Ng = 1{,}642—1{,}647$, $Np = 1{,}592—1{,}594$ (№ 6 в табл. 10), роговая обманка светло-зеленая: $cNg = 15—23°$, $2V = -77—80°$.

Тоналит-порфиры темно-серые, близкие к предыдущим породам, но еще более основные (№ 60—66 в табл. 9). Плагиоклаз № 58 в ядре, № 29 на краю. Биотит: $Ng = 1{,}638—1{,}646$, $Np = 1{,}591—1{,}594$. Роговая обманка: $cNg = 14°$, $2V = -83°$. Соотношения с другими дайками этого же ритма показаны на рис. 27, *е—з*.

Диорит-порфириты по сравнению с вышеописанными дайками наиболее редкие. Прорывают трондьемит-порфиры (рис 27, *д*). Соотношения с тоналит-порфирами остались неясными. Породы очень темные, лампрофироподобные, с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Основная масса гранолепидобластовая, роговиковоподобная. Химизм иллюстрирован анализом № 67 (табл. 9), а биотита — анализом № 7 (табл. 10),

Дайки и жилы 2-го ритма развиты преимущественно в виде роев в приконтактовых частях интрузива либо в тех же местах центральной части, где распространены дайки 1-го ритма. К этой группе относятся биотитовые граниты и гранит-порфиры, лейкограниты, аплиты, пегматит-аплиты, пегматиты. Мощность тел от 0,5—1 см до 2—3 м и больше (см. рис. 27, фото 24, 26 и др.). Форма тел различна: от прямолинейных даек до жил изменчивой мощности с ответвлениями, апофизами, с вариациями от мелкозернистых аплитовидных до разнозернистых пегматоидных гранитов и крупнозернистых пегматитов. Самостоятельные пегматитовые жилы редки. Чаще наблюдаются миаролитовые обособления с нерезкими контурами, содержащие из цветных минералов только биотит. В разных дайках отмечаются разные по структуре граниты: от равномернозернистых до порфировидных, вплоть до настоящих гранит-порфиров.

Зафиксировано не менее двух генераций рассматриваемых образований (см. рис. 27, *ж*). Геологическая позиция кислых пород 2-го ритма устанавливается вполне определенно: они секут дайки 1-го ритма, но пересечены дайками 3 и 4-го ритмов, т. е. играют роль «репера» при разделении даек на группы (ритмы) в поле. Рассматриваемые породы белесые, буроватые или розоватые, обычно с мелким равномерно распределенным биотитом или почти без него. Примерный состав: плагиоклаз 35%, К-шпат 30%, кварц 30—35%, биотит 2—3%. Акцессорные: апатит, рудный, ортит, циркон, сфен, эпидот. Встречается мусковит, обы-

чен хлорит. Структура аллотриоморфнозернистая или слабовыраженная гипидиоморфнозернистая, а также от собственно аплитовой до гранобластической, с явственными признаками перекристаллизации и метасоматической К-шпатизации. Плагиоклаз № 12—25, слабозональный. К-шпат слаборешетчатый, непертитовый. Биотит темно-бурый до почти непрозрачного. По составу, структуре и химизму (№ 68—76 в табл. 9) это нормальные и лейкократовые граниты, калинатровые до калиевых, хотя среди них встречаются и довольно богатые натрием (№ 70).

В связи с формированием даек и жил 2-го ритма отмечена лейкократизация или гранитизация тоналитов и трондьемитов, а также дайковых пород 1-го ритма. Эти явления не имеют широкого распространения и лишь в некоторых местах более или менее отчетливы. Для понимания своеобразного хода магматической истории Бокалинского интрузива они представляются важными. Приведем некоторые факты.

В верховьях широтного сая в 0,5 км восточнее родника Бокалы наблюдалась дайка тоналит-порфира, секущая трондьемиты главной фазы. Вдоль зальбандов дайки проходит секущая жила мелкозернистого биотитового аплитовидного гранита. Граница жилы местами резкая, а местами расплывчатая, представленная зоной пятен и «размытых» жилообразных инъекций, незаметно теряющихся в трондьемитах и тоналит-порфирах. Это — проявления гранитизации, аналогичные тем, которые часто встречаются на контактах любых гранитных тел с вмещающими породами. Существенно, что в тех местах, где граниты теряют свою жильную форму и переходят в гранитизированные пятна и полосы, на контакте трондьемитов и тоналит-порфиров возникают парадоксальные, на первый взгляд, соотношения: хотя тоналит-порфиры явно секут трондьемиты, в то же время они содержатся в последних в виде «ксенолитов» (фото 27). На самом деле это не ксенолиты, а реликты тоналит-порфировых апофиз, оказавшихся в зоне наложенной на трондьемиты гранитизации.

В шлифах гранитизированных трондьемитов видно замещение более основного зонального плагиоклаза и других ранних минералов более поздними зернами К-шпата, кварца и кислого плагиоклаза. В результате возникают породы, практически неотличимые от гранитов секущих тел. А поскольку последние также почти всегда имеют признаки бластеза и автометасоматоза, различить инъекционные магматические граниты от автохтонных метасоматических только по шлифам трудно, если не невозможно.

В породах главной и дополнительной фаз интрузива в разных местах встречаются обособленные пятна и неправильной формы зоны более лейкократового материала с аплитовидными и пегматоидными участками, обогащенные К-шпатом и аналогичные описанным выше гранитизированным породам (рис. 30, *а*). Если такие участки приходятся на контакты даек 1-го ритма, последние как раз и ведут себя как «реликтовые» дайки, т. е. секут интрузивные породы и одновременно как бы ими же инъецируются (рис. 30, *б*, *г*).

Часто пятна и зоны гранитизации и лейкократизации приурочены к ксенолитам темных мелкозернистых диоритоподобных пород (рис. 30, *в*). Последние, судя по бедности кальцием, обогащенности калием и другим химическим особенностям (№ 108, 109 в табл. 9), представляют собой сильно переработанные песчанико-сланцевые породы. Для лейкогранитового и аплитового материала из оторочек вокруг ксенолитов характерно преобладание К-шпата над плагиоклазом № 20—25. Обычны реликты раннего зонального плагиоклаза и раннего же К-шпата с иной оптической ориентировкой. Биотит оливковый, темный. Встречается ортит. По химизму, как и по всем прочим признакам, породы оторочек аналогичны лейкогранитам и аплитам секущих тел (№ 77 в табл. 9). Жилы или дайки биотитовых гранитов, а также зоны

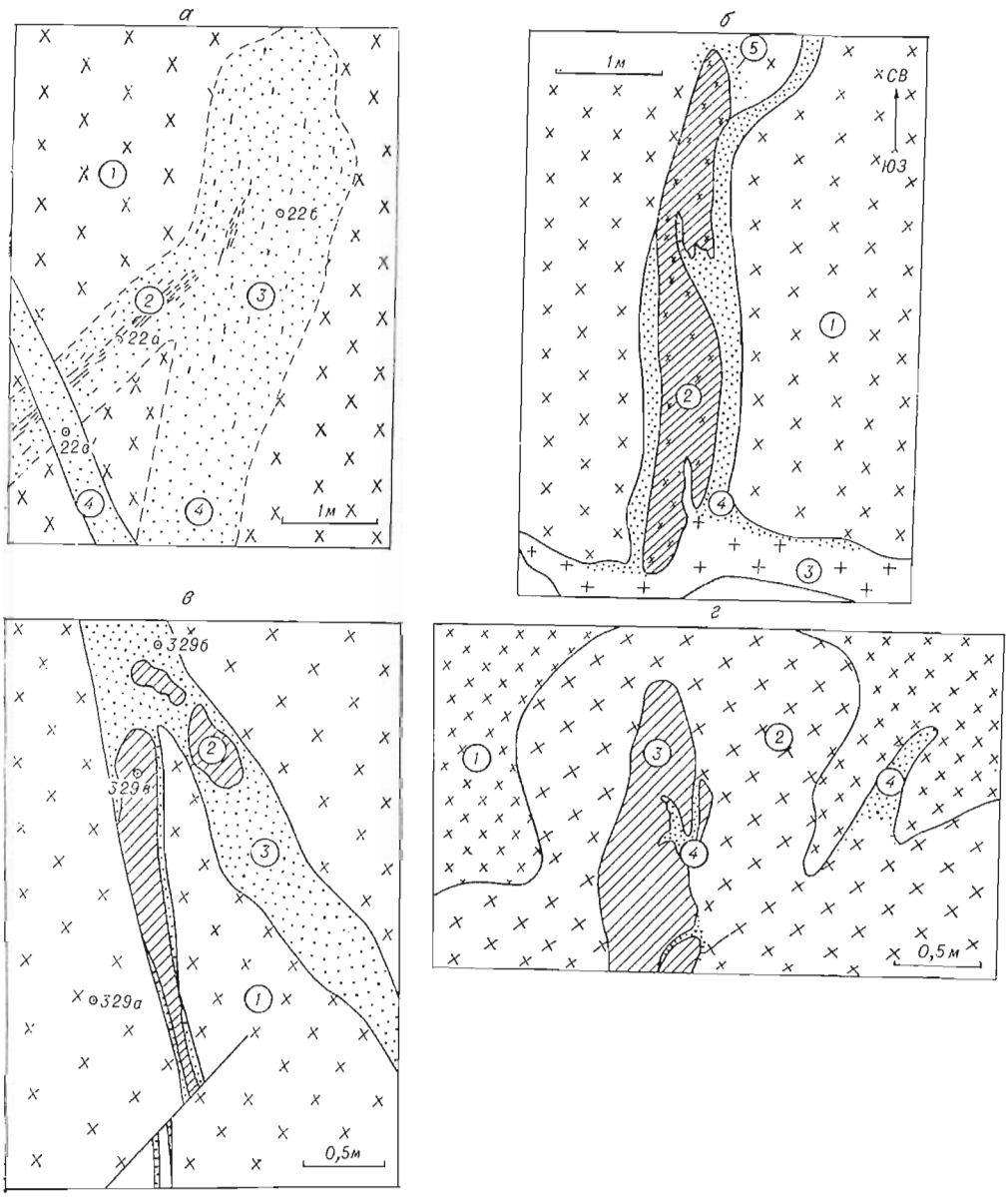
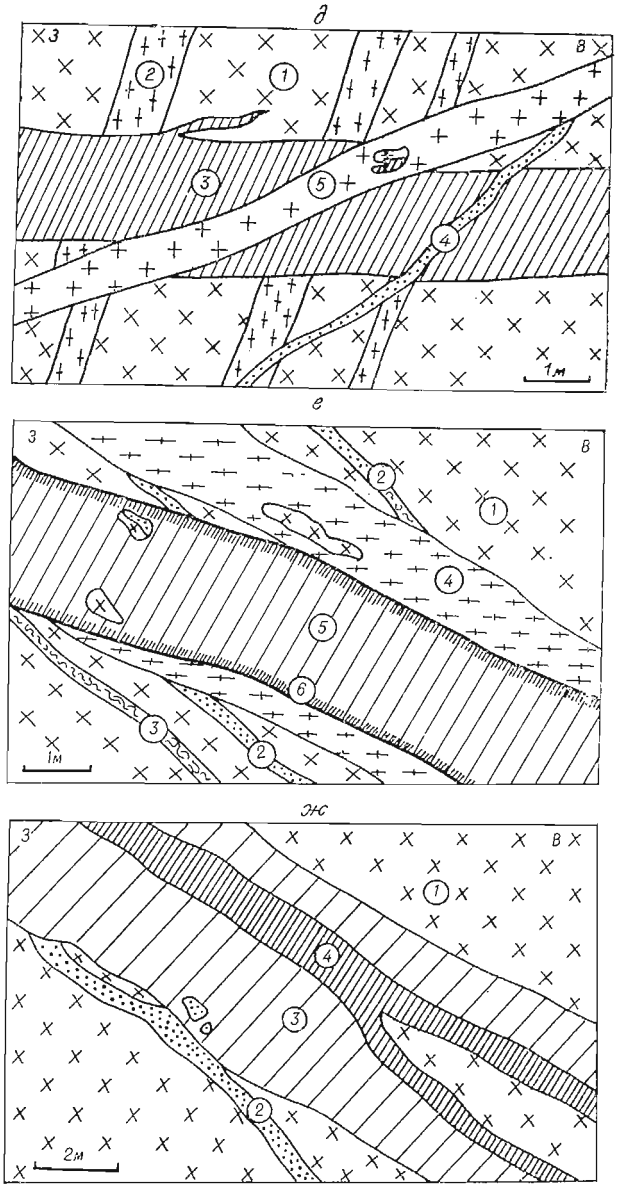


Рис. 30. Зарисовки обнажений в Бокалинском интрузиве.

а — обн. 22 (Э. И.), к востоку от родника, близ дороги Ирлнр — Ченгельды (*1* — трондьемиты главнократовым биотит-плагиоклазовым «пояском», № 107 в табл. 9, *3* — «пятно» мелко-среднезернистого зацни трондьемитов, см. № 105 в табл. 9, *4* — дайка аплита, № 72 в табл. 9); *б* — обн. 17 (Э. И.) (*1* — трондьемиты главной фазы, *2* — дайковый тоналит-порфнр 1-го ритма, *3* — мелкозернистый био *в* — обн. 329 (Э. И.), 3 км к юго-западу от колодца Ченгельды, правый водораздел сая (*1* — трондье пород, богатых биотитом, № 109 в табл. 9, *3* — аплят, № 76 в табл. 9); *г* — обн. 330 (Э. И.), северо- литы, *2* — трондьемиты главной фазы, *3* — тоналит-порфир 1-го ритма, *4* — лейкократовые обособле зернистый трондьемит главной фазы, *2* — плагиогранит-порфир 1-го ритма, *3* — диорит-порфирит гранит-порфир 3-го ритма); *е* — обн. 4112 (З. Ю.), правый борт Урусая, 2 км севернее колодца *3* — пегматит 2-го ритма, *4* — трондьемит-порфир 3-го ритма, *5* — тоналит-порфир 3-го ритма, *6* — нистый трондьемит, *2* — пегматит-аплит 2-го ритма, *3* — трондьемит-порфир 3-го ритма, *4* — тоналит-

метасоматической лейкократизации в Бокалинском интрузиве исполь- зуют для своего размещения преимущественно неоднородности в его строении: контакты даек 1-го ритма, ксенолиты песчанико-сланцевых пород и другие участки повышенной проницаемости. Гранитные жилы и дайки нередко сопровождаются гранитизацией (т. е. лейкократизацией



ной фазы, *2* — зона лейкократизации в тронд'емитах с мелалейкогранита с нечеткими очертаниями — результат гранитина дороге Ирлир — Ченгельды, 4 км от южного контакта титовый лейкогранит, *4* — аплит, *5* — участки гранитизации); миты главной фазы, *2* — ксенолиты темных диоритоподобных восточное окончание интрузива (*1* — среднезернистые тонания и инъекции); *д* — обн. 902 (З. Ю.), там же (*1* — крупно-1-го ритма, *4* — пегматоидный аплит 2-го ритма, *5* — плагио-(*1* — среднезернистый тронд'емит главной фазы, *2* — аплит, зона закалки); *ж* — обн. 4112 (З. Ю.), там же (*1* — среднезернпорфнр 3-го ритма).

с привносом главным образом кварца и микроклина) вмещающих их пород. Наблюдаемые соотношения в ряде случаев можно трактовать и как обратный процесс, т. е. как зарождение лейкогранитного расплава за счет участков, прошедших метасоматическую лейкократизацию. По-видимому, вернее всего допустить, что оба процесса — лейкократизация и возникновение лейкогранитных расплавов — тесно сопряжены, причем происходили они как на наблюдаемом уровне эрозионного среза, так и глубже.

Дайки 3 и 4-го ритмов по сравнению с предыдущими наиболее широко распространены. В северо-восточной части интрузива (район колодцев Ченгельды и Уру) численность их достигает более 100 на 1 пог. км. Мощность даек от 0,3 до 5—8 м, чаще всего 2,5—3 м. Местами они занимают не менее половины общей площади. Дайки заполняют главным образом две системы трещин: субмеридиональную и субширотную, причем к последней, как правило, приурочены более поздние тела. Нередки сложнопостроенные ассиметричные дайки. Для всех рассматриваемых образований в отличие от даек 1-го ритма характерны отчетливые зоны закалки. Не характерны рассланцевание, биотитизация, структуры роговников.

Плагиогранит-порфиры 3-го ритма образуют дайки мощностью до 4—5 м. Соотношения показаны на рис. 30, *д*. Породы серые и светло-серые, резко порфировидные. Состав: плагиоклаз 48,9%, К-шпат 9,2%, кварц 31,6%, биотит 8,7%, роговая обманка 0,6%, акцессорные 1,0%. Плагиоклаз № 18—24. Биотит: $Ng = 1{,}637$, $Np = 1{,}591$. Роговая обманка зеленая, $cNg = 11$—

15°, $2V=(-)76-84°$. По химизму (№ 78, 79 в табл. 9) это наиболее кислые натровые гранитоиды интрузива.

Трондьемит-порфиры 3-го ритма — одна из наиболее распространенных генераций даек. Соотношения с другими породами показаны на рис. 30, *е, ж*. Породы серые, с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Основная масса микрографическая, гранофировая. В зонах закалки породы темные до черных, без вкрапленников. Состав: плагиоклаз 60,4,% К-шпат 6,7%, кварц 19,8%, биотит 8,0%, роговая обманка 0,3%, прочие 4,8%. Плагиоклаз № 50—27. Биотит: $Ng=1{,}640$, $Np=1{,}591$. Химический состав пород характеризуется анализами № 80—86 (табл. 9).

Тоналит-порфиры 3-го ритма. Закаленные зоны шире, чем в предыдущих породах (до 30—40 см), внутренние границы их то резкие, то незаметные. Геологические соотношения см. на рис. 30, *е—ж*, 31, *а*. Породы серые до темно-серых, с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Основная масса микропризматически-зернистая. Плагиоклаз № 45—25. Биотит зеленовато-бурый, $Ng=1{,}642$, $Np=1{,}592$. Состав биотита иллюстрирован анализом № 8 (табл. 10). Роговая обманка зеленая и голубовато-зеленая, $cNg=17°$, $2V=-75°$ (№ 14 в табл. 10). Химический состав пород см. в табл. 9 (№ 87—91).

Вогезито-минетта 3-го ритма. Единственная дайка этой породы описана в районе кол. Уру (рис. 31, *г*). Мощность ее 4—4,5 м, простирание восток-юго-восточное, угол падения 85—90°. Пересечена плагиогранит-порфиром 4-го ритма. Соотношения с более ранними образованиями не наблюдались. Принадлежность к 1-му ритму мало вероятна, так как в данном случае четко выражена закалка. В конце 3-го ритма вогезито-минетта помещена условно. Порода темно-серая, зеленоватая, с редкими вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. В осевой зоне есть нерезкие более лейкократовые обособления. Зоны закалки имеют ширину 20—40 см. Внутренние границы их резкие или «размытые». Порода состоит из среднего андезина, К-Na-шпата (криптопертита), биотита ($Ng=1{,}638$, $Np=1{,}591$), обыкновенной роговой обманки ($cNg=12-15°$, $2V=-68-76°$) (№ 15 в табл. 10). Встречаются ксенокристаллы кварца, окруженные каймой актинолита. В лейкократовых обособлениях преобладает К-Na-шпат. В табл. 9 приведен химический анализ породы (№ 92). По общей основности она близка к диориту, но отличается повышенным содержанием калия.

Плагиогранит-тоналит-порфиры 4-го ритма наиболее многочисленны в ряду прочих даек. Породы серые и темно-серые. Характерны равномерно распределенные вкрапленники плагиоклаза или гломеропорфировые их скопления. Выделяются черные афанитовые закаленные зоны шириной до 0,5—0,7 м, мелкие дайки закалены полностью. Геологические соотношения см. рис. 31, *б—е*. Состав: плагиоклаз 57,6%, К-шпат 0,3%, кварц 27,4%, биотит 12,0%, акцессорные 2,7%. Плагиоклаз № 34—24, биотит: $Ng=1{,}639$, $Np=1{,}591$. Роговой обманки обычно нет. Структура микрогранофировая до микрофельзитовой. Химизм пород варьирует в широких пределах: от тоналитов до плагиогранитов (№ 93—97 в табл. 9).

Тоналит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты 4-го ритма (рис. 31, *д, е*). Тоналит-порфиры по минеральному составу, структуре и химизму (№ 98—100 в табл. 9) сходны с предыдущими породами, но несколько основнее. Кварцевые диорит-порфириты черные или темно-серые. Их состав: плагиоклаз 64,1%, К-шпат 14,4%, кварц 5,6%, биотит 8,8%, роговая обманка 3,1%, прочие 4,0%. Плагиоклаз № 44—16. Биотит: $Ng=1{,}684$, $Np=1{,}591$. Роговая обманка буровато-зеленая, $cNg=18°$, $2V=-75°$. В табл. 9 кварцевым диорит-порфиритам отвечают анализы № 101 и 102.

Спессартиты 4-го ритма — самые поздние породы Бокалинского интрузива. Цвет их черный или зеленовато-бурый. Вкрапленники состоят

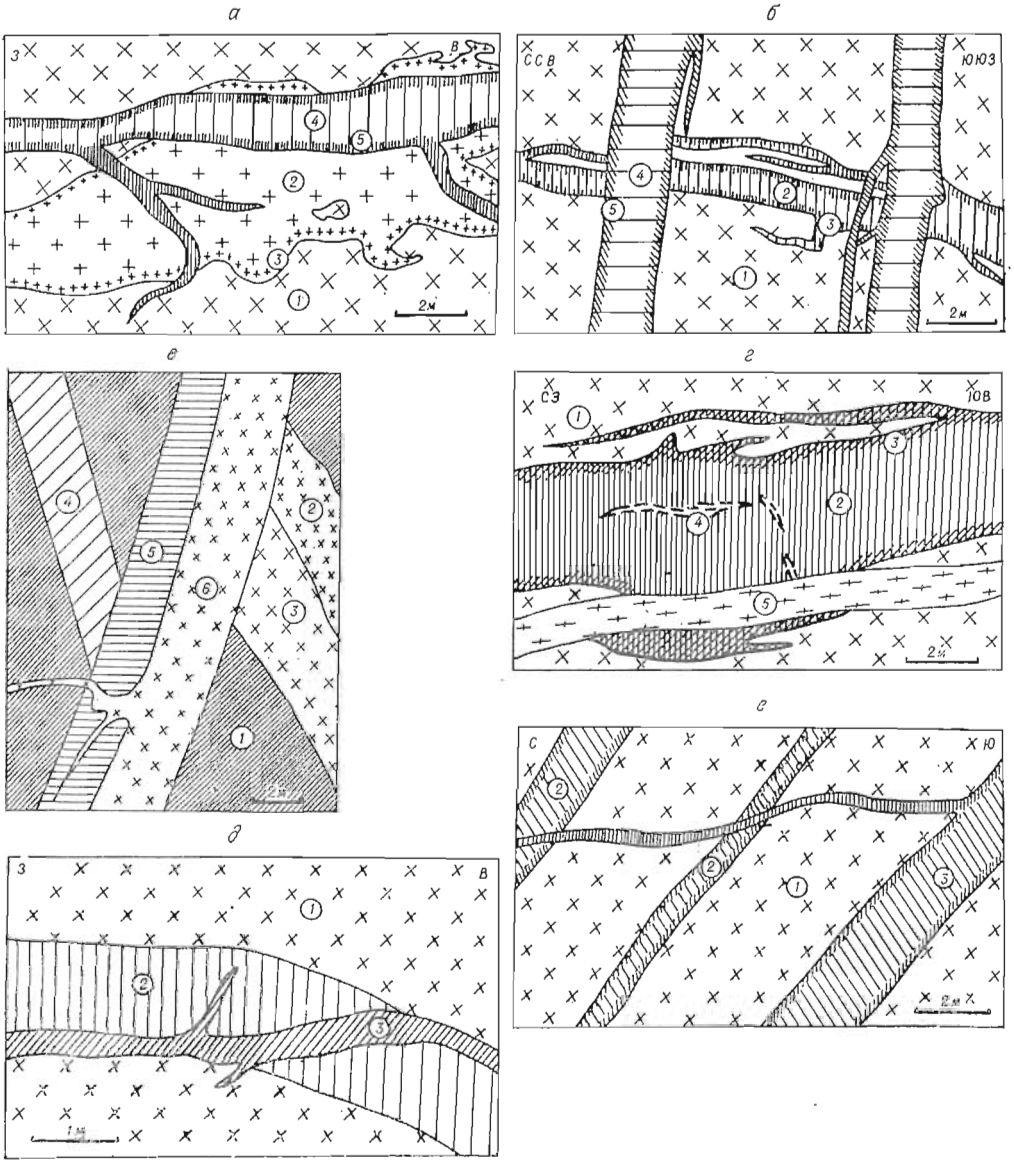


Рис. 31. Зарисовки обнажений в Бокалинском интрузиве.

а — обн. 4114 (З. Ю.), правый борт Урусая, 600 м к юго-юго-западу от кол. Уру (*1* — средне-крупнозернистый тронд'емит главной фазы, *2* — плагиогранит-тронд'емит-порфир 3-го ритма, *3* — зона закалки, *4* — тоналит-порфир 3-го ритма, *5* — зона закалки); *б* — обн. 867 (З. Ю.), 1,5 км от колодца Айбухан (*1* — среднезернистый тронд'емит, *2* — тоналит-порфир 3-го ритма, *3* — зона закалки, *4* — тронд'емит-порфир 4-го ритма, *5* — зона закалки); *в* — обн. 323 (Э. И.), северо-восточное окончание интрузива (*1* — «зеленые роговики», *2* — тоналиты, *3* — тронд'емиты главной фазы — апофизы, *4* — тронд'емит-порфир 1-го ритма, *5* — тоналит-порфир 3-го ритма, *6* — плагиогранит-порфир 4-го ритма); *г* — обн. 4114а (З. Ю.), правый борт Урусая, 600 м к юг-юго-западу от колодца Уру (*1* — средне-крупнозернистый тронд'емит, *2* — вогезито-минетта 3-го ритма, *3* — зона закалки, *4* — лейкократовые обособления, *5* — плагиогранит-порфир 4-го ритма); *е* — обн. 864 (З. Ю.), 3,3 км к юго-востоку от колодца Айбухан (*1* — среднезернистый порфировидный тронд'емит дополнительной фазы, *2* — тронд'емит-порфир 4-го ритма, *3* — тоналит-порфир 4-го ритма, показаны зоны закалки); *д* — обн. 4113 (З. Ю.), левый борт Урусая, 0,3 км к юго-западу от колодца Уру (*1* — средне-крупнозернистый тронд'емит главной фазы, *2* — тронд'емит-порфир 4-го ритма, *3* — кварцевый диорит-порфирит 4-го ритма).

из роговой обманки. Структура основной массы панидиоморфнозернистая (спессартитовая) до криптозернистой. Роговая обманка своеобразна: в центре зеленая, обыкновенная ($cNg = 20°$, $2V = 83°$), в краевых частях красновато-бурая ($cNg = 22°$, $2V = -70°$). Биотит редок, для него характерна сагенитовая решетка. Есть кварцевые «глазки», окаймленные

Таблица 9

Бокалинский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1. Габбро из ксенолита																	
1	904-9	47,01	2,14	15,54	2,08	6,60	0,13	6,93	8,21	3,81	1,11	0,34	5,42	0,44	1,87	0,03	99,85
2. Диориты из ксенолитов																	
2	904-10	55,43	0,98	16,28	1,89	4,49	0,13	5,85	7,29	4,50	1,42	0,50	1,70	0,50		0,03	99,96
3	908	56,16	0,80	18,34	1,59	4,09	0,05	4,60	7,02	4,50	1,41	0,10	1,36	0,23	0,27	0,04	100,25
4	4028б	56,21	0,73	18,72	1,20	3,84	0,06	4,03	7,69	4,66	1,23	0,12	1,22	0,20	0,38	0,08	99,51
Среднее	из 3	55,93	0,84	17,78	1,56	4,14	0,08	4,83	7,20	4,55	1,35	0,24	1,43	0,31			100,24
3. Кварцевые диориты краевых тел																	
5	318а	60,00	0,68	17,30	0,22	3,13	0,13	3,70	6,85	5,80	0,40		1,64				99,49
6	1189	60,10	0,37	18,25	2,20	2,55	0,07	1,60	6,58	4,50	1,20	0,08	1,75	0,18	1,05	0,01	99,35
7	4298-1	60,19	0,47	18,81	1,46	2,50	0,04	2,95	6,10	4,51	1,50	0,23	1,26	0,18			99,79
Среднее	из 3	60,09	0,50	18,12	1,29	2,72	0,08	2,75	6,51	4,93	1,03	0,10	1,55	0,12			99,79
3п. Приконтактовые фации кварцевых диоритов																	
8	318б	65,50	0,32	15,95	2,40	0,04	0,12	2,70	5,40	6,40	0,28		0,52				99,63
9	318е	72,60	0,36	15,01	—	1,51	0,02	0,83	3,13	5,30	0,30	0,12	0,33	0,05			99,56
Среднее	из 2	69,05	0,34	15,48	1,20	0,78	0,07	1,77	4,26	5,85	0,29	0,06	0,43	0,02			99,60
4. Тоналиты краевых тел																	
10	903	62,57	0,55	17,20	1,21	2,69	0,05	2,86	5,05	4,75	1,50	0,16	0,76	0,23	0,20	0,02	99,58
11	324в	63,50	0,52	17,10	0,28	2,45	0,10	2,10	6,00	5,39	1,39		0,72				99,49
12	18л	63,76	0,45	15,90	1,69	2,62	0,08	1,00	6,38	4,70	2,00	0,07	0,96	0,15		0,06	99,76
13	903а	64,00	0,50	17,36	0,57	2,15	0,05	2,01	5,18	4,28	2,08	0,07	1,04	0,22			99,47
14	324а	64,93	0,45	16,98	0,87	2,66	0,05	1,90	4,34	5,15	1,60	0,16	0,72	0,23	0,22	0,10	100,04
15	М-94	65,14	0,32	17,35	0,26	1,57	0,05	2,70	4,90	4,50	1,14	0,11	1,56	0,15	0,71	0,10	99,75
16	3292	65,40	0,42	16,76	1,36	2,19	0,06	2,10	4,45	4,20	1,47	0,15	1,00	0,17			99,41
17	329а	65,53	0,32	17,22	0,72	1,69	0,04	1,30	4,62	4,90	1,60	0,11	1,29	0,25	0,27	0,10	99,59
18	1229	65,56	0,32	16,84	1,72	2,26	0,03	1,50	4,62	4,95	1,30	0,08	1,13	0,11	0,38	0,10	100,42
19	М-92	65,84	0,32	16,92	1,38	2,02	0,05	2,00	4,76	4,31	1,27	0,08	0,60	0,05	0,24	0,14	99,60
20	903-1	65,92	0,43	16,87	0,01	2,01	0,04	1,76	4,56	4,30	2,75	0,10	0,79	0,16	0,20	0,01	99,70

21	324б	66,00	0,20	16,80	—	3,31	0,02	1,80	4,60	4,90	1,86		0,48				99,97
Среднее	из 12	64,84	0,40	16,94	0,83	2,30	0,05	1,92	4,95	4,61	1,66	0,09	0,92	0,14			99,65
								4п. Приконтактовые фации тоналитов									
22	325б-1	70,08	0,31	15,61	0,05	1,65	0,02	1,33	4,29	5,30	0,45	0,20	0,24	0,10			99,63
23	325б-2	76,04	—	11,75	—	2,05	0,02	1,41	1,16	4,50	2,14	0,08	0,73	0,04			99,92
								5. Тоналиты-трондьемиты главной фазы									
24	1261	66,00	0,27	16,87	2,20	1,83	0,06	1,90	4,56	4,60	1,30	0,07	0,75	0,11	0,10	0,10	100,52
25	902-3	66,19	0,37	16,94	0,92	2,08	0,05	1,61	4,43	4,44	1,67	0,08	1,00	0,20	0,20	0,01	99,98
26	4147	66,85	0,32	16,57	0,97	1,86	0,01	1,56	4,20	4,33	1,70	0,07	0,70	0,15	0,20	0,03	99,29
27	4128	66,86	0,32	16,76	0,89	1,97	0,04	1,42	4,06	4,66	1,77	0,03	0,44	0,15	0,20	0,02	99,37
28	24б	66,90	0,30	16,44	0,87	1,83	0,06	1,90	3,58	4,90	1,70	0,07	1,05	0,08		0,04	99,68
29	1240	67,05	0,27	16,60	1,70	2,01	0,05	1,40	4,62	4,20	1,40	0,20	1,06	0,09	0,10	0,10	100,65
30	4148	67,36	0,34	16,98	1,13	1,62	0,04	1,41	3,93	4,56	1,88	0,14	0,44	0,14		0,02	99,97
31	17а	67,55	0,30	16,44	0,85	2,12	0,05	1,00	3,71	4,94	1,87	0,09	0,70	0,08		0,07	99,70
32	4108	67,63	0,31	16,45	0,85	2,61	0,04	1,16	3,85	4,50	2,00	—	0,52	0,15	0,20	0,02	100,07
33	311б	67,80	0,32	16,70	0,84	1,51	0,06	1,50	3,92	4,60	1,60	0,07	0,65	0,18	0,10	0,10	99,75
34	4124	68,02	0,30	16,25	0,80	1,90	0,04	1,26	3,78	4,41	1,88	0,10	0,68	0,16	0,20	0,01	99,58
Среднее	из 11	67,11	0,31	16,64	1,09	1,94	0,05	1,47	4,06	4,56	1,71	0,08	0,73	0,14			99,88
								5п-1. Эндоконтактовые тоналиты-трондьемиты, обогащенные калием									
35	14а	66,35	0,29	15,87	1,33	1,51	0,05	1,78	4,15	4,52	3,10	0,08	0,91	—		0,10	99,94
36	904-6	68,12	0,30	15,15	0,60	1,76	0,04	1,31	3,64	4,78	3,87	0,04	0,36	0,13			100,10
Среднее	из 2	67,23	0,29	15,51	0,96	1,63	0,04	1,55	3,90	4,65	3,48	0,06	0,63	0,06			99,99
								5п-2. Приконтактовые лейкократовые породы									
37	902-4	70,67	0,17	15,40	0,13	1,65	0,02	0,65	3,43	4,00	2,71	0,12	0,77	0,08		0,02	99,80
38	315б	72,18	0,34	14,05	0,51	1,98	0,03	1,04	2,61	4,50	1,77	0,10	0,50	0,08			99,69
Среднее	из 2	71,42	0,26	14,72	0,32	1,81	0,02	0,85	3,02	4,25	2,24	0,11	0,63	0,08			99,73
								6. Трондьемиты-плагиограниты дополнительных интрузий									
39	4063а	67,13	0,33	16,56	1,17	1,62	0,02	1,61	4,07	4,56	1,43	0,18	0,80	0,12	0,20	0,01	99,60
40	4296г	68,36	0,32	18,06	0,47	0,55	0,01	0,65	4,77	5,68	0,47	0,21	0,84	0,19			100,58
41	1161	68,95	0,32	16,31	0,58	1,11	0,007	0,80	4,76	5,30	1,00	0,10	0,62	0,14	0,20	0,10	100,00
42	902-5	69,89	0,23	15,80	0,40	1,72	0,04	1,01	3,08	4,25	2,80	0,10	0,63	0,09	0,20	0,01	100,04
43	26б	70,66	0,20	15,60	0,29	1,47	0,05	0,80	2,70	4,95	2,00	0,07	0,46	0,08		0,03	99,33
44	4081	72,25	0,18	15,57	0,25	0,75	0,01	0,50	2,10	4,95	2,40	0,05	0,30	0,12	0,20	0,01	99,43
Среднее	из 6	69,54	0,26	16,32	0,53	1,20	0,02	0,79	3,58	4,95	1,68	0,12	0,61	0,12			99,72

Таблица 9 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						7. Дайковые трондьемит- и плагиогранит-порфиры 1-го ритма											
45	18д	67,00	0,30	16,44	1,05	2,12	0,05	1,90	3,58	4,90	1,80	0,05	0,53	0,10		0,09	99,82
46	909-1	67,54	0,29	16,72	0,80	1,37	0,02	1,72	4,13	4,23	1,38	0,47	0,80	0,13	0,20	0,01	99,60
47	26а	68,20	0,30	16,31	0,31	1,90	0,06	1,40	4,06	5,00	1,40	0,05	0,60	0,07		0,20	99,66
48	4127	68,97	0,28	15,49	0,57	2,04	0,03	1,05	3,43	4,47	2,00	0,12	0,86	0,12	0,20	0,03	99,43
49	312а	72,09	0,18	14,83	1,35	0,32	0,04	0,60	2,10	4,80	2,90	0,13	0,70	0,14	0,17	0,10	100,18
Среднее	из 5	68,76	0,27	15,96	0,82	1,55	0,04	1,33	3,46	4,68	1,90	0,16	0,70	0,11			99,74
						8. Дайковые трондьемит- и тоналит-порфиры 1-го ритма											
50	4000б	64,66	0,35	16,90	0,09	1,72	0,03	1,80	6,31	3,80	2,80	0,10	0,90	0,14	0,25		99,60
51	4125г	64,70	0,40	17,43	0,93	2,11	0,06	2,01	5,48	4,66	1,64	0,10	0,60	0,27	0,20	0,03	100,39
52	4122б	65,96	0,34	16,95	1,09	1,97	0,05	1,81	4,34	4,50	1,64	0,17	1,00	0,22	0,20	0,01	100,04
53	4125б	66,11	0,33	17,47	0,85	1,97	0,06	1,71	3,92	4,66	1,71	0,08	0,44	0,12			99,43
54	17г	66,15	0,30	16,32	1,45	2,41	0,05	1,40	4,34	5,00	1,28	0,01	1,40	0,07	0,27	0,10	100,78
55	909	66,16	0,35	16,95	0,79	1,80	0,03	1,52	4,70	4,60	1,64	0,10	0,90	0,19	0,20	0,01	99,73
56	4149	66,70	0,34	16,68	0,97	1,86	0,04	1,56	4,07	4,74	1,90	0,08	0,44	0,16	0,20	0,03	99,54
57	4125-3	67,00	0,31	16,45	0,49	1,72	0,04	1,81	4,06	4,40	1,64	0,14	0,96	0,18	0,22	0,02	99,20
58	18е	67,87	0,30	15,90	0,92	2,05	0,05	1,50	3,58	4,70	2,00	0,07	0,80	0,15		0,03	99,89
59	24а	67,88	0,30	16,05	1,32	1,69	0,06	1,50	3,58	4,80	2,10	0,06	0,65	0,11		0,03	100,10
Среднее	из 10	66,32	0,33	16,71	0,89	1,93	0,11	1,66	4,44	4,59	1,83	0,09	0,81	0,16			99,87
						9. Тоналит-порфиры 1-го ритма											
60	4122в	64,55	0,42	17,42	1,25	2,04	0,05	2,01	4,48	4,66	1,50	0,16	1,00	0,15	0,22	0,01	99,69
61	17з	64,88	0,38	17,15	1,04	2,31	0,05	2,40	4,20	4,45	1,90	0,09	0,67	0,09		0,04	99,61
62	311в	65,51	0,37	17,30	1,56	1,94	0,06	1,80	4,69	4,60	1,40	0,14	0,64	0,23	0,11	0,10	100,24
63	909-7	65,76	0,38	16,92	1,18	1,72	0,03	1,76	4,34	4,71	1,68	0,14	0,94	0,19	0,20	0,01	99,75
64	3302-1	65,84	0,32	17,50	0,52	2,19	0,02	1,71	4,28	4,70	1,29	0,24	0,92	0,13	0,20	0,01	99,66
65	330з	65,86	0,35	17,21	1,42	1,93	0,05	1,90	4,20	5,00	1,23	0,13	0,63	0,20	0,10	0,10	100,16
66	4127а	65,95	0,37	16,93	1,00	1,83	0,05	1,51	4,20	4,83	1,87	0,12	0,54	0,18		0,04	99,38
Среднее	из 7	65,48	0,37	17,20	1,14	2,00	0,04	1,87	4,34	4,71	1,55	0,15	0,76	0,17			99,78

10. Кварцевый диорит-порфирит 1-го ритма

67	4056а	58,76	0,60	18,60	2,41	2,87	0,07	3,10	5,40	4,73	1,16	0,11	1,36	0,32	0,20	0,01	99,43

11. Биотитовые граниты, лейкограниты, аплиты 2-го ритма

68	325в	71,74	0,23	14,46	0,35	1,83	0,02	0,38	1,68	4,65	3,90	0,14	0,26	0,07			99,71
69	904-3	72,59	0,15	13,68	0,10	0,54	0,02	0,90	1,84	3,00	5,82	0,15	0,86	0,05		0,02	99,70
70	17в	72,88	0,10	14,62	0,53	0,97	0,05	0,40	2,66	4,39	2,87	0,09	0,81	0,02	0,07		100,39
71	26и	73,00	0,08	15,50	1,38	1,15	0,07	0,28	1,30	4,07	3,82						100,65
72	22в	74,42	—	13,28	0,07	2,08	0,02	0,25	0,81	4,16	4,60	0,14	0,49	0,10			100,42
73	327д	74,50	0,15	12,50	—	2,37	0,02	0,42	1,28	3,80	4,75	0,10	0,10	0,11			100,10
74	3305	75,51	0,04	14,28	0,28	0,32	0,01	0,40	1,19	3,87	3,95	0,08	0,46	0,02	0,01	0,20	100,41
75	23и	75,59	0,09	12,60	0,03	0,88	0,05	0,40	1,20	4,17	4,30	0,06	0,25	0,06	0,05		99,68
76	329б	75,85	0,10	12,68	0,02	0,80	0,02	0,30	1,05	3,80	4,65	0,06	0,91	0,05	0,10	0,11	100,29
Среднее	из 9	74,01	0,10	13,73	0,31	1,22	0,03	0,41	1,45	3,99	4,30	0,09	0,46	0,05			100,15

11а. Лейкогранит из оторочки вокруг ксенолита роговика

77	310в-2	74,95	0,15	13,03	0,50	0,86	0,03	0,60	1,26	3,55	4,45	0,06	0,54	0,07	0,10	0,38	100,05

12. Плагиогранит-порфиры 3-го ритма

78	4201а	74,99	0,12	13,45	0,32	1,00	0,01	0,60	1,96	4,25	2,30	0,64	0,32	0,06	0,01	0,20	100,02
79	3302-2	75,51	0,03	14,54	0,07	0,48	0,25	0,55	0,56	5,36	2,00	0,17	0,54	0,08			100,14
Среднее	из 2	75,25	0,07	13,99	0,20	0,74	0,13	0,58	1,26	4,80	2,15	0,40	0,43	0,07			100,07

13. Трондьемит-порфиры 3-го ритма

80	4133-3	66,66	0,34	16,55	1,25	1,93	0,03	1,51	4,63	4,56	1,63	0,15	0,62	0,14		0,02	100,00
81	4115-82	67,38	0,29	16,46	1,17	1,61	0,04	1,31	3,78	4,50	1,93	0,11	1,24	0,16	0,27	0,12	99,98
82	4150	67,84	0,30	16,39	0,90	1,76	0,04	1,31	3,71	4,45	1,87	0,08	0,56	0,16	0,03	0,20	99,37
83	4125	68,03	0,29	16,46	0,77	1,68	0,04	1,31	3,50	4,66	2,25	0,11	0,74	0,22	0,01	0,24	100,06
84	315в	68,18	0,28	16,00	1,11	1,26	0,02	1,50	3,01	6,20	0,90	0,06	1,20	0,16	0,10	0,85	99,88
85	315г	68,25	0,31	16,57	0,73	2,34	0,03	1,60	3,92	5,10	0,66	0,07	0,61	0,18	0,10	0,10	100,37
86	909-4	68,70	0,28	16,46	1,00	1,61	0,01	1,26	3,71	3,87	1,66	0,08	0,70	0,14	0,01	0,20	99,48
Среднее	из 7	67,86	0,30	16,41	0,99	1,74	0,03	1,40	3,75	4,76	1,56	0,81	0,81			0,20	99,87

14. Тоналит-порфиры 3-го ритма

87	904-7	63,48	0,32	17,60	0,91	1,86	0,02	2,63	6,00	5,30	0,45	0,17	1,54	0,16		0,02	100,44
88	904-2	63,52	0,37	17,70	0,11	2,22	0,02	2,35	6,32	5,53	0,40	0,14	0,70	0,18			99,56
89	4115-35	64,90	0,39	17,44	0,76	1,83	0,06	2,01	4,34	4,50	1,80	0,13	1,06	0,16	0,22	0,01	99,38

Таблица 9 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
90	911	65,95	0,37	16,55	1,08	2,12	0,02	2,42	4,34	4,60	1,49	0,06	0,80	0,16			99,96
91	909-5	67,91	0,30	16,94	0,80	1,76	0,04	1,21	3,71	4,77	2,06	0,14	0,89	0,17	0,20	0,03	100,70
Среднее	из 5	65,01	0,35	17,25	0,75	1,96	0,03	2,12	4,94	4,94	1,24	0,13	1,00	0,17			99,90
								15. Вогезито-минетта 3-го ритма									
92	909-3	56,87	1,17	16,21	1,57	2,30	0,07	3,58	5,89	4,65	3,48	0,28	1,62	0,81	0,20	0,01	98,50
								16. Тоналит-плагиогранит-порфиры 4-го ритма									
93	4056г	66,15	0,43	16,24	1,08	2,23	0,01	2,50	4,00	4,21	1,50	0,14	0,94	0,11		0,03	99,54
94	4133-5	66,66	0,31	16,71	0,85	1,97	0,40	1,71	4,20	4,33	1,43	0,12	1,00	0,19	0,27	0,01	99,88
95	909-6	68,54	0,30	16,24	0,64	1,72	0,04	1,00	3,64	4,36	1,92	0,14	0,34	0,16	0,20	0,02	99,04
96	864г	68,12	0,34	15,91	0,83	1,62	0,05	1,15	3,29	4,27	1,83	0,15	2,00	0,12	0,50		99,68
97	323г	70,48	0,20	14,82	0,90	1,37	0,04	0,70	3,36	4,17	2,70	0,09	1,12	0,07	0,44	0,10	100,02
Среднее	из 5	67,99	0,32	15,98	0,86	1,78	0,10	1,41	3,70	4,27	1,88	0,13	1,08	0,13			99,63
								17. Тоналит-порфиры 4-го ритма									
98	867	65,57	0,37	17,57	1,33	2,05	0,05	1,55	4,21	4,66	1,78	0,11	0,66	0,25	0,20	0,01	100,16
99	3304	65,98	0,35	17,00	0,84	2,30	0,05	1,56	4,49	4,40	1,64	0,13	0,83	0,16	0,20	0,03	99,73
100	4007	66,00	0,36	15,85	0,60	1,69	0,02	1,30	3,36	4,00	1,85	0,11	4,12	0,19		0,02	99,45
Среднее	из 3	65,85	0,36	16,80	0,92	2,01	0,04	1,47	4,02	4,35	1,76	0,12	1,87	0,20			99,77
								18. Кварцевые диорит-порфириты 4-го ритма									
101	3305-1	58,92	0,69	16,49	1,40	2,73	0,04	3,68	4,77	4,81	2,83	0,16	3,30	0,47	1,37	0,01	100,29
102	911-1	61,64	0,52	16,83	1,64	2,26	0,07	2,45	4,48	5,71	2,31	0,16	2,24	0,16	0,33		100,47
Среднее	из 2	60,28	0,60	16,66	1,52	2,50	0,05	3,06	4,62	5,26	2,57	0,16	2,77	0,31			100,36
								19. Спессартиты 4-го ритма									
103	4115-86	52,52	1,95	14,88	3,76	4,56	0,10	4,33	7,43	3,87	3,50	0,03	1,26	1,49	0,20	0,01	99,68
104	910	55,57	1,35	15,52	2,46	3,81	0,08	4,84	6,31	4,40	2,52	0,37	1,80	0,69	0,37		99,72
Среднее	из 2	54,04	1,65	15,20	3,11	4,19	0,09	4,58	6,87	4,13	3,01	0,20	1,53	1,09			99,69

105	22б	67,70	0,30	17,20	—	2,41	0,02	0,75	2,78	5,00	3,10	0,12	0,55	0,06			99,99
106	25д	69,80	0,10	16,45	1,60	1,15	0,08	0,36	3,20	4,60	2,92		0,48				100,84
107	22а	61,78	0,34	17,56	0,45	5,39	0,09	1,54	4,76	5,16	1,40	0,28	0,66	0,20			99,61
108	31 0в-1	63,74	0,75	13,11	4,20	4,17	0,21	3,80	1,68	3,30	4,00	0,07	0,49	0,50	0,10	0,17	100,02
109	329в	65,58	0,58	13,02	4,56	3,31	0,21	2,10	0,98	3,05	5,90	0,08	0,53	0,25	0,10	0,22	100,15
110	318ж	54,22	0,92	14,10	1,46	4,96	0,14	5,00	12,00	2,08	2,50	0,14	1,13	0,21			99,52

Примечание. 1(З. Ю.) — близ северного контакта, по саю между колодцами Джамануру и Аргибай. 2 (З. Ю.) — габбро-диорит, там же. 3 — то же, левый водораздел Бокалысая. 4 — то же, район родника Бокалы. 5 (Э. И.) — кварцевый диорит близ контакта с роговиками, 2 км к западу от родника Бокалы. 6 (М. С.) — порфировидный кварцевый диорит. 7 (З. Ю.) — тоналит, Бокалысай, южнее дороги. 8 (Э. И.) — лейкократовый кварцевый диорит из апофизы в роговиках, там же, где № 4. 9 (Э. И.) — лейкократовая апофиза кварцевого диорита в роговике, там же. 10 (З. Ю.) — среднезернистый тоналит, близ колодца Оразалы, 20 м от контакта. 11 (Э. И.) — то же, 10 см от контакта с роговиками, там же. 12 (Э. И.) — то же, центральная часть интрузива, дорога на колодец Ченгельды, севернее спуска. 13 (З. Ю.) — тоналит из эндоконтактовой зоны, район Оразалы. 14 (Э. И.) — слабо гнейсовидный среднезернистый тоналит, район колодца Оразалы. 15 (М. С.) — среднезернистый биотит-роговообманковый тоналит. 16 (З. Ю.) — тоналит, близ колодца Джарлыкап. 17 (Э. И.) — то же, сечется аплитом, 3 км к юго-западу от колодца Ченгельды. 18 (М. С.) — мелкозернистый тоналит. 19 (М. С.) — кварцевый диорит. 20 (З. Ю.) — среднезернистый тоналит, район колодца Оразалы, правый борт сая. 21 (Э. И.) — то же, 10 м от контакта, там же, где № 11. 22 (Э. И.) — приконтактовый лейкотоналит(плагиогранит), там же. 23 — аплит из каймы на контакте тоналита и роговика, там же. 24 (М. С.) — роговообманковый тоналит. 25 (З. Ю.) — среднезернистый тоналит-трондьемит, район колодца Оразалы. 26 (З. Ю.) — трондьемит, 1 км на север от колодца Карбухан. 27 (З. Ю) — то же, 2,3 км к югу от колодца Ченгельды. 28 (Э. И.) — гнейсовидный трондьемит-тоналит, 1 км к востоку от родника Бокалы. 29 (М. С.) — среднезернистый тоналит. 30 (З. Ю.) — трондьемит, к югу от колодца Ченгельды. 31 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый трондьемит, 4 км к северу от южного контакта, по дороге на Ченгельды. 32 (З. Ю.) — трондьемит, водораздел Ойбухан — Ченгельды. 33 (Э. И.) — то же, восточнее родника Бокалы. 34 (З. Ю.) — то же. 35 (Э. И.) — мелкозернистый тоналит у контакта с зелеными роговиками, южный контакт по дороге Ирлир — Ченгельды. 36 (З. Ю.) — эндоконтактовый трондьемит, район Оразалы. 37 — то же. 38 (Э. И.) — мелкозернистый аплитовидный биотит-роговообманковый гранит из лейкократовой оторочки вокруг жилообразного тела трондьемитов в тоналитах, 0,5 км к западу от родника Бокалы. 39 (З. Ю.) — трондьемит, район колодца Босджарлыкап. 40 (З. Ю.) — альбитизированный трондьемит, Джарлыкапсай. 41 (М. С.) — биотитовый тоналит. 42 (З. Ю.) — трондьемит-плагиогранит, восточная часть интрузива, 1,8 км к востоку от колодца Уру. 43 (Э. И.) — плагиогранит из агматита, близ родника Бокалы. 44 (З. Ю.) — мелко-среднезернистый плагиогранит, 150 м к востоку от колодца Босджарлыкап. 45 (Э. И.) — трондьемит-порфир, меридиональная дайка, центр массива, дорога на Ченгельды. 46 (Э. И.) — плагиогранит-порфир, район колодца Уру. 47 (Э. И.) — трондьемит из «цемента» агматита, рядом с родником Бокалы, там же, где № 43. 48 (З. Ю.) — плагиогранит-порфир, правая составляющая сая Ченгельды. 49 (Э. И.) — плагиогранит-порфир из дайки, секущей тоналиты и пересеченной гранит-аплитом, 300 м к востоку от родника Бокалы. 50 (З. Ю.) — трондьемит-порфир, близ выс. Ащибулак, южная часть интрузива. 51 (З. Ю.) — то же, водораздел Ченгельды — Айбухан. 52 (З. Ю.) — то же, 2 км к югу от колодца Ченгельды. 53 — то же, там же, где № 51. 54 (Э. И.) — трондьемит-порфир из ксенолитоподобной дайки в тоналитах главной фазы, пересеченной биотитовым гранитом, 4 км от южного контакта по дороге на Ченгельды. 55 (З. Ю.) — трондьемит-порфир, 0,5 км к востоку от колодца Уру. 56 (З. Ю.) — то же, водораздел Ченгельды — Босджарлыкап. 57 (З. Ю.) — то же, водораздел Ченгельды — Айбухан. 58 (Э. И.) — трондьемит-порфир из широтной дайки, там же, где № 45. 59 (Э. И.) — дайковый трондьемит-порфир, 1 км к востоку от родника Бокалы. 60 (З. Ю.) — тоналит-порфир, 2 км к юго-западу от колодца Ченгельды. 61 (Э. И.) — тоналит-порфир, пересекающий дайку трондьемит-порфира, дорога на Ченгельды, 4 км от южного контакта. 62 (Э. И.) — тоналит-порфир, к востоку от родника. 63 (З. Ю.) — то же, район колодца Уру. 64 (З. Ю.) — то же, восточная часть интрузива. 65 (Э. И.) — тоналит-порфир из дайки в тоналите, с наложенной гранитизацией, северо-восточное окончание интрузива. 66 (З. Ю.) — то же, там же, где № 48. 67 (З. Ю.) — правый борт Джарлыкапсая. 68 (Э. И.) — гранит-порфир с афанитовой основной массой, секущий скарн, район колодца Оразалы. 69 (З. Ю.) — аплитовидный гранит, район Оразалы. 70 (Э. И.) — биотитовый гранит, секущий тоналиты и «реликтовую» дайку тоналит-порфира, там же, где № 54. 71 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый гранит, секущий тоналиты и тоналит-порфиры, близ родника Бокалы, к западу от него. 72 (Э. И.) — аплит, секущий зону лейкократизации в тоналитах, к востоку от родника Бокалы, 1 км к западу от дороги на Ченгельды. 73 (Э. И.) — аплит, секущий роговики и скарны, район колодца Оразалы. 74 (З. Ю.) — аплит, район родника. 75 (Э. И.) — аплит, секущий тоналиты главной фазы (отдельная дайка), к востоку от родника. 76 (Э. И.) — аплит из дайки в тоналитах-трондьемитах главной фазы, 3 км к юго-западу от колодца Ченгельды. 77 (Э. И.) — аплитовидный лейкогранит из оторочки вокруг ксенолита роговика, 1,5 км к востоку от родника. 78 (З. Ю.) — Ирлирсай, 500 м выше дороги. 79 (З. Ю.) — то же, восточная часть интрузива. 80 (З. Ю.) — трондьемит-порфир, Джарлыкапсай. 81 (З. Ю.) — то же, Урусай. 82 (З. Ю.) — то же, водораздел Ченгельды — Ойбухансай. 83 (З. Ю.) — тоналит (трондьемит)-порфир, водораздел Ченгельды — Ащибулаксай. 84 (Э. И.) — тоналит-порфир осветленный (гидротермально измененный) из центра дайки, 0,5 км к западу от родника. 85 (Э. И.) — тоналит-порфир из стекловатого зальбанда той же дайки, свежий. 86 (З. Ю.) — трондьемит-порфир, 0,5 км к востоку от колодца Уру. 87 (З. Ю.) — тоналит-порфир, район Оразалы. 88 (З. Ю.) — то же. 89 (З. Ю.) — то же, правый борт сая Ченгельды. 90 (З. Ю.) — то же. 91 (З. Ю.) — то же, 0,5 км к северо-востоку от колодца Уру. 92 (З. Ю.) — 0,5 км к северо-востоку от колодца Уру. 93 (З. Ю.) — тоналит-порфир, бассейн Джарлыкапсая. 94 (З. Ю.) — то же. 95 (З. Ю.) — то же, 0,5 км к северо-востоку от колодца Уру. 97 (Э. И.) — поздний плагиогранит-порфир, северо-восточное окончание интрузива. 98 (З. Ю.) — 0,25 км к северо-западу от колодца Ченгельды. 99 (З. Ю.) — близ родника Бокалы. 100 (З. Ю.) — правый борт Джарлыкапсая. 101 (З. Ю.) — район родника. 102 (З. Ю.) — 0,25 км к северо-западу от родника. 103 (З. Ю.) — правый борт сая Ченгельды. 104 (З. Ю.) — район колодца Уру. 105 (Э. И.) — мелкозернистый лейкогранит из пятен гранитизации в тоналитах, к востоку от родника, 1 км к западу от дороги на Ченгельды. 106 (Э. И.) — участки гранитизации в тоналитах и тоналит-порфирах, 0,5 км к востоку от родника. 107 (Э. И.) — меланократовая, обогащенная биотитом, полоса внутри зоны лейкократизации в тоналитах, там же, где № 105. 108 (Э. И.) — темная мелкозернистая порода (роговик) из ксенолита в тоналитах, 1,5 км к востоку от родника. 109 (Э. И.) — то же (окружена оторочкой аплита 3 км к юго-западу от колодца Ченгельды. 110 (Э. И.) — сильно ороговикованный основной эффузив («зеленый роговик»), экзоконтакт интрузива к западу от родника Бокалы.

Таблица 10

Биотиты и роговые обманки Бокалинского интрузива

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	Сумма	F
							1. Биотиты									
1	4028б	37,86	3,10	14,24	3,06	14,22	0,16	13,51	0,56	0,21	7,48		4,38	0,09	99,41	
2	4128	36,88	3,00	14,83	3,45	13,22	0,39	13,80	0,30	0,13	8,76		4,71	0,10	99,47	
3	4124	36,70	2,95	15,02	3,78	13,07	0,42	13,82	0,84	0,16	8,30		4,44	0,20	99,50	0,42
4	КПС-9	37,95	3,85	13,83	1,96	17,56	0,20	11,74	0,98	0,28	9,00	0,15	1,78	0,27	99,13	
5	4081	35,90	3,20	15,85	4,89	13,36	0,22	13,00	0,30	0,19	8,00		4,49	0,10	99,40	0,40
6	4149	36,76	2,95	14,50	4,73	13,50	0,39	13,71	0,30	0,13	8,66		3,98	0,17	99,61	0,28
7	4056а	36,82	3,20	14,86	3,77	12,79	0,35	13,92	0,82	0,18	7,62		5,09	0,22	99,40	0,52
8	4133-3	36,82	2,73	14,90	3,36	12,00	0,26	15,52	0,56	0,17	8,32		5,32	0,12	100,56	0,42
							2. Роговые обманки									
9	4028б	48,85	0,90	6,97	2,61	9,88	0,18	15,01	11,21	0,90	0,75	0,20	2,70	Сл.	99,96	Сл.
10	903	49,04	0,90	7,23	3,17	10,42	0,30	14,51	9,53	0,86	1,06	0,26	2,84	0,06	99,86	»
11	4128	47,94	0,82	8,19	4,24	9,27	0,40	14,37	9,81	0,95	1,31	0,20	2,18	0,09	99,49	»
12	4108	46,97	0,80	8,40	3,60	9,63	0,44	14,50	10,37	1,08	1,11	0,18	2,44	0,07	99,34	»
13	4063а	48,87	0,97	6,66	3,48	8,48	0,25	15,62	10,37	0,90	1,06	0,36	2,58	0,09	99,24	»
14	4133-3	49,82	0,80	7,03	3,41	8,15	0,17	14,92	10,37	0,97	1,06	0,20	2,08	0,05	99,78	»
15	909-3	43,97	1,98	9,66	4,88	11,64	0,20	10,88	10,09	1,41	1,80	0,28	2,80	0,08	99,31	»

Примечание. 1 — диорит (см. № 4 в табл. 9). 2 — тоналит главной фазы (№ 27). 3 — трондьемит главной фазы (№ 34). 4 — то же, 5 — плагиогранит дополнительной фазы (№ 44 в табл. 9). 6 — тоналит-порфир 1-го ритма (№ 56). 7 — диорит-порфирит 1-го ритма (№ 67). 8 — тоналит-порфир 3-го ритма (№ 94). 9 — диорит (№ 4 в табл. 9). 10 — тоналит краевого тела (№ 10). 11 — тоналит главной фазы (№ 27). 12 — трондьемит главной фазы (№ 32). 13 — трондьемит дополнительной фазы (№ 39) 14 — тоналит-порфир 3-го ритма (№ 94). 15 — вогезито-минетта 3-го ритма (№ 92 в табл. 9).

Мономинеральные фракции — из коллекции З. А. Юдалевича. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Министерства геологии УзССР (Ташкент).

актинолитовым агрегатом. Акцессорные: магнетит, сфен, апатит. Химический состав см. в табл. 9 (№ 103 и 104).

Резюме по Бокалинскому интрузиву:

1. Интрузив по последовательности внедрения интрузивных и дайковых пород весьма сложен (рис. 32).

2. Во всех интрузивных и подавляющем большинстве дайковых пород Na_2O преобладает над K_2O на 2—3%. Доминирующая роль принадлежит тоналитам-трондьемитам (SiO_2 65—68%); более кислые породы мало распространены, т. е. серия относительно незавершенная (рис. 33, *а*).

3. В отличие от других гранитоидных интрузивов Западного Узбекистана, Бокалинский интрузив на аэромагнитных картах очень резко выделяется по положительным значениям ΔTa интенсивностью до 500 γ. Гравитационное поле отрицательное.

4. Все породы от габбро до плагиогранитов, помимо высокой натровости, характеризуются сравнительно высокой известковистостью и, соответственно, развитием плагиоклаза ряда андезина — кислого лабрадора. Характерны близкие соотношения железа и магния, т. е. умеренная общая железистость, а также невысокая общая щелочность (рис. 32, 33, табл. 9).

Для интрузивных пород характерны светлая зеленая или слегка буроватая обыкновенная роговая обманка и зеленовато-бурый или оливковый умеренно железистый биотит. К-шпат редок или отсутствует. Среди акцессорных минералов доминирует магнетит (3—5%), обычны апатит, циркон, сфен, нередок ортит. В протолочках отмечаются турмалин, пирит, киноварь. В 7 пробах из 27 зафиксировано золото до 0,06 г/Т.

Обилием магнетита обусловлена весьма высокая магнитная восприимчивость пород, а неравномерным его распределением — мозаичность магнитного поля над интрузивом (рис. 34).

5. Породы Бокалинского интрузива отличаются повышенным содержанием Sr, As, и Cu и очень низким Rb, Cs, TR. Низка радиоактивность пород. Содержание золота, по данным нейтронно-активационного анализа, равно $11{,}68 \cdot 10^{-7}$% (среднее по 18 пробам), что гораздо выше, чем в породах других интрузивов Западного Узбекистана. Содержание его в породообразующих минералах (кроме биотита) меньше: в плагиоклазе $2{,}8 \cdot 10^{-7}$% (1 проба), в кварце $2{,}3 \cdot 10^{-7}$% (9 проб), в амфиболе $3{,}3 \cdot 10^{-7}$%. И только в биотите содержание золота приближается к таковому в валовых пробах: $13{,}4 \cdot 10^{-7}$% (среднее по 9 пробам). Судя по этим данным, золото в породах содержится не в виде рассеянной или изоморфной примеси в минералах, а в качестве самостоятельной минеральной фазы, которая фиксируется в виде знаков золота в искусственных шлихах из протолочек.

6. Отчетливо многофазное строение, гомодромная последовательность внедрения интрузивных тел, вынос ксенолитов роговиков и сильно переработанных песчанико-сланцевых пород с глубины свидетельствуют о внедренном характере интрузива. Этот вывод подтверждается наблюдениями на контактах, которые говорят об отсутствии прямой зависимости между интрузивными и вмещающими породами по составу.

7. Приконтактовые изменения кварцевых диоритов, тоналитов и трондьемитов сводятся к лейкократизации с образованием кислых богатых натрием пород типа плагиогранитов. Приконтактовые изменения магматической стадии идут в гомодромном направлении и приводят к формированию кислых продуктов, близких к тем, что типичны для последующих и самых поздних интрузивных фаз.

8. Интрузивные тела, из которых состоит Бокалинский интрузив, в высокой степени однородны, что вытекает из визуальных наблюдений в поле и подтверждено петрохимическим опробованием, в данном случае вполне представительным (см. табл. 9). Несмотря на присутствие

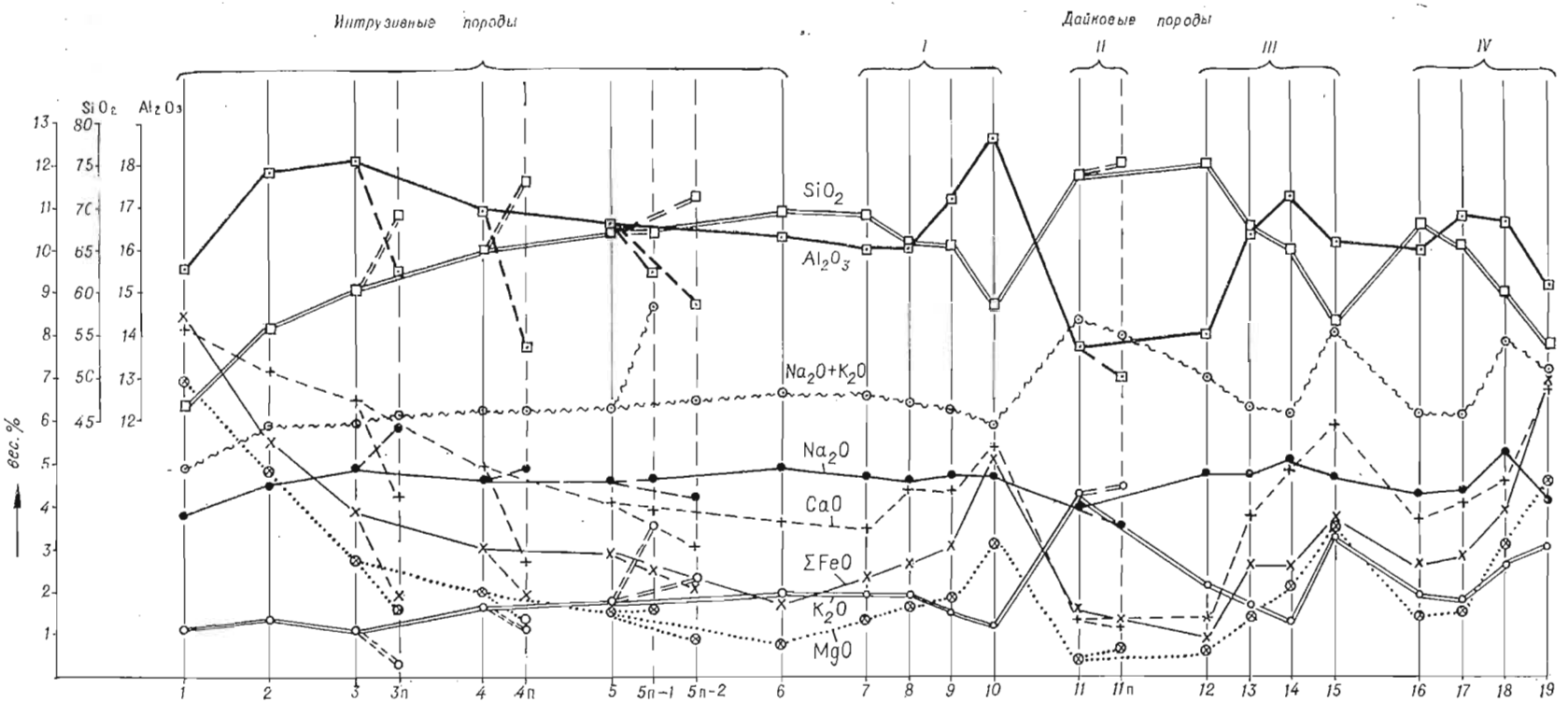


Рис. 32. График эволюции Бокалинского интрузива по фазам внедрения и приконтактовым фациям. Построен по табл. 9.

Группы пород: *1* — габбро; *2* — диориты; *3* — кварцевые диориты; *3п* — эндоконтактовая фация кварцевых диоритов; *4* — тоналиты краевых тел; *4п* — их эндоконтактовая фация; *5* — трондьемиты главной фазы; *5п-1* — их эндоконтактовая фация; *5п-2* — лейкократовые оторочки и апофизы; *6* — трондьемиты-плагиограниты дополнительной фазы; *7—10* — дайки 1-го ритма: *7* — трондьемит-плагиогранит-порфиры, *8* — трондьемит- и тоналит-порфиры, *9* — тоналит-порфиры, *10* — диорит-порфириты; *11* — биотитовые граниты, лейкограниты, аплиты 2-го ритма, *11п* — лейкогранит из приконтактовой оторочки; *12 — 15* — дайки 3-го ритма: *12* — плагиогранит-порфиры, *13* — трондьемит-порфиры, *14* — тоналит-порфиры, *15* — вогезито-минетта; *16—19* — дайки 4-ого ритма: *16* — тоналит- и плагиогранит-порфиры; *17* — тоналит-порфиры, *18* — кварцевые диорит-порфиры, *19* — спессартиты.

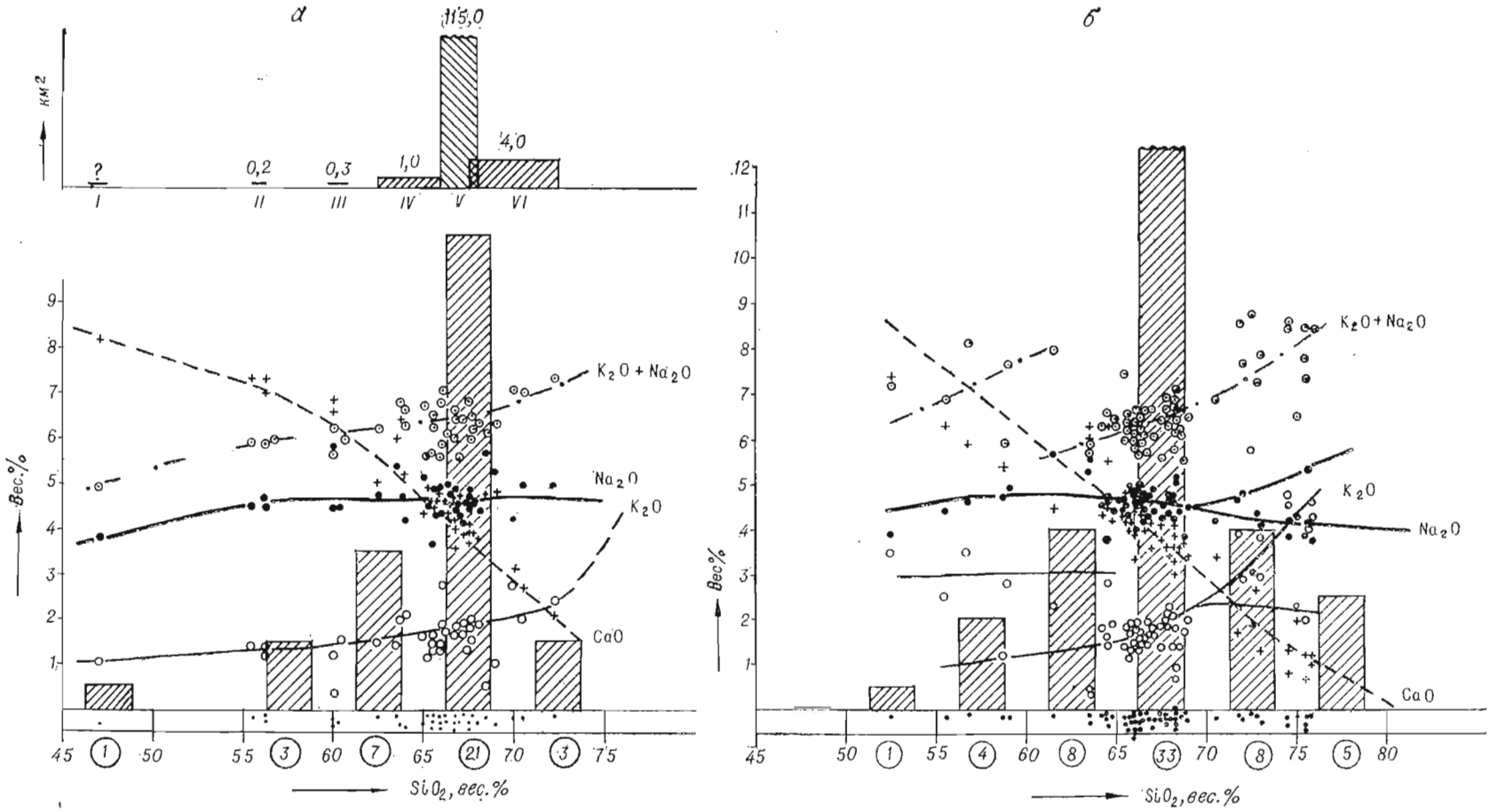


Рис. 33. Статистико-петрохимические диаграммы Бокалинского интрузива. Сост. по табл. 9.

а — интрузивные породы: I — габбро, II — диориты, III — кварцевые диориты, IV — тоналиты краевых тел, V — трондьемиты главной фазы, VI — трондьемиты-плагиограниты дополнительной фазы; *б* — дайковые и жильные породы.

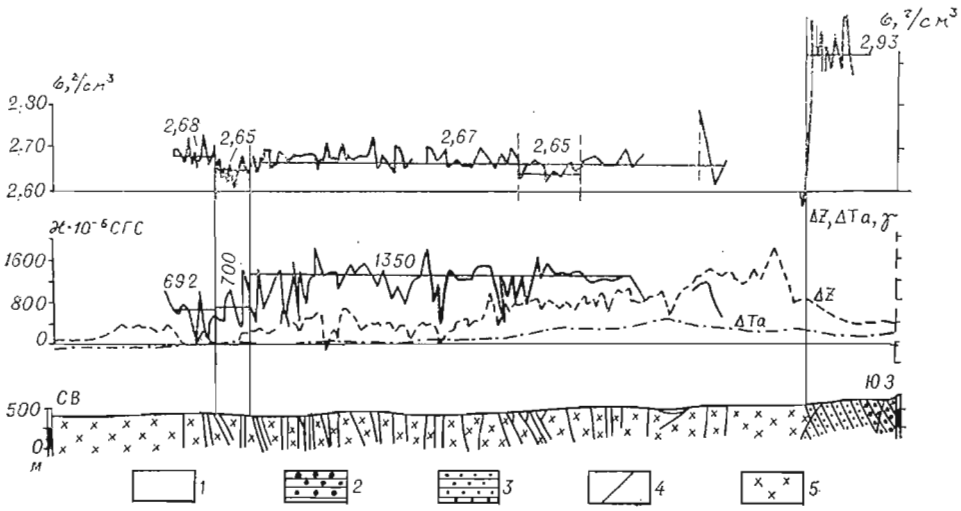


Рис. 34. Геолого-геофизический разрез через Бокалинский интрузив (по М. В. Сухину и П. А. Кашубе).

1 — современные отложения; *2* — песчаники; *3* — роговики; *4* — дайки тоналит- и трондьемит-порфиров и диорит-порфиритов; *5* — тоналиты — трондьемиты главной фазы. Графики: σ — плотности, χ — магнитной восприимчивости, *ΔZ* — наземной магнитометрической съемки, *ΔTa* — аэромагнитной съемки.

и даже обилие в некоторых местах ксенолитов боковых пород, случаев повышения основности вследствие ассимиляции не отмечено. Напротив, наличие ксенолитов обычно стимулирует лейкократизацию вплоть до зарождения лейкократовых жильных пород на месте.

9. Уникальная особенность Бокалинского интрузива состоит в чрезвычайном обилии и многократном внедрении жильных и дайковых пород. Среди них, как и в группе интрузивных пород, доминируют тоналиты-трондьемиты (рис. 33), причем они по всем петрографическим, химическим и физическим признакам идентичны интрузивным породам, отличаясь, по существу, только структурой. Сходство доходит до таких деталей, как сложный характер зональности плагиоклаза, цвет роговой обманки и биотита, состав акцессориев и т. д. Объективным свидетельством сходства являются данные по химизму, (см. табл. 9). Поэтому неизбежен вывод о едином происхождении дайковых и интрузивных пород.

10. Дайки сопровождаются очень тонкими апофизами, вплоть до «волосных» (фото 26), что служит признаком высокой жидкостности и подвижности натровой тоналитовой или трондьемитовой магмы. В зальбандах даек 3-го и 4-го ритмов обычны зоны закалки вплоть до афанитовых. Это означает либо внедрение в уже достаточно охлажденную среду, либо наличие большого перепада температур между внедренным расплавом и окружающими породами, которые сами по себе могли оставаться в той или иной мере разогретыми. Примечательно, что в дайках 1-го ритма закаленные зоны практически не проявлены, но при переходе к все более поздним дайкам ширина их заметно увеличивается. Это значит, что в то время, когда глубинный очаг питания даек продолжал существовать, сам интрузив все более охлаждался.

11. В апофизах и зальбандах даек не наблюдалось явлений лейкократизации, присущих интрузивным телам того же состава или отходящим от них дайкообразным апофизам. Этот факт позволяет говорить о том, что дайки в момент становления не имели прямого сообщения с источником трансмагматических лейкократизирующих растворов.

12. Дайки 1-го ритма характеризуются сильной наложенной биотитизацией, т. е. развитием кучного очень мелкочешуйчатого биотита,

в первую очередь замещающего роговую обманку, вызывающего грануляцию биотита, а также равномерно рассеянного в мезостазисе. Эта картина тождественна той, которая характеризует породы повышенной основности, попавшие в зону метаморфизма около гранитных интрузивов. Биотизация и вообще ороговикование даек 1-го ритма явно обусловлены метаморфизующим влиянием тех же потоков тепла и вещества, с которыми связано формирование кислых жильных пород 2-го ритма. С этим же обстоятельством надо связывать явления гранитизации даек 1-го ритма и приобретение последними черт, «реликтовых» даек.

13. В дайках 3-го и 4-го ритмов нередки сильные гидротермальные изменения: широкое развитие серицита — мусковита, эпидота, хлорита, альбита, вторичного кварца, сульфидов и т. п. Внешне эти изменения выражаются в осветлении пород, приобретении ими розоватых и зеленоватых оттенков. Судя по этим наблюдениям, поздние дайки формировались уже во время собственно постмагматического этапа жизни интрузива.

14. Жильные и дайковые породы 2-го ритма представляют собой калинатровые и натрово-калиевые биотитовые граниты, гранит-порфиры, лейкограниты, аплиты, пегматит-аплиты и пегматиты. По формам залегания, особенностям состава и химизма они существенно отличаются от других подчеркнуто натровых дайковых пород интрузива, но тем не менее не могут быть изъяты из состава Бокалинской серии, так как после них вновь следуют высоконатровые дайковые породы того же типа, что и более ранние. Рассматриваемые кислые породы по всем признакам хорошо сопоставляются с гранитами последних фаз или с лейкократовыми жильными породами, завершающими формирование многих натровых интрузивных серий в других регионах. В этих сериях является правилом возрастание роли калия к концу эволюции, в результате чего в породах последних фаз натрий и калий сближаются по содержанию или даже меняются местами (Изох, 1971).

Своеобразие ситуации в том, что кислые породы с повышенной калиевостью отделены от главной интрузивной ассоциации внедрением даек 1-го ритма. Породы 2-го ритма могут быть отнесены к последней интрузивной фазе или же к дайкам 1-го этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову), а дайки 3 и 4-го ритмов—к дайкам 2-го этапа или к собственно послегранитовым. Дайки же 1-го ритма могут быть названы «внутригранитовыми». Уникальным обстоятельством остается то, что собственно послегранитовые дайки в Бокалинском интрузиве проявились дважды (3 и 4-й ритмы).

15. Гранитоидные породы 2-го ритма образуют как дайки, так и неправильные жилы. Некоторые из них обладают признаками формирования на месте залегания: образуют оторочки вокруг ксенолитов или даек 1-го ритма и сопряжены с участками метасоматической гранитизации и лейкократизации интрузивных пород главной и дополнительной фаз. Рассматриваемые породы явно возникли в результате воздействия потоков растворов, приносящих с собой K, Si и другие подвижные и летучие компоненты. Эти растворы вряд ли происходили из самого интрузива, так как с последним отчетливо можно связывать лишь приконтактовые лейкократовые натровые оторочки и самые ранние плагиоаплиты. Скорее всего, источник калиевых растворов достаточно глубинный.

16. Высказанное в предыдущем пункте предположение подтверждается тем фактом, что диорит-порфириты, спессартиты и вогезито-минетты 3 и 4-го ритмов даек, почти наверняка являющиеся самыми глубинными образованиями, обладают повышенной калиевостью (см. рис. 32, табл. 9). Вполне допустимо, что эта особенность связана с тем же процессом, который обусловил и рождение калиевых гранитоидов 2-го ритма, т. е. с усилением интрателлурического притока калия в магматическую систему.

17. Среди послегранитовых даек Бокалинского интрузива присутствуют почти все типы пород, характерные для описываемых далее золоторудных поясов, в том числе тоналит- и плагиогранит-порфиры, натрово-калиевые гранит-порфиры, диорит-порфириты, лампрофиры с повышенной калиевой и общей щелочностью, наконец, сильно гидротермально измененные порфиры и порфириты с серицитом, хлоритом, вторичным кварцем и т. п. Примечательны явственно выраженная минералого-геохимическая специализация пород интрузива на золото и прямые признаки повышенной золотоносности. В числе последних надо упомянуть зоны дробления, сопровождаемые альбитизацией, окварцеванием, сульфидной вкрапленностью или вторичным ожелезнением, которые, как установлено З. А. Юдалевичем, золотоносны. Есть признаки золотоносности скарнов в районе колодца Оразалы (по И. В. Мушкину). Поэтому следует говорить не только о признаках связи золотого оруденения с Бокалинским интрузивом, но и рекомендовать постановку здесь золотопоисковых работ.

18. Бокалинский интрузив прорывает архарскую свиту Ca_2b_2. По соседству в конгломератах тохтатауской свиты MC_2m_2 по Курусаю, Чиили, Архарсаю А. П. Титовой, А. Д. Посредниковым и Д. И. Хейфец в последнее время обнаружены гальки натровых гранитоидов. Среди них З. А. Юдалевичем определены натровые гранитоиды, обладающие характерными гранофировыми кварц-олигоклазовыми срастаниями. По составу и структурным особенностям породы галек, как отмечает З. А. Юдалевич, сходны с породами Бокалинского интрузива, хотя для более надежных сопоставлений необходимы дополнительные исследования. Если основываться на этих данных, то возраст интрузива необходимо отнести к очень узкому интервалу стратиграфической шкалы: к рубежу нижнего и верхнего московского ярусов среднего карбона.

Янгаклыкский и Актауский интрузивы

Расположены интрузивы в Южно-Нуратинских горах. Актауский сложен главным образом породами Нуратинской габбро-гранодиорит-гранитовой серии и подробно охарактеризован в гл. VIII.

Янгаклыкский интрузив полностью лежит в мраморах нижнего палеозоя. Площадь его около 14 кв. км. Форма прихотливая, со всеми признаками начальной стадии эрозии: с глубокими заливами, выступами и апофизами-сателлитами, останцами кровли и т. п. (рис. 35, 36). От Актауского он отделен узкой полоской мраморов, отличается от него высокой магнитностью (см. рис. 104 и 105 в гл. VIII).

В Янгаклыкском интрузиве развиты два главных типа пород: тоналиты, переходные к гранодиоритам, и более светлые трондьемиты, переходные к адамеллитам. Для проверки однородности Янгаклыкского интрузива сотрудницей ВСЕГЕИ В. Н. Метик по нашей просьбе было проведено специальное петрохимическое опробование по нескольким пересечениям. Выяснилось, что тоналиты и трондьемиты занимают разные площади, отвечающие разным интрузивным телам (рис. 35). Контакт между ними не изучался, однако в тоналитах в нескольких местах наблюдались инъекции трондьемитов, которым по схеме опробования соответствуют пробы 24 и 52. Поэтому более позднее по сравнению с тоналитами формирование трондьемитов не вызывает особых сомнений.

Площадное опробование иллюстрирует высокую однородность интрузивных тел, ибо ложащиеся в пределы каждого из них химические анализы обнаруживают совершенно несущественные различия (табл. 11). Однородность Янгаклыкского интрузива нарушается редкими блоками-останцами диоритов и кварцевых диоритов, которые местами непосредственно граничат с мраморами. Тоналиты и трондьемиты прорваны небольшими телами и дайками мелкозернистых биотитовых гранитов, ко-

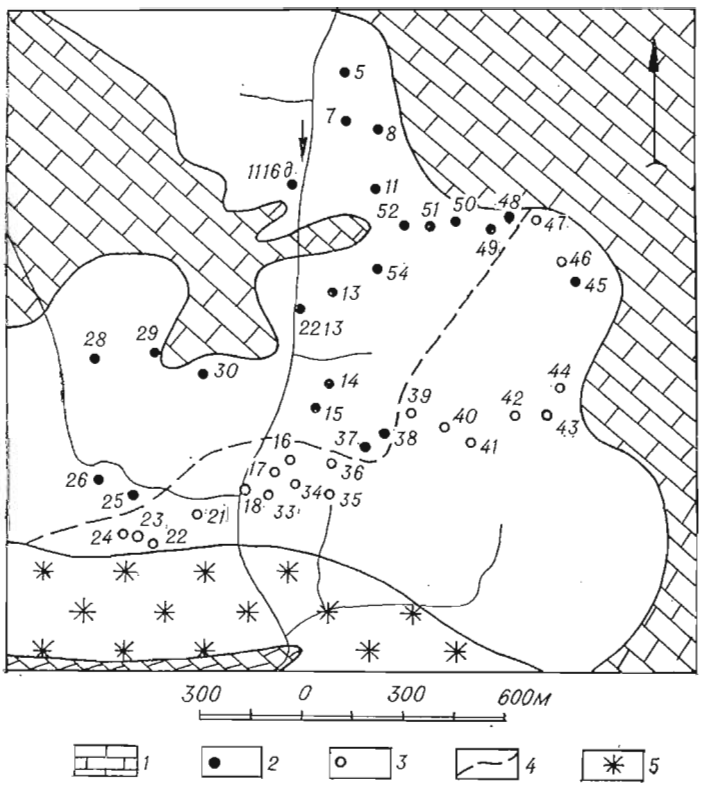


Рис. 35. Схема петрохимического опробования юго-восточной части Янгаклыкского интрузива (по В. Н. Метик).

1 — мраморы; *2* — пробы с содержанием SiO_2 64,0—67,5% (тоналиты); *3* — пробы с содержанием SiO_2 67,5—69,5% (трондьемиты); *4* — линия предполагаемого контакта; *5* — двуслюдяные граниты с гранатом, принадлежащие Гатчинскому комплексу Нуратинской серии.

торые, исходя из петрохимических особенностей (№ 53, 54 в табл. 11), также отнесены к Бокалинской серии. Кроме того, есть дайки тоналит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов (см. ниже), а также много даек и отдельных тел различных гранитов, относящихся уже к Нуратинской серии.

Тоналиты и трондьемиты Янгаклыкского интрузива — среднезернистые слабопорфировидные породы, серые, зеленовато-серые, иногда розоватые. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой. Породы гнейсовидные или массивные, всегда с признаками катаклаза. Преобладает зональный плагиоклаз № 35—45, микроклин слабо-решетчатый, пертитовый (не более 10—12%); биотит бурый до оливкового, в приконтактовых зонах — красноватый; роговая обманка светло-зеленая, обыкновенная. Акцессорные: апатит, сфен, ортит, магнетит. Структура гипидиоморфнозернистая. Характерно устойчивое преобладание натрия над калием (см. табл. 11). По этому признаку они резко отличны от равных им по основности и сходных по облику гранодиоритов и адамеллитов Нуратинской серии, распространенных в Актауском интрузиве (см. гл. VIII).

На контактах тоналитов и трондьемитов с мраморами часто развиты зоны скарнов мощностью от сантиметров до нескольких метров. Прилегающие к ним интрузивные породы мало изменены постмагматическими процессами, имеют нормальное или даже повышенное количество кремнезема по сравнению с удаленными от контакта породами. Скарны, следовательно, преимущественно инфильтрационные. Поэтому

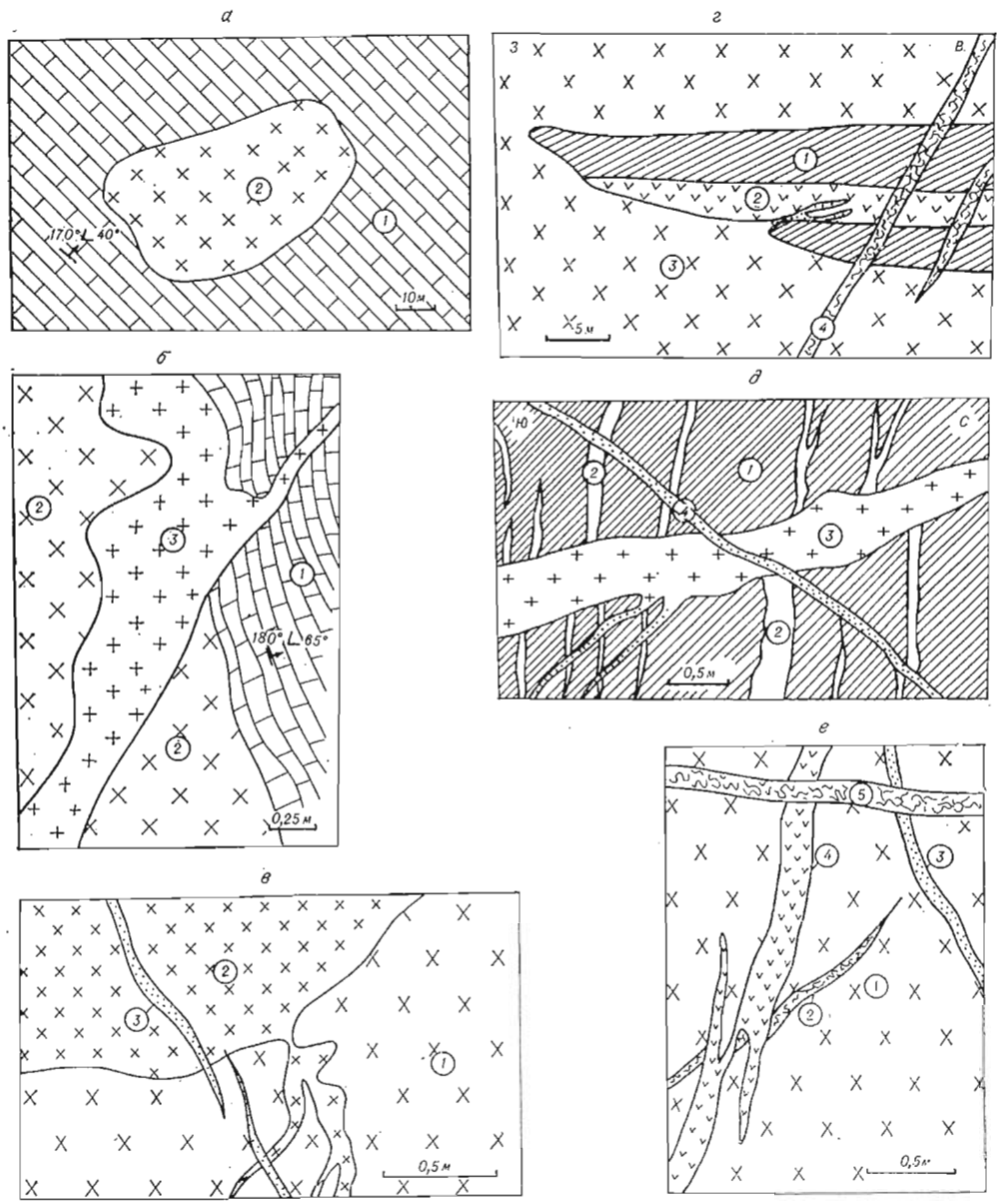


Рис. 36. Зарисовки обнажений в Янгаклыкском и северо-западной части Актауского интрузива.

а — обн. 191 (Э. И.), северо-западный эндоконтакт Янгаклыкского интрузива (*1* — мраморы, *2* — тоналиты); *б* — обн. 192 (Э. И.), там же, верховья Янгаклыксая (*1* — мраморы, *2* — тоналиты — трондьемиты, *3* — граниты); *в* — обн. 111 (Э. И.), у автодороги Лянгар — Дзюш, близ кишл. Комсомольский (*1* — тоналиты, *2* — дайка тоналит-порфира, *3* — аплит); *г* — обн. 2776 (И. М.), Джельтемесай, 600 м, к юг-юго-западу от колодца Дара (*1* — роговики-сланцы, *2* — дайка кварцевого диорит-порфирита, см. № 57—58 в табл. 11, *3* — роговообманково-биотитовые адамеллиты Нуратинской серии, *4* — пегматиты); *д* — обн. 2775 (И. М.), там же, 500 м к юго-западу от кишл. Дара (*1* — роговики, *2* — кварцевые жилы, *3* — биотитовые граниты Нуратинской серии, *4* — пегматит-аплиты); *е* — обн. 535 (Э. И.), там же, где 36в (*1* — тоналиты, *2* — пегматит, *3* — аплит, *4* — апофиза кварцевого диорита Нуратинской серии, см. № 59 в табл. 11, *5* — поздний пегматит).

приконтактовые явления магматической (доскарновой) стадии различаются достаточно уверенно.

Наиболее типичен контакт с мраморами в северной части Янгаклыкского интрузива у шоссе Лянгар — Хатырчи. Эндоконтактовые тоналиты здесь по облику и составу мало отличаются от тоналитов внут-

ренней части интрузива, но еще беднее калием (№ 7 в табл. 11). Содержат биотит с характерным красным оттенком (в шлифе). В непосредственном контакте прослеживается прерывистая лейкократовая аплитовидная оторочка, наоборот, обогащенная калием (№ 52 в табл. 11). Плагиоклаз имеет ядро № 30—32 и узкую кайму № 23—25, т. е. он кислее, чем в типовых тоналитах интрузива. Судя по этому признаку и химизму пород, обогащения эндоконтактовой зоны кальцием за счет мраморов не происходит.

В верховьях Янгаклыксая наблюдались апофизы тоналитов в мраморах, удаленные от интрузива на сотни метров (№ 3 в табл. 11). Состав апофиз, особенно маломощных, весьма неоднороден: лейкократовые участки перемежаются с меланократовыми, содержащими более 25% амфибола и биотита; резко варьируют соотношения микроклина, кварца и плагиоклаза. Меланократовые участки по содержанию кремнезема (55—58%) близки к диоритам, но по всем прочим компонентам принципиально отличаются от нормальных диоритов: богаче Ca и Na, гораздо беднее Mg, Fe и K (№ 48, 49 в табл. 11). Поражает необычно высокое содержание глинозема (до 20%). Поскольку окружающие породы представляют собой чистые известняки, а сланцевых ксенолитов нет вовсе, трудно уйти от вывода, что в данном случае имело место локальное перераспределение глинозема, т. е. что он не был вполне инертным компонентом.

Мы привели достаточно типичный, но все же относительно редкий пример, когда взаимодействие тоналитов с известняками приводит к появлению меланократовых пород диоритового облика. Однако из перечисленных данных следует, что эти породы в отличие от собственно магматических диоритов крайне неоднородны, характеризуются весьма специфическими соотношениями между кремнеземом и прочими породообразующими окислами, т. е. представляют собой явные гибриды. Добавим, что плагиоклаз в диоритоподобных гибридных породах обычно кислее, чем в нормальных диоритах (№ 40 и меньше). В тех же и в большинстве других апофиз, а также в мелких телах тоналитов и трондьемитов, залегающих в мраморах, отмечаются повышенные содержания микроклина, сфена и ортита и преобладание роговой обманки над биотитом. Последний нередко присутствует только в центральных частях тел. Повышенная калиевость отчетливо фиксируется анализами (№ 50 и 51 в табл. 11). Вместе с тем в непосредственном эндоконтакте часто присутствует узкая (1—5 см) зонка плагиогранитного состава, в которой из цветных минералов есть только моноклинный пироксен и (или) густо-зеленая роговая обманка вместе с обильными сфеном и ортитом. Несмотря на эти фиксируемые минералогически признаки обогащения известью, плагиоклаз остается кислым: № 35—37 в ядре, № 20 на краю.

Тоналиты и трондьемиты того же облика и состава, что и вышеописанные, наблюдались также в Актауском интрузиве главным образом на северо-западе, в районе кишл. Дара. Есть они и в юго-западной его части, недалеко от скарновых карьеров, а возможно, и в других частях. В районе кишл. Дара в тоналитах присутствуют ксенолиты кварцевых диоритов (№ 1 в табл. 11, фото 28), широко распространены жилы и отдельные мелкие тела различных гранитов, аплитов и пегматитов. Исходя из геологической позиции, часть лейкократовых пород надо относить к Бокалинской серии, но большую часть — к Нуратинской. Здесь же наблюдалось пересечение тоналитов и сопровождающих их лейкократовых жильных пород более поздними кварцевыми диоритами (рис. 36, *е* и фото 29), обладающими повышенной калиевостью и принадлежащими уже Нуратинской серии (№ 59 в табл. 11).

Там же тоналиты секутся дайками тоналит-порфиров (№ 56 в табл. 11), которые, в свою очередь, пересечены более поздними грани-

Таблица 11

Янгаклыкский и Актауский интрузивы (Бокалинская серия)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. Кварцевый диорит										
1	535б	60,23	0,70	16,19	1,53	4,49	0,14	3,30	5,18	4,25	1,88	0,08	1,53	0,38	0,22	0,10	99,88
							2. Тоналиты										
2	535а	64,10	0,67	16,21	0,18	5,48	0,09	2,20	4,06	4,35	1,32	0,10	0,98	0,35	0,10	0,10	100,09
3	1170и	64,10	0,53	15,80	1,78	3,04	0,14	2,00	5,70	4,89	0,95		0,78				99,71
4	8а	64,50	0,66	16,32	1,58	3,95	0,09	1,58	3,90	3,83	2,23		0,73	0,27			99,64
5	38	64,60	0,67	15,04	2,19	2,51	0,09	2,42	4,31	3,40	2,53		1,51	0,28			99,55
6	11	64,75	0,72	15,95	2,21	2,27	0,03	1,77	4,37	3,89	2,12		1,24	0,28			99,60
7	1116д	64,80	0,41	18,40	0,48	3,20	0,08	1,33	3,90	4,82	0,81		1,79				100,02
8	28	65,25	0,68	16,42	1,51	2,51	0,07	1,66	4,13	3,88	2,27		0,87	0,23			99,48
9	7	66,05	0,71	16,46	0,95	2,63	0,06	1,48	4,13	4,10	2,36	0,12	0,99	0,28			100,32
10	54	66,10	0,58	15,70	2,04	1,91	0,09	1,74	3,99	4,10	2,10	0,31	1,03	0,24			99,93
11	14	66,20	0,60	16,11	1,39	2,04	0,07	0,47	5,47	3,85	2,35		1,35	0,32			100,16
12	26	66,32	0,72	16,20	1,59	2,27	0,05	1,40	4,05	3,76	2,11	0,17	1,07	0,27			99,98
13	51	66,54	0,55	16,08	1,53	2,09	0,06	1,34	4,19	4,00	2,00		1,16	0,25			99,79
14	37	66,55	0,58	15,45	2,44	1,91	0,06	1,32	3,78	3,94	2,34		0,87	0,27			99,51
15	49	66,56	0,71	16,09	1,85	1,67	0,07	1,47	4,22	3,78	2,00	0,20	1,09	0,28			99,99
16	30	66,70	0,73	16,20	1,24	2,51	0,04	1,46	3,87	3,76	2,21	0,13	0,77	0,26			99,88
17	5	66,80	0,53	15,84	1,38	2,09	0,08	2,12	3,32	3,47	2,62	0,31	1,44	0,22			100,22
18	2213	66,90	0,37	16,67	0,78	2,20	0,13	1,40	3,22	4,00	2,76	0,15	1,08	0,11	0,16	0,11	99,77
19	48	67,00	0,54	15,82	1,11	2,51	0,06	1,30	4,04	3,84	2,36		0,99	0,25			99,82
20	29	67,05	0,58	14,91	2,26	2,15	0,08	1,43	4,01	3,90	2,23		0,94	0,26			99,80
21	50	67,20	0,56	15,81	1,48	2,03	0,07	1,41	3,90	3,76	2,23		0,89	0,34			99,68
22	52	67,20	0,65	16,25	1,78	1,73	0,03	1,55	3,84	3,75	2,08	0,20	1,11	0,28			100,45
23	15	67,20	0,59	15,47	1,71	2,27	0,07	1,23	3,60	3,82	2,52		0,84	0,21			99,53
24	25	67,50	0,61	15,90	1,34	1,91	0,06	1,44	3,81	3,73	2,22	0,16	0,93	0,25			99,86
Среднее из	23	66,09	0,61	16,05	1,51	2,47	0,07	1,54	4,08	3,94	2,12	0,08	1,06	0,24			99,86
							3. Трондьемиты										
25	45	66,80	0,72	16,45	1,09	2,21	0,07	1,36	3,76	3,80	2,35	0,19	1,13	0,28			100,21
26	367а	67,58	0,66	14,93	0,02	4,89	0,03	1,54	3,02	3,95	2,04	0,08	1,30	0,11			100,15
27	39	67,60	0,52	15,28	1,24	2,39	0,05	1,24	3,50	4,00	2,66		1,06	0,24			99,78

28	40	67,61	0,65	15,94	1,88	1,38	0,02	1,31	3,58	3,67	2,36	0,15	1,10	0,25		99,90
29	23	67,65	0,60	15,21	1,80	1,67	0,04	1,04	4,01	3,76	2,50		1,04	0,21		99,53
30	16	67,65	0,60	14,97	1,56	2,33	Сл.	1,38	3,49	3,63	2,52		1,05	0,32		99,50
31	47	67,82	0,54	15,58	1,23	2,03	0,05	1,35	3,72	3,87	2,26		1,03	0,28		99,76
32	11а	67,90	0,52	14,86	0,97	1,78	0,05	1,16	3,37	3,79	3,28		1,69	0,21		99,53
33	36	67,90	0,53	15,52	1,65	1,67	0,08	1,31	3,58	3,87	2,40	0,15	1,18	0,22		100,06
34	44	68,10	0,52	15,71	1,32	1,79	0,05	1,18	3,49	3,90	2,52		0,89	0,25		99,72
35	34	68,13	0,65	15,76	1,56	1,56	Сл.	1,29	3,61	3,82	2,31	0,20	1,00	0,24		100,13
36	35	68,16	0,62	14,78	2,26	1,44	0,04	1,38	3,43	3,81	2,50		0,95	0,27		99,64
37	18	68,30	0,56	15,05	1,75	2,15	0,07	1,26	3,37	3,94	2,44		0,86	0,25		100,00
38	41	68,47	0,55	14,94	1,80	1,67	0,10	1,28	3,43	3,94	2,47		0,72	0,29		99,66
39	42	68,49	0,58	15,86	1,28	1,67	0,07	1,18	3,24	3,78	2,36	0,16	0,91	0,24		99,82
40	22	68,63	0,54	15,69	1,23	2,15	0,04	1,25	3,44	3,76	2,36	0,21	0,71	0,24		100,25
41	46	68,85	0,51	15,47	1,03	1,91	0,06	1,17	3,55	3,81	2,52		0,84	0,22		99,94
42	33	68,85	0,57	15,44	1,46	2,09	Сл.	1,20	3,29	3,76	2,41	0,25	0,93	0,21		100,21
43	17	68,85	0,55	15,38	1,36	1,91	0,04	1,29	3,43	3,68	2,47		0,91	0,22		100,09
44	43	68,90	0,45	15,26	0,73	2,03	0,05	0,97	3,43	3,62	3,00		0,98	0,21		99,73
45	27	69,19	0,48	15,17	1,30	1,61	0,03	1,13	2,66	3,70	3,26	0,15	0,83	0,24		99,75
46	21	69,35	0,48	14,38	1,71	2,04	Сл.	1,21	2,96	3,85	3,00		0,94	0,20		100,12
47	24	68,50	0,49	14,99	1,81	1,26	0,08	1,17	2,02	3,94	2,79	0,40	1,70	0,19		100,34
Среднее	из 23	69,27	0,56	15,33	1,39	1,98	0,04	1,25	3,36	3,81	2,56	0,08	1,03	0,23		99,89

4. Приконтактовые породы с повышенной основностью

48	1170з	55,15	0,66	20,00	1,19	3,04	0,21	1,70	11,30	5,40	0,25		1,78			100,68
49	1170ж	58,30	0,69	18,30	2,05	1,98	0,19	1,90	9,45	5,38	0,32		1,98			100,54
Среднее	из 2	56,72	0,68	19,15	1,62	2,51	0,20	1,80	10,38	5,39	0,28		1,88			100,61

5. Приконтактовые тоналиты и адамеллиты с повышенной калиевостью

50	1170е	62,12	0,51	18,81	0,32	1,52	0,05	1,27	4,95	3,89	6,60		0,68			100,72
51	1165г	68,00	0,50	14,10	1,38	2,13	0,12	1,63	3,03	3,45	5,32		0,49			100,15
Среднее	из 2	65,06	0,51	16,46	0,85	1,83	—	1,45	3,99	3,67	5,96					100,22

6. Приконтактовый лейкогранит

52	1116е	74,00	0,28	14,40	0,30	0,20	0,08	0,40	1,55	3,85	4,50		0,78			100,34

Таблица 11 (окончание)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
7. Биотитовые граниты																	
53	1165и	71,00	0,40	13,75	1,16	2,10	0,10	0,80	2,40	3,89	3,23		0,48				99,31
54	1180а	72,00	0,38	13,85	1,37	2,05	0,08	0,90	2,90	3,99	2,89		0,46				100,87
Среднее	из 2	71,50	0,39	13,80	1,27	2,08	0,09	0,85	2,65	3,95	3,06		0,47				100,11
8. Приконтактовый лейкогранит																	
55	1165в	71,01	0,26	13,20	0,49	2,13	0,13	0,80	2,23	4,06	5,30		0,51				99,12
9. Тоналит-порфир дайковый																	
56	104а	66,33	0,50	16,10	1,20	2,80	0,05	1,55	4,22	3,85	2,40	0,06	0,69	0,25	0,30		100,00
10. Диорит-порфириты																	
57	2276	58,19	0,88	16,34	1,38	4,57	0,10	3,00	4,62	4,00	2,95	0,24	3,24	0,13	0,44	0,24	99,64
58	2276а	58,58	0,91	16,16	1,45	4,86	0,11	3,00	4,62	3,91	2,95	0,38	3,40	0,22	0,22	0,30	100,55
Среднее	из 2	58,38	0,90	16,25	1,41	4,71	0,10	3,00	4,62	3,99	2,95	0,31	3,32	0,17	0,33	0,27	100,08
11. Кварцевый диорит Нуратинской серии																	
59	535а-1	58,44	1,15	17,07	0,48	6,84	0,14	3,10	5,32	2,25	2,87	0,08	1,60	0,48	0,10	0,27	99,82

Примечание. 1 (Э. И.) — северо-западная часть Актауского интрузива близ кишл. Комсомольский. 2 (Э. И.) — там же. 3 (кв) (А. П.) * — верховья Янгаклыксая. 24 (Э. И.) — северо-западная часть Янгаклыкского интрузива. Местоположение обр. 4—23, 25—47 показано на рис. 36. 48 (кв) (А. П.) — порода из апофизы в мраморах мощностью 10 м, верховья Янгаклыксая. 49 (кв) — то же, из апофизы мощностью 2 м, там же. 50 (кв) (А. П.) — апофиза в известняке мощностью 2 м, там же. 51 (кв) (А. П.) — из апофизы в мраморе мощностью 10 см, там же. 52 (кв) (А. П.) — из оторочки мощностью 3 см в контакте тоналитов с мраморами. 53 (кв) (А. П.) — из тела, секущего адамеллиты, верховья Янгаклыксая. 54 (кв) (А. П.) — то же. 55 (кв) (А. П.) — там же, из непосредственного эндоконтакта. 56 (Э. И.) — из дайки, секущей тоналиты и аплиты, там же, где № 1. 57 (И. М.) — из дайки, прорванной адамеллитами Нуратинской серии (см. рис. 36, г). 58 (И. М.) — там же. 59 (Э. И.) — там же, где № 1 и 2, из инъекции-апофизы, секущей тоналиты Бокалинской серии (см. рис. 36, е, фото 29).

* Здесь и в последующих таблицах индексом (кв) отмечены анализы, выполненные на квантометре в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР, руководимой Н. В. Арнаутовым. В этих анализах железо, щелочи и потери при прокаливании определены обычными химическими методами.

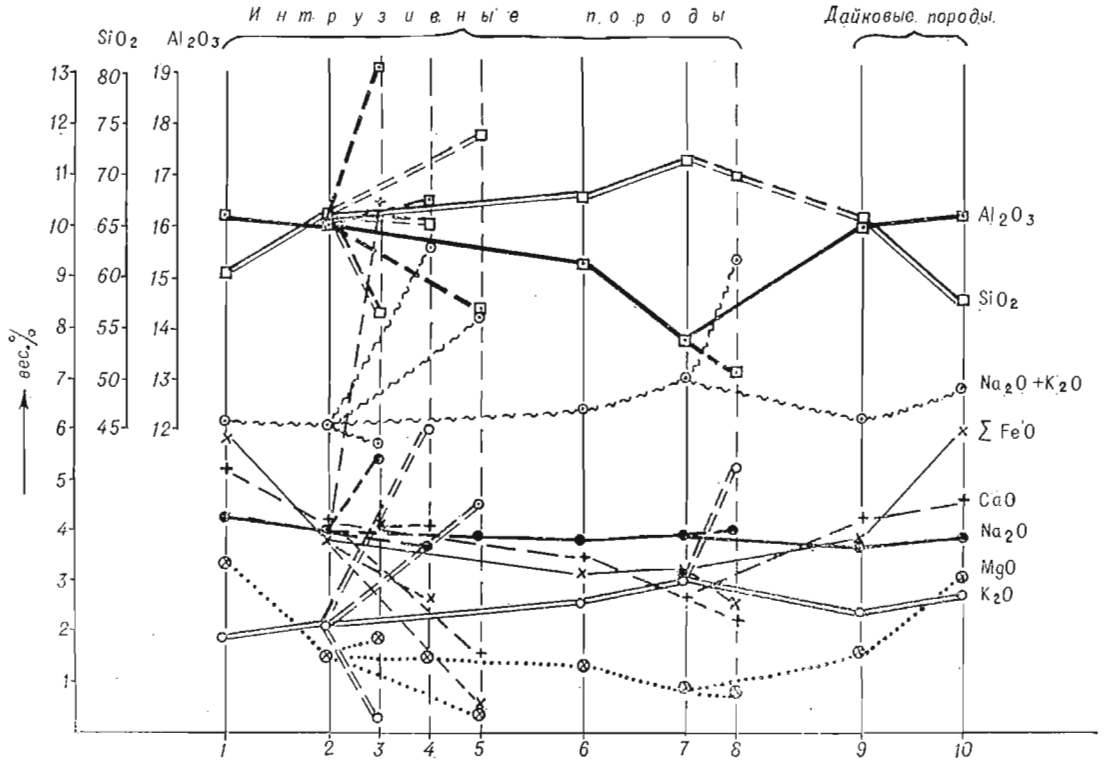


Рис. 37. График эволюции по фазам и фациям Бокалинской серии в Янгаклыкском и Актауском интрузивах. Построен по данным табл. 11.

Группы пород: *1* — кварцевый диорит; *2* — тоналиты; *3* — эндоконтактовые тоналиты повышенной основности; *4* — тоналиты повышенной калиевости у контактов с мраморами; *5* — эндоконтактовый лейкогранит; *6* — тондьемиты; *7* — биотитовые граниты; *8* — эндоконтактовый лейкогранит; *9* — дайковый тоналит-порфир; *10* — дайковые диорит-порфириты.

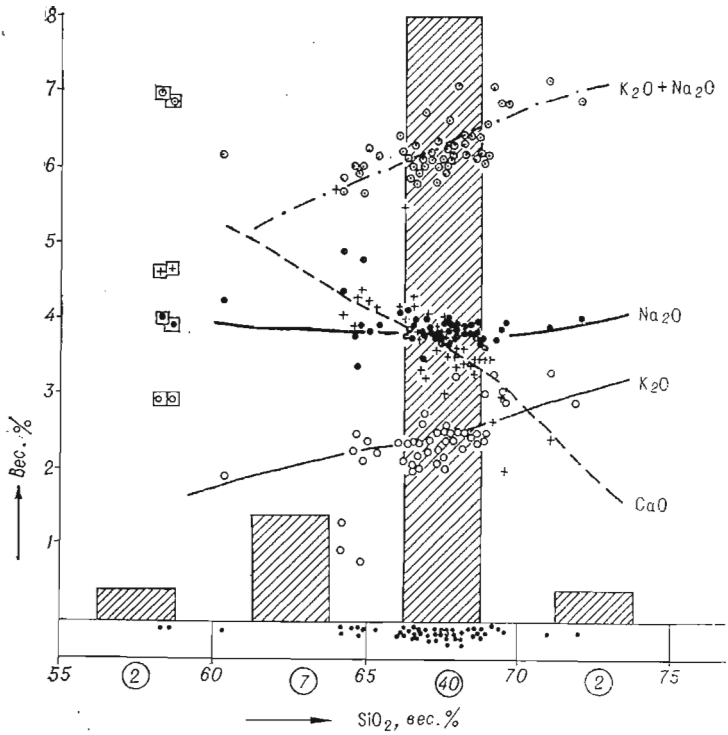


Рис. 38. Статистико-петрохимическая диаграмма Бокалинской серии в Янгаклыкском и Актауском интрузивах. Сост. по табл. 11. Квадратиками обведены фигуративные точки дайковых пород.

тами Нуратинской серии и их апофизами (рис. 36, *в*). В том же районе в экзоконтакте Актауского интрузива И. В. Мушкин задокументировал дайки кварцевых диорит-порфиритов, ассоциирующих с системами кварцевых жил и вместе с последними срезаемых гранодиоритами и адамеллитами (рис. 36, *г*). Тоналит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты сильно ороговикованы (биотитизированы), рассланцованы. Из первичных минералов распознаются плагиоклаз (олигоклаз-андезин), роговая обманка, кварц, биотит, микроклин (мало), сфен, апатит. Основная масса микропризматически-зернистая. Это подчеркнуто натровые породы (№ 57—58 в табл. 11).

Дайки кварцевых диорит-порфиритов наблюдались А. П. Пономаревой еще в одном месте (и только): в западной части Янгаклыкского интрузива по Янгаклыксаю, в 1—2 км к северу от известняковой гряды. Здесь зафиксировано более 10 даек восток-северо-восточного простирания мощностью от 0,1 до 1,5—2 м, пересекающих трондьемиты. Породы даек темные, с вкрапленниками зонального плагиоклаза, оливкового биотита и зеленой роговой обманки, замещенной агрегатом мелкочешуйчатого биотита. Основная масса богата кварцем, содержит микроклин, обогащена кучным мелкочешуйчатым биотитом и по структуре близка к контактовым роговикам. Акцессорные: сфен, ортит, апатит, эпидот, рудный. В некоторых дайках роговая обманка отсутствует, породы очень близки к тоналит- или трондьемит-порфирам. По шлифам они до деталей похожи на одноименные породы Бокалинского интрузива. Здесь же отмечено пересечение даек жилами аплитов. Этот факт наряду с признаками наложенного контактового метаморфизма свидетельствует о влиянии более поздних гранитных тел Нуратинской серии, широко развитых в ближайшем соседстве.

В местах, где развиты породы Нуратинской серии, подобных даек отмечено не было, несмотря на вполне достаточную детальность пло-

щадного обследования. Этот и другие факты, изложенные выше, служат основанием для отнесения даек именно к Бокалинской серии.

Резюме по Янгаклыкскому и Актаускому интрузивам:

1. Бокалинская серия в Янгаклыкском и Актауском интрузивах представлена следующим рядом пород: диориты и кварцевые диориты — тоналиты — трондьемиты — биотитовые граниты — тоналит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты (рис. 37).

2. Почти весь этот ряд пород обладает высокой натровостью, присущей в Западном Узбекистане только Бокалинской серии (рис. 37, 38). Сходство подчеркивается также высокой магнитностью пород Янгаклыкского интрузива, очень сходной с таковой Бокалинского. По этим и другим признакам рассматриваемый ряд пород существенно отличается от Нуратинской серии в Актауском интрузиве. Специальное сравнение будет дано далее (см. гл. X).

3. Геологические доказательства разновозрастности двух серий в рассматриваемых объектах следующие: прорывание тоналитов кварцевыми диоритами на северо-западе Актауского интрузива; развитие даек тоналит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов только в натровых гранитоидах; прорывание этих даек гранодиоритами и адамеллитами Нуратинской серии; метаморфизм даек гранитами той же серии; наконец, наличие систем кварцевых жил, сопровождающих дайки, но более ранних, чем гранитоиды Нуратинской серии.

Заркайнарский интрузив

Интрузив расположен в Южном Нурата, на простирании тех же структур, которые контролируют размещение Актауского интрузива. Известен и под названием Нуратинского интрузива. После работ И. М. Исамухамедова (1955) никем специально не изучался. В 1967 г. Э. П. Изохом было сделано пересечение по Заркайнарсаю. В 1968 г. М. В. Сухиным и П. А. Кашубой были пройдены геолого-геофизические разрезы.

Площадь интрузива около 170 кв. км. Он целиком залегает в мраморах (рис. 39, 40). И. М. Исамухамедовым здесь выделены породы только трех фаз: кварцевые диориты, биотитовые граниты и аляскиты. Судя по нашим данным, строение интрузива гораздо сложнее. Он скорее всего полихронный, т. е. сложен породами двух интрузивных серий: Бокалинской и Нуратинской.

В маршруте по Заркайнарсаю установлен следующий ряд интрузивных пород: 1 — габбро-диориты и диориты, 2 — кварцевые диориты, 3 — роговообманково-биотитовые тоналиты, 4 — биотитовые тоналиты, 5 — роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты, 6 — порфировидные биотитовые адамеллиты, 7 — биотитовые граниты, 8 — двуслюдяные граниты.

Габбро-диориты и диориты слагают крупные блоки в тоналитах. Породы мелкозернистые, темные, сравнительно однородные, массивные. Состав: зональный андезин-лабрадор, зеленая роговая обманка, небольшое количество биотита, сфен, апатит и рудный минерал. Это наиболее основные породы интрузива, обогащенные натрием (№ 1 и 2 в табл. 12). По петрографическим признакам они более всего сходны с одноименными породами Бокалинского интрузива. Благодаря окружению более поздних гранитоидов рассматриваемые породы полосами и пятнами сильно гранитизированы, пронизаны инъекциями и дайками тоналитов, аплитов, пегматит-аплитов (рис. 41, *а, б*) .Процесс гранитизации и переработки блоков-ксенолитов был сложным, многостадийным. Кварцевые диориты также образуют отдельные блоки и, кроме того, многочисленные мелкие ксенолиты, главным образом, в тоналитах ниже кишл. Заркайнар. Это среднезернистые серые породы,

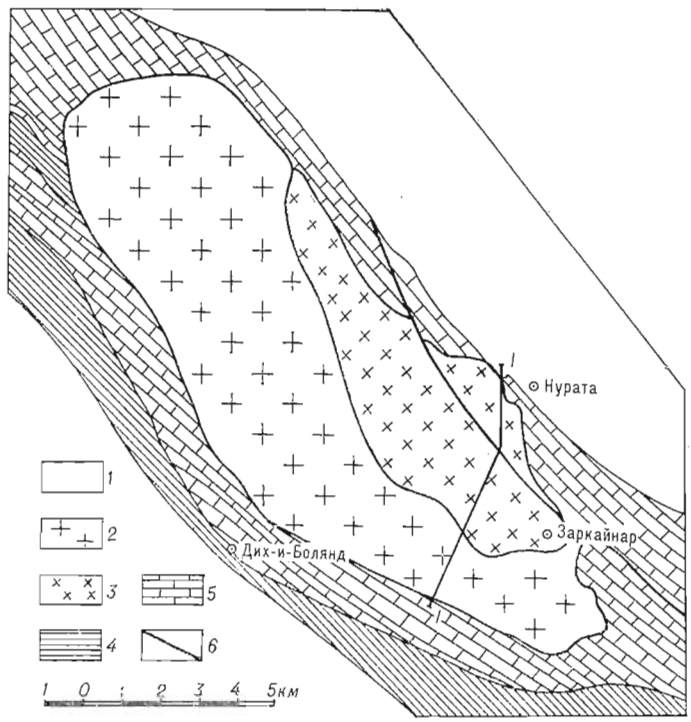


Рис. 39. Строение Заркайнарского интрузива, по И. М. Исамухамедову (1955).

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; *2* — биотитовые и двуслюдяные граниты; *3* — кварцевые диориты; *4* — песчанико-сланцевые отложения Pz_1; *5* — известняки S_1; *6* — линия разлома. *I—I* — линия геолого-геофизического разреза (см. рис. 40).

состоящие из зонального андезин-лабрадора, зеленой роговой обманки, оливкового биотита, кварца, сфена, апатита, ортита, рудного минерала, практически лишенные микроклина. Судя по химизму (№ 3—5 в табл. 12), это подчеркнуто натровые породы.

Роговообманково-биотитовые тоналиты и гранодиориты (нерасчлененные) — массивные, местами слегка гнейсовидные, средне-крупнозернистые. Они состоят из зонального андезина, кварца, оливково-бурого биотита и редкой зеленой или бледно-зеленой роговой обманки. Акцессорные: сфен, апатит, эпидот, ортит, магнетит. Микроклин в одних местах совершенно отсутствует, в других составляет 15—20% и даже более. Соответственно этому отмечаются породы с резким преобладанием натрия над калием и с близкими содержаниями этих компонентов. Соотношения между теми и другими в поле специально не выяснялись, лишь случайно было сделано следующее важное наблюдение. В Заркайнарсае (рис. 41, *г*) был отмечен контакт тоналитов (№ 6 в табл. 12) с мраморами, вдоль которого развиты обогащенные натрием лейкократовые пегматоидные зонки и обособления (№ 30 в табл. 12), а также участки гранат-пироксенового скарна с эпидотом и секущими кварцевыми жилами. Вся эта контактовая зона пересечена дайкой гранодиорита (№ 17 в табл. 12), которая сопровождается своими лейкократовыми каймами, а также поздними скарнами.

Это — единственный известный нам в Западном Узбекистане случай, когда скарны пересечены не лейкократовыми прожилками, а настоящей интрузивной породой повышенной основности. Этот факт заставляет подозревать, что тоналиты и гранодиориты в Заркайнарском интрузиве представляют собой резко разновозрастные образования.

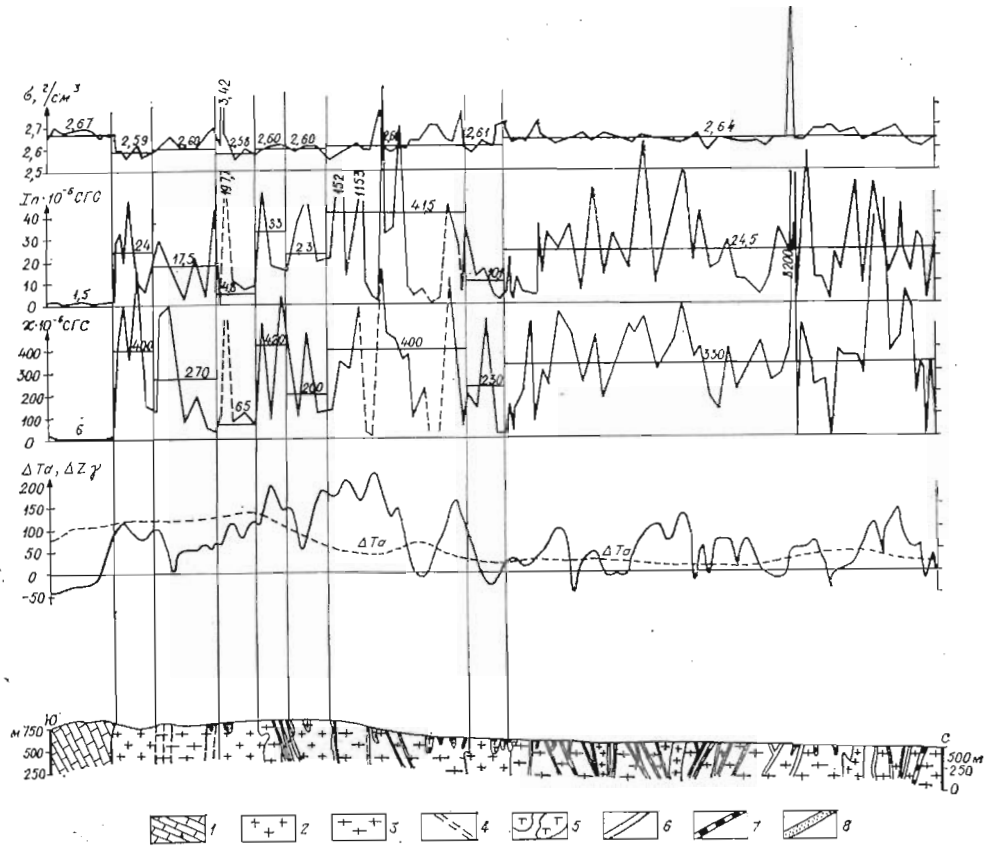


Рис. 40. Геолого-геофизический разрез через восточную часть Заркайнарского интрузива. Сост. М. В. Сухин и П. А. Кашуба.

1 — мраморы; *2* — среднезернистые биотитовые граниты; *3* — биотитовые гранодиориты и адамеллиты; *4* — зоны катаклаза; *5* — роговообманково-биотитовые гранодиориты; *6* — дайки биотитовых гранитов; *7* — дайки двуслюдяных гранитов; *8* — дайки пегматитов. Графики: σ — плотности, χ — магнитной восприимчивости, *Jn* — остаточной намагниченности, *ΔZ* — наземной магнитометрической съемки, *ΔTa* — аэромагнитной съемки.

Крупнозернистые биотитовые тоналиты наблюдались в районе кол. Заркайнар и к запад-юго-западу от него. Эти породы близки по составу к тоналитам предыдущей группы (см. № 10 в табл. 12), от которых отличаются более крупнозернистым сложением и полным отсутствием роговой обманки. Вблизи колодца Заркайнар они прорывают роговообманково-биотитовые тоналиты (рис. 41, *в*).

Мелкозернистые порфировидные адамеллиты слагают отдельное интрузивное тело в юго-восточной части интрузива. Это розоватые породы с вкрапленниками микроклина размером 0,5—1 см. Они лишены роговой обманки, местами содержат мусковит. Натрий преобладает над калием (№ 18—23 в табл. 12).

Примерно в 3 км на запад-юго-запад от колодца Заркайнар в нескольких местах отмечены отчетливые контакты порфировидных адамеллитов с более ранними крупнозернистыми тоналитами. Последние рассечены многочисленными апофизами адамеллитов, сопровождаются зонками биотитизации вдоль контакта. В адамеллитах широко развита приконтактовая лейкократизация.

Двуслюдяные граниты образуют многочисленные дайки мощностью 2—3 м, секущие все описанные выше породы.. Есть и более крупные тела, которые специально не изучались. По химизму (№ 24—29 в табл. 12) это наиболее кислые и наиболее калиевые породы Заркай-

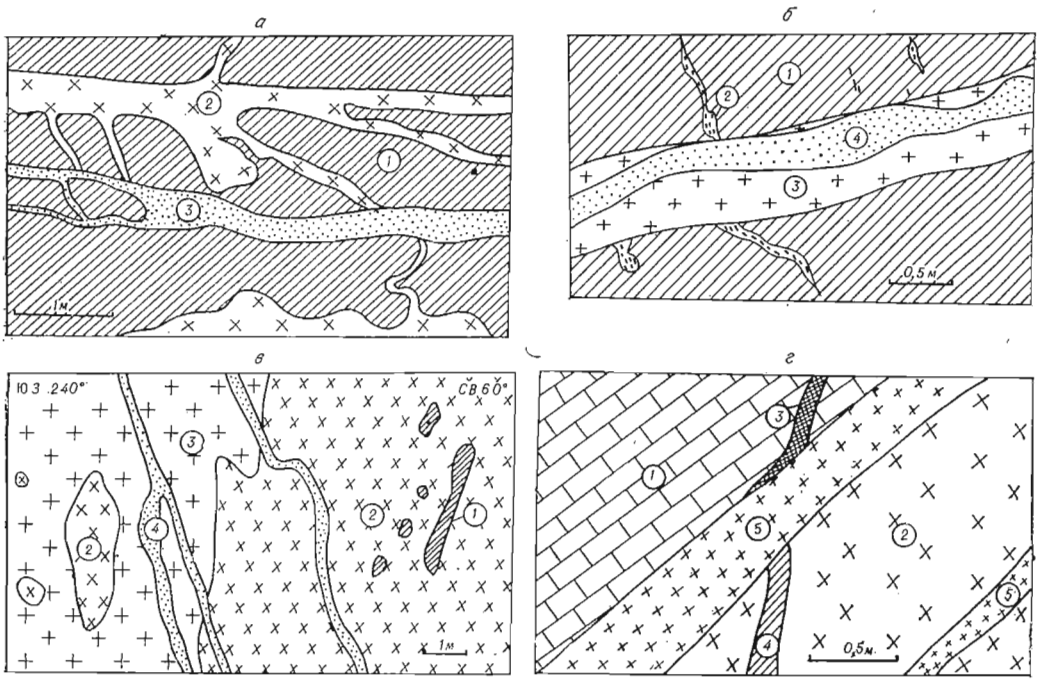


Рис. 41. Зарисовки обнажений в Заркайнарском интрузиве (Э. И.).

а — обн. 120, восточная окраина кол. Заркайнар (*1* — габбро-диориты, *2* — среднезернистые тоналиты, *3* — аплитовидные граниты); *б* — обн. 120, там же (*1* — габбро-диориты, *2* — участки гранитизации, *3* — крупнозернистые тоналиты, *4* — аплит); *в* — обн. 120, там же (*1* — ксенолиты габбро-диоритов, *2* — среднезернистые роговообманково-биотитовые тоналиты, *3* — крупнозернистые биотитовые тоналиты, *4* — пегматит-аплит); *г* — обн. 115, правый борт Заркайнарсая, к востоку от шоссе (*1* — мраморы, *2* — тоналиты, *3* — скарны, *4* — кварцевая жила, *5* — дайка гранодиорита Нуратинской серии).

нарского интрузива, являющиеся типичными представителями Гатчинского комплекса Нуратинской серии. В нескольких местах по Заркайнарсаю отмечены также дайки биотитовых гранитов, насыщенных ксенолитами роговиков и сходных по облику с породами Шуракского комплекса Нуратинской серии.

Контактовые явления изучались И. М. Исамухамедовым (1955, табл. 84), которым пройдено 5 петрохимических профилей. По приведенным в его работе описаниям и химическим анализам легко убедиться, что изученные им приконтактовые процессы сводятся преимущественно к изменению количественных соотношений между калием и натрием, и при этом — без увеличения основности. Это обычные для Западного Узбекистана типы приконтактовых явлений, детально характеризуемые и нами.

Резюме по Заркайнарскому интрузиву:

1. В Заркайнарском интрузиве распознаются интрузивные породы как Бокалинской, так и Нуратинской серий.

2. К Бокалинской серии отнесен следующий ряд пород: габбро-диориты — диориты — кварцевые диориты — роговообманково-биотитовые тоналиты — биотитовые тоналиты — адамеллиты. К Нуратинской серии относится ряд: гранодиориты — биотитовые граниты — двуслюдяные граниты. Не исключена принадлежность к последней и более основных пород, чем гранодиориты. В первую серию входят натровые породы (с превышением содержаний Na_2O над K_2O на 1,5—2% и более), во вторую — калинатровые (с равными или обратными соотношениями обеих щелочей). Участие в составе интрузива двух серий пород с разным типом щелочности иллюстрируется петрохимической диаграммой (рис. 42).

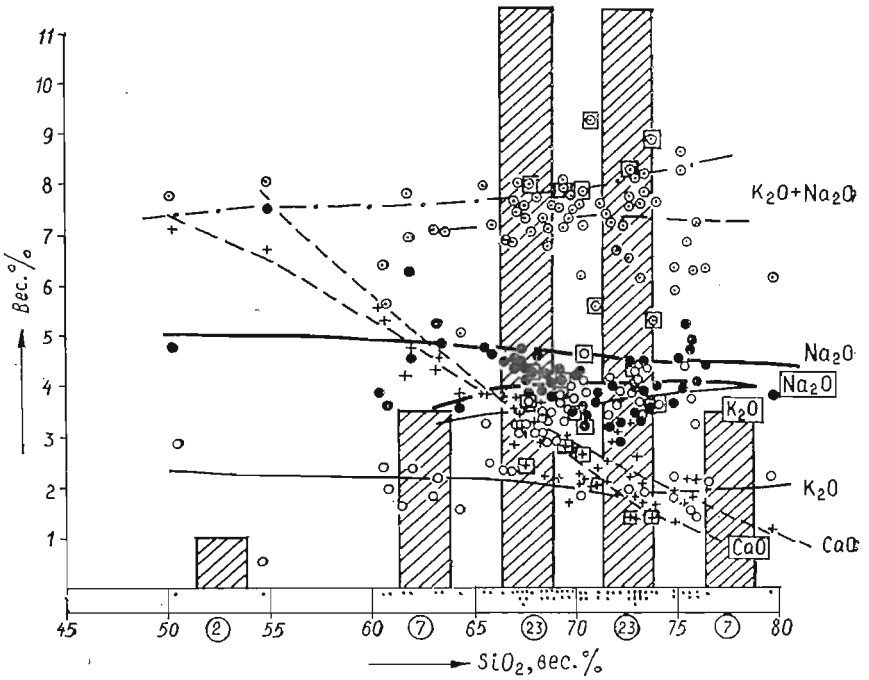


Рис. 42. Статистико-петрохимическая диаграмма Заркайнарского интрузива. Сост. по данным табл. 12 и анализам № 1028—1030, 1150—1174, 1203—1204 и 1228 из книги «Петрография Узбекистана», т. II (1965). Квадратиками обведены фигуративные точки типичных гранодиоритов и гранитов Нуратинской серии в данном интрузиве.

3. Поскольку в поле во время краткого рекогносцировочного маршрута обе серии не были распознаны и взаимоотношения не изучались, намеченное расчленение требует проверки.

4. По наблюдениям М. В. Сухина, часть пород средней основности обладает повышенной магнитной восприимчивостью, обусловленной высоким содержанием магнетита (до 4700 г/т). Соответственно этому магнитное поле над интрузивом в отдельных местах достигает значений $+200\gamma$, что до сих пор в Западном Узбекистане считалось характерным только для Бокалинского интрузива. Другая часть среднеосновных пород слабомагнитная благодаря низкому содержанию или отсутствию магнетита. Эти данные подтверждают предположение о развитии в пределах интрузива двух сходных по основности типов пород: высокомагнитных тоналитов и слабомагнитных гранодиоритов, принадлежащих разным интрузивным сериям.

Устукский интрузив

Интрузив расположен в хр. Северный Нурата. Сложен главным образом гранитоидами Нуратинской серии и подробно охарактеризован в гл. VIII. Изучался в 1967—1968 гг. З. А. Юдалевичем и его сотрудниками. Тогда же М. В. Сухин выполнил здесь ряд геолого-геофизических разрезов, а А. П. Пономаревой был изучен северный контакт интрузива с вмещающими породами.

По поводу расчленения интрузива между соавторами остались разногласия. З. А. Юдалевич все породы относит к Шуракскому и Гатчинскому комплексам Нуратинской серии (см. гл. VIII). А. П. Пономарева, М. В. Сухин и Э. П. Изох считают возможным выделить

Таблица 12

Заркайнарский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						1. Габбро-диорит — диориты											
1	120д	50,38	1,06	19,04	2,94	5,37	0,09	4,51	7,12	4,86	2,91	0,15	0,81	0,64		0,23	99,88
2	6732	54,76	0,50	19,18	2,97	2,48	0,06	1,30	6,72	7,50	0,42	0,25	4,22	0,27	2,36	0,10	100,63
Среднее	из 2	52,57	0,78	19,11	2,96	3,93	0,07	2,90	6,92	6,18	1,66т	0,20	2,52	0,45	1,18	0,16	100,26
						2. Кварцевые диориты											
3	6810	61,50	0,55	17,85	1,99	2,65	0,09	2,10	4,20	6,27	1,56	0,04	1,05	0,29	0,10	0,10	100,14
4	6652	61,92	0,67	17,52	1,64	3,24	0,06	1,60	4,76	4,56	2,40	0,13	0,98	0,31	0,38	0,10	99,79
5	6796	63,19	0,55	17,85	1,87	2,58	0,08	1,55	4,34	5,25	1,84	0,05	0,76	0,25	0,11	0,12	100,16
Среднее	из 3	62,20	0,59	17,74	1,83	2,82	0,08	1,75	4,43	5,36	1,93	0,07	0,93	0,28			100,02
						3. Тоналиты и гранодиориты											
6	116а	63,29	0,55	17,33	1,00	3,00	0,06	1,84	4,55	4,83	2,20	0,05	0,50	0,21		0,03	100,01
7	6811	65,75	0,42	16,62	1,21	2,00	0,05	1,50	3,78	4,64	2,50	0,12	0,80	0,17	0,16	0,10	100,16
8	6820	66,45	0,50	16,19	1,02	2,16	0,07	1,20	3,78	4,48	2,40	0,16	1,57	0,18	0,44	0,10	100,16
9	6620	66,93	0,47	16,86	1,07	2,12	0,04	1,10	3,54	4,50	2,40	0,10	0,67	0,20	0,11	0,10	100,00
10	123з	67,28	0,40	16,29	1,07	2,10	0,10	1,12	3,42	4,80	3,30	0,04	0,33	0,15		0,03	100,40
11	6788	65,50	0,47	16,60	1,68	2,08	0,05	1,30	3,78	4,75	3,25	0,06	0,70	0,16	0,10	0,16	100,38
12	113д	67,07	0,41	15,81	1,23	2,28	0,05	1,20	3,77	4,34	3,11	0,05	0,40	0,00	0,16		99,72
13	6718	67,20	0,35	15,90	1,11	1,72	0,07	1,35	2,80	4,50	3,17	0,09	1,03	0,14	0,10	0,33	99,43
14	6664	67,32	0,42	15,60	0,97	1,94	0,05	1,10	3,18	4,00	3,35	0,13	1,37	0,20	0,10	0,50	99,63
15	6736	67,38	0,37	15,73	0,98	0,86	0,07	1,20	3,08	4,30	3,25	0,05	0,65	0,15	0,10	0,38	98,07
16	6695	67,50	0,42	15,86	1,75	1,87	0,06	0,90	3,22	3,90	3,11	0,09	1,20	0,18	0,10	0,44	100,06
17	115ж	67,56	0,44	14,71	1,01	2,48	0,02	1,50	2,44	4,32	3,70	0,08	1,00	0,21			99,47
Среднее	из 7																
						4. Адамеллиты											
18	6624	68,30	0,35	16,00	0,70	2,41	0,05	0,45	2,24	4,00	3,15	0,08	0,50	0,17	0,05	0,10	99,70
19	6684	68,30	0,40	15,30	0,24	1,50	0,05	1,00	2,80	3,90	3,45	0,15	1,28	0,15	0,25	0,10	99,22

20	6611	68,95	0,40	15,48	0,91	1,72	0,05	0,80	2,80	4,10	3,51	0,24	0,89	0,18	0,27	0,10	100,03
21	121а	69,23	0,30	15,41	1,58	1,37	0,07	1,32	2,82	4,20	3,72	0,03	0,39	0,06		0,01	100,50
22	П-76	69,35	0,38	15,23	0,69	1,83	0,04	1,00	2,80	3,90	3,38	0,10	1,00	0,18	0,22	0,10	99,88
23	П-73	69,46	0,35	15,15	1,14	1,33	0,04	0,60	3,00	3,90	3,50	0,14	1,60	0,16	0,22	0,10	100,37
Среднее	из 6	68,93	0,36	15,43	0,99	1,69	0,05	0,86	2,86	4,10	3,45	0,12	0,94	0,15			99,93

5. Двуслюдяные граниты

24	115г	70,36	0,25	14,86	1,36	1,12	0,05	0,60	2,58	3,20	4,65	0,01	0,66	0,02		0,04	99,72
25	6641	71,00	0,25	14,27	0,66	1,58	0,06	0,70	2,38	3,90	3,71	0,10	1,08	0,16	0,44	0,10	99,85
26	115б	71,01	0,20	14,76	0,93	0,97	Сл.	0,80	2,01	3,63	5,62	0,05	0,43	0,02		0,09	100,43
27	6648	71,41	0,30	14,63	0,62	1,44	0,03	0,70	2,10	4,00	3,37	0,10	0,93	0,13	0,27	0,10	99,76
28	113г	72,87	0,07	15,56	0,28	—	0,05	0,30	1,40	4,00	4,30	0,07	0,49	0,00		0,38	99,39
29	6613	73,54	0,15	14,21	0,30	1,00	0,04	0,10	1,68	3,90	4,37	0,07	0,70	0,07	0,22	0,10	100,13
Среднее	из 6	71,70	0,20	14,71	0,69	1,02	0,04	0,53	2,02	3,77	4,34	0,07	0,71	0,07			99,87

6. Лейкограниты

30	115з	72,76	0,43	14,22	—	1,76	0,02	0,04	3,25	4,50	2,00	0,08	0,52	0,15			99,73
31	120в	73,80	0,20	12,30	3,20	2,74	0,15	—	1,40	3,60	5,36	—					102,75
32	6776	73,98	0,07	14,45	0,26	0,68	0,01	0,50	1,68	4,00	3,62	0,04	0,25	0,02	0,11	0,10	99,56
Среднее	из 3	73,51	0,23	13,66	1,15	1,73	0,06	0,18	2,11	4,03	3,66	0,04	0,26	0,06			100,68

Примечание. 1 (Э. И.) — мелкозернистый габбро-диорит из блока-ксенолита в тоналитах на окраине колодца Заркайнар. 2 (М. С.) — диорит из блока-ксенолита, юго-восточная часть интрузива. 3 (М. С. — кварцевый диорит, южная часть, близ шоссе. 4 (М. С.) — то же, из ксенолита, восточная часть. 5 (М. С.) — то же. 6 (Э. И.) — среднезернистый роговообманково-биотитовый тоналит, Заркайнарсай, 0,7 км выше шоссе. 7 (М. С.) — тоналит — гранодиорит, южная часть, близ шоссе. 8 (М. С.) — то же. 9 (М. С.) — биотитовый тоналит, восточная часть, близ пос. Нурата. 10 (Э. И.) — крупнозернистый биотитовый тоналит, 3 км на запад-юго-запад от колодца Заркайнар. 11 (М. С.) — биотитовый гранодиорит, середина восточной части, близ шоссе 12 (Э. И.) — биотитовый гранодиорит, Заркайнарсай у шоссе. 13 (М. С) — то же, юго-восточная часть вблизи контакта. 14 (М. С.) — биотитовый гранодиорит, восточная часть. 15 (М. С.) — то же, восточная часть близ южного контакта. 16 — то же, восточная часть, центр. 17 (Э. И.) — мелкозернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит из дайки, секущей тоналиты, скарны и кварцевые жилы, Заркайнарсай, выше шоссе. 18 (М. С.) — биотитовый гранит, район пос. Нурата. 19 (М. С.) — биотитовый адамеллит, восточная часть, центр. 20 — то же, близ пос. Нурата. 21 (Э. И.) — мелкозернистый порфировидный адамеллит, 3 км на юго-запад от колодца Заркайнар. 22 (М. С.) — биотитовый гранит — адамеллит, западная часть. 23 — то же, 24 (Э. И.) — мелкозернистый двуслюдяной гранит с гранатом из дайки в тоналитах, Заркайнарсай. 25 (М. С.) — гранит, восточная часть, северная окраина. 26 (Э. И.) — мелкозернистый двуслюдяной гранит из дайки в тоналитах, Заркайнарсай. 27 (М. С.) — биотитовый гранит с мусковитом, восточная часть. 28 (Э. И.) — мелкозернистый двуслюдяной гранит из дайки в гранодиоритах, Заркайнарсай, близ шоссе. 29 (М. С.) — двуслюдяной гранит с гранатом, восточная часть, северная окраина. 30 (Э. И.) — пегматоидное обособление в тоналите у контакта с мрамором, Заркайнарсай, у шоссе.31 (Э. И.) — пегматит-аплит из жилы в крупнозернистом биотитовом тоналите, окраина кишл. Заркайнар. 32 (М. С.) — двуслюдяной лейкогранит, восточная часть.

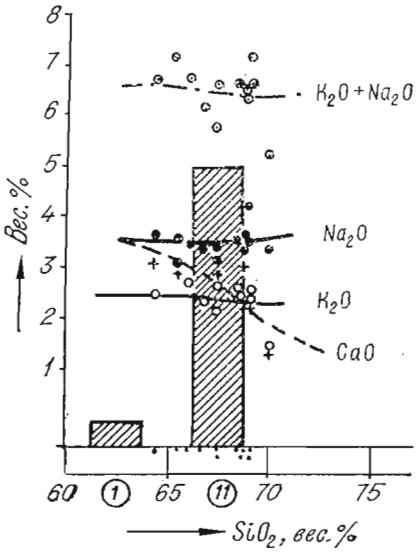


Рис. 43. Статистико-петрохимическая диаграмма натровых гранитоидов из северо-западной части Устукского интрузива. Сост. по данным табл. 13.

здесь также натровые гранитоиды, сопоставимые с таковыми Бокалинской серии.

Гранодиориты и адамеллиты с повышенной натровостью (т. е. переходные к тоналитам и трондьемитам) в Устукском интрузиве развиты главным образом в его северо-западной части и, по-видимому, слагают отдельное интрузивное тело (см. рис. 120). Его контуры и соотношения с телами гранитоидов Нуратинской серии остались невыясненными.

Рассматриваемые породы светло-серые, зеленоватые или розоватые, средне-крупнозернистые, слабопорфировидные. По облику они весьма схожи с породами той же основности Нуратинской серии и из-за этого в поле не различались. Состав пород: плагиоклаз 40—50%, микроклин 10—15%, кварц 15—25%, биотит 10—15%, роговая обманка 0—5%. Акцессорные: магнетит, апатит, ортит, сфен, циркон. Структура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз № 38—40 в ядре, № 28—30 в промежуточной зоне, № 12—20 на краю. Биотит оливковый, $Nm = 1{,}647—1{,}660$. Роговая обманка зеленая или буровато-зеленая, обыкновенная. Микроклин решетчатый, непертитовый. По химизму (№ 1—11 в табл. 13, рис. 43) породы отличаются постоянным превышением Na над K, а по физическим свойствам — повышенной магнитностью (рис. 44).

Аналогичные по основности гранодиориты и адамеллиты Шуракского комплекса вместо магнетита содержат ильменит и практически немагнитны. Они в то же время явно более калиевые (см. гл. VIII). Еще более разительны отличия от гранодиоритов Каттаичского комплекса Нуратинской серии, развитых в Кескенсайском и Мадаватском интрузивах в этом же районе. Упомянутые гранодиориты, как и все остальные породы Нуратинской серии, лишены магнетита и немагнитны, они еще более калиевые, чем другие породы повышенной основности в данном районе (см. табл. 40), и от всех них отличаются обликом, составом и структурой. Различия настолько существенны, что всеми исследователями без исключения гранодиориты Кескенсайского и Мадаватского интрузивов относились к иным фазам или даже комплексам, чем гранодиориты Устукского интрузива.

Гранитоиды с повышенной натровостью отделены узкой (менее 1 км) перемычкой вмещающих пород от адамеллитов Темиркобукского интрузива, обладающих существенно иными петрохимическими и петрофизическими особенностями. Эти различия хорошо видны на разрезах (рис. 44, 45).

Контакт рассматриваемых гранитоидов с вмещающими кристаллическими сланцами изучался А. П. Пономаревой на протяжении 7—8 км между колодцами Джамбулак и Кок-Кавга. Он повсеместно грубо согласный, резкий, с многочисленными послойными и секущими апофизами мощностью до 50 м. В боковых породах на расстоянии до 500 м от контакта развиты жилы обогащенных мусковитом, гранатом, турмалином пегматитов, как правило, послойные, мощностью до 1—2 м, реже до 10 м. В гранитоидах такие жилы практически отсутствуют. В случае расположения на контакте переходы от пегматитов к грани-

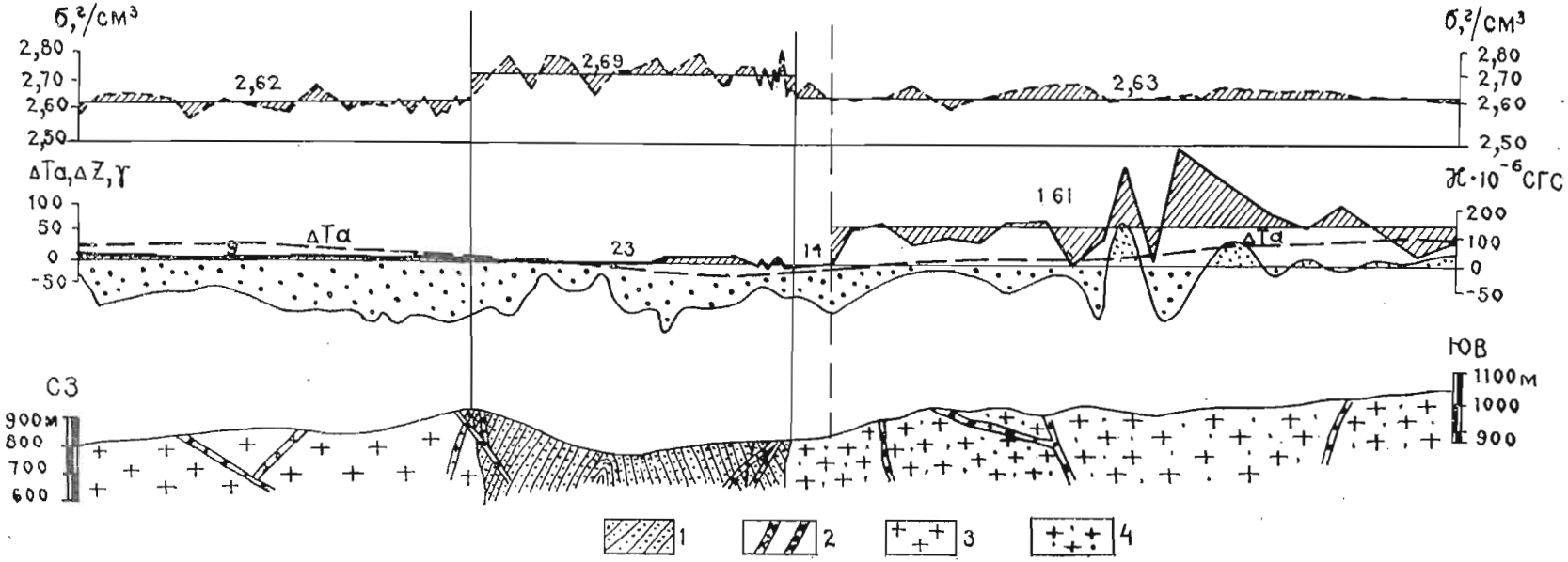
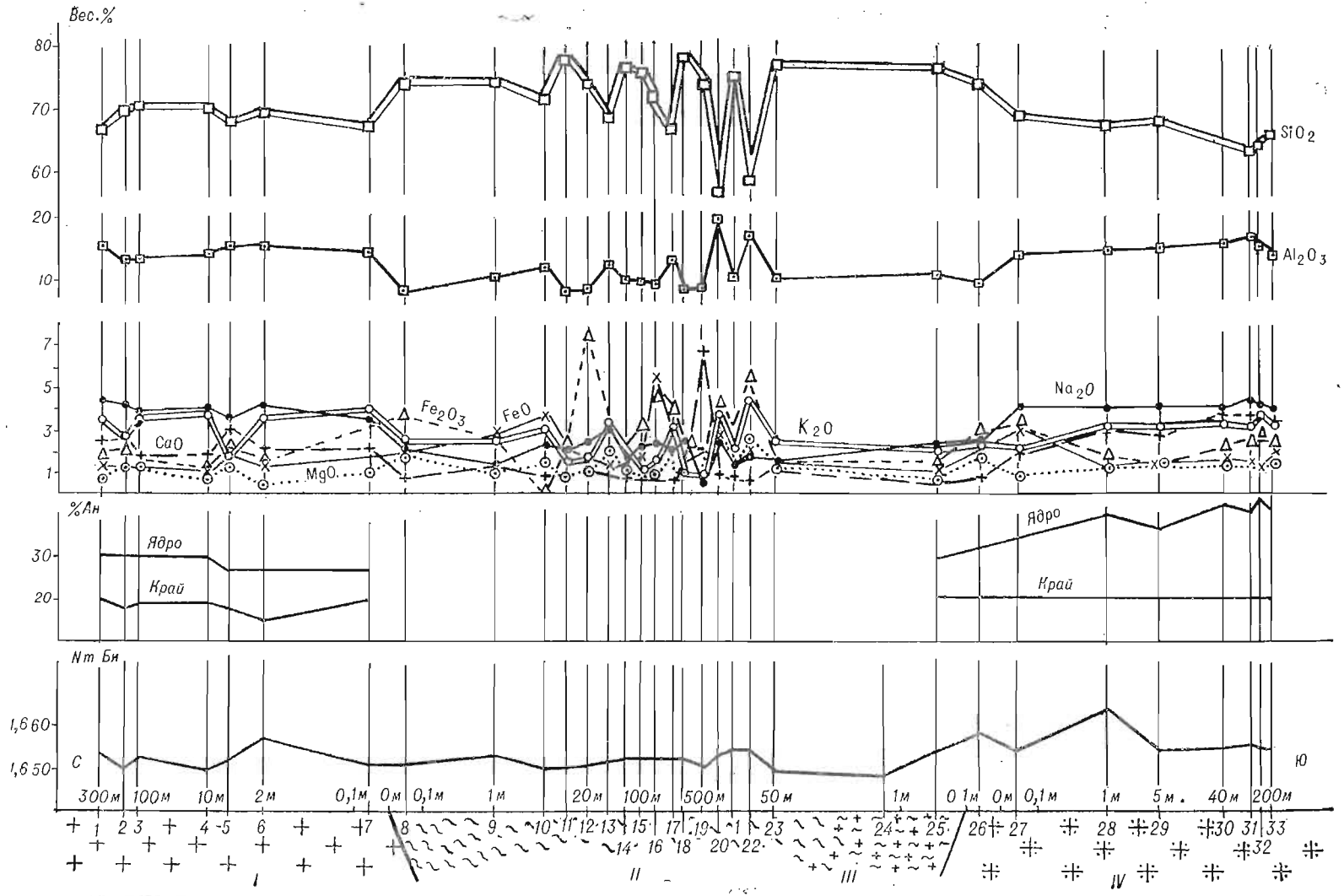


Рис. 44. Геолого-геофизический разрез через перемычку между Устукским и Темиркобукским интрузивами (там же, где рис. 45). Сост. М. В. Сухин.

1 — кристаллические сланцы; *2* — дайки лейкогранитов; *3* — адамеллиты Темиркобукского интрузива (слева); *4* — близкие к тоналитам и трондьемитам породы Устукского интрузива. Графики: σ — плотности, χ — магнитной восприимчивости, ΔZ — наземной магнитометрической съемки, ΔTa — аэромагнитной съемки.


Вес.%
80
70
60
20
10
SiO_2
Al_2O_3
7
5
3
1
CaO
Fe_2O_3
FeO
MgO
K_2O
Na_2O
%Ан
30
20
Ядро
Край
Ядро
Край
Nm Би
1,660
1,650
С
Ю
300м 100м 10м 2м 0,1м 0м 0,1м 1м 20м 100м 500м 50м 1м 0,1м 0м 0,1м 1м 5м. 40м 200м
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33
I
II
III
IV

там бывают как резкие, так и постепенные. Это типичные приконтактовые образования, связанные с накоплением лейкократовых и летучих компонентов на контакте и в апофизах.

Гранитоиды в эндоконтактовой зоне шириной около 5 м лишены роговой обманки и сфена; в них меньше ортита, вплоть до полного исчезновения его у контакта. Теми же особенностями обладают крупные послойные апофизы. Соотношения микроклина и плагиоклаза в эндоконтакте такие же, как внутри интрузивного тела, но местами микроклин полностью исчезает. Основность плагиоклаза не меняется. Показатель преломления биотита увеличивается (рис. 45), однако характерный для эндоконтактовых пород рыжий оттенок биотита прослеживается в глубь тела гранитоидов на 50—80 м. Характерны увеличение содержания кремнезема к контакту и несущественные вариации содержания других окислов. Только у самого контакта уменьшается количество кальция и калия и увеличивается содержание железа, что соответствует наблюдаемым минералогическим изменениям.

Гранитоиды контактируют с кристаллическими сланцами либо непосредственно (№ 12 в табл. 13), либо через лейкократовую аплитовидную или пегматоидную оторочку мощностью от сантиметров до 2 м, содержащую постепенно исчезающие реликты сланцев. Микроклин здесь преобладает над плагиоклазом, часто корродирует его. По структуре и составу породы оторочек аналогичны породам апофиз.

Кристаллические сланцы из ксенолитов или из экзоконтакта имеют биотит-плагиоклазовый или плагиоклаз-биотит-кварцевый состав и содержат неправильные пятна гранитного материала. Возле лейкократовых оторочек они сильно микроклинизированы, причем микроклин развит в виде мелких ксеноморфных зерен, крупных пойкилобласт, мономинеральных линзовидных и прожилковидных обособлений мощностью до 2 мм. Распределение его крайне неравномерное, местами он почти полностью вытесняет плагиоклаз. В участках микроклинизации биотит роговиков имеет повышенные показатели преломления ($Nm = 1{,}654—1{,}658$), приближающиеся к таковым интрузивных пород. В зоне контакта на отдельных участках интенсивно проявлены альбитизация и грейзенизация. Отмечены почти чистые альбититы по адамеллитам и биотит-альбитовые породы по роговикам. Мусковитизация и грейзенизация особенно характерны для лейкократовых оторочек и апофиз.

Гранитоиды с повышенной натровостью залегают с тех же вмещающих породах, характеризуются теми же структурными особенностями и сходными приконтактовыми явлениями, что и гранитоиды Нуратинской серии, распространенные в тесном соседстве. Те и другие следует относить к одной фации глубинности и примерно к одному уровню эрозионного среза. Иначе говоря, нет никаких оснований относить различия по натровости и магнитности гранитоидов за счет фациальных особенностей формирования интрузивных тел на наблюдаемом уровне. Остается предполагать, что эти различия имеют более глубинную природу и обусловлены наличием в Устуканском интрузиве пород двух интрузивных серий: Бокалинской и Нуратинской. Выделение гранитоидов Бокалинской серии хорошо увязывается с данными о развитии в этом же районе пояса даек и золото-кварцевых жил (см. ниже). В итоге становятся понятными четкие различия вещественных свойств

Рис. 45. Минералого-петрохимический разрез через перемычку между Устукским (справа) и Темиркобукским интрузивами, по А. П. Пономаревой.

1 — адамеллиты Нуратинской серии; *2* — кристаллические сланцы; *3* — то же, гранитизированные; *4* — гранитоиды с повышенной натровостью Бокалинской серии (?). Пояснения в тексте.

Таблица 13

Устукский интрузив (гранитоиды с повышенной натровостью)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1	1463ж	64,30	0,54	17,30	2,50	1,36	0,16	1,22	3,55	4,16	3,08		1,30				99,47
2	1463з	65,50	0,50	15,85	2,77	1,29	0,13	1,30	3,40	4,08	3,62		1,44				99,88
3	1463е	66,00	0,45	16,25	2,27	1,36	0,12	1,32	3,67	3,99	3,26		1,28				99,97
4	6541	66,76	0,45	15,07	1,46	2,22	0,07	1,30	3,92	3,83	2,87	0,41	1,93	0,11	0,25	0,10	100,50
5	6519	67,46	0,32	15,27	1,85	1,87	0,10	1,25	3,43	3,63	2,65	0,31	1,22	0,20	0,19	0,17	99,56
6	1463и	67,50	0,40	14,20	2,50	1,58	0,10	1,36	3,30	3,90	3,20		1,66				99,70
7	1463г	68,50	0,24	15,30	1,82	1,29	0,08	1,22	3,12	4,04	3,14		1,18				99,93
8	9202	68,70	0,35	14,96	0,69	2,37	0,06	1,35	2,83	3,79	3,01	0,32	1,10	0,17	0,05	0,10	99,76
9	134ж	68,77	0,35	16,03	0,67	2,10	0,06	1,12	3,52	4,11	2,83	0,06	0,70	0,09		0,03	100,44
10	1463д	69,00	0,36	15,70	1,45	1,36	0,08	0,84	2,77	3,99	3,09		0,90				99,54
11	145а-1	69,02	0,38	14,48	0,07	3,20	0,13	1,08	2,67	4,78	2,89	0,20	1,16	0,21			100,27
Среднее	из 11	67,41	0,39	15,49	1,64	1,82	0,10	1,21	3,29	4,03	3,06	0,12	1,27	0,07			99,90
12	1463в	70,00	0,42	14,50	3,28	3,27	0,10	0,86	1,80	3,88	1,96						100,07

Примечание. Роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты с повышенной натровостью: 1 (А. П.) — 100 м от северного контакта по Сангузарсаю 2 — там же, в 150 м от контакта. 3 (А. П.) — там же, в 40 м от контакта. 4 (М. С.) — гранодиорит, близкий к адамеллиту. 5 (М. С.) — то же. 6 (А. П.) — там же, где № 11. 200 м от контакта. 7 (А. П.) — там же, 1 м от контакта. 8 (М. С.) — биотитовый адамеллит. 9 (Э. И.) — юго-восточная окраина интрузива на дороге Акчоп — Устук. 10 (А. П.) — там же, где № 1, 5 м от контакта. 11 (Э. И.) — к северу от Кок-Тонлы. 12 (А. П.) — биотитовый адамеллит из непосредственного контакта с роговиками, там же, где № 1.

гранитоидов, необъяснимые с позиций фациальных или латеральных переходов. Дальнейшие исследования должны внести ясность в этот пока что дискуссионный вопрос.

Джаманкынгырский шток

Расположен шток в средней части Тамдытау. Изучался Ш. Ш. Сабдюшевым. Площадь штока 4 кв. км. В состав его входят: габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты. Преобладают габброиды и диориты, в которых отмечен крупный ксенолит серпентинитов. Для пород характерно отсутствие микроклина и соответственно резкое преобладание натрия над калием (табл. 14). Судя по описаниям Ш. Ш. Сабдюшева и химизму, породы Джаманкынгырского штока — аналоги одноименных пород Бокалинского интрузива. Джаманкынгырский шток интересен тем, что является ближайшим к Мурунтаускому золоторудному поясу выходом интрузивных пород Бокалинской серии.

* * *

Далее дана краткая характеристика поясов даек, кварцевых жил, рудопроявлений и месторождений золота, которые по времени формирования близки к Бокалинской серии. Эти пояса представляют собой такие же самостоятельные объекты для изучения, как интрузивы, которым посвящены предыдущие разделы главы. Однако до сих пор очень слабо изучены как их внутреннее строение и положение в региональных структурах, так и состав и последовательность формирования даек, кварцевых жил, гидротермально измененных пород и т. п.

Излагаемые ниже данные получены лишь попутно с изучением гранитоидных формаций или заимствованы из различных источников. Естественно, они далеко не исчерпывают содержания проблемы золотоносных поясов, но позволяют поставить ряд вопросов, а иногда и наметить пути решения тех из них, которые должны быть в центре внимания при дальнейших исследованиях. Особенное внимание далее обращено на те данные, которые овидетельствуют об определенных связях между интрузивами Бокалинской серии, с одной стороны, и дайковыми образования и золотым оруденением, с другой.

Таблица 14

Джаманкынгырский шток (по Ш. Ш. Сабдюшеву)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма
1	2429-1	55,83	0,35	15,89	1,86	4,04	0,07	4,40	8,18	3,45	0,74	0,23	3,90	0,11	0,10	0,60	99,05
2	2429-2	57,44	0,45	17,95	2,35	5,09	0,14	2,80	8,82	1,53	0,36	0,18	2,42	0,05	0,10	0,41	99,95
3	РП2-16	58,57	0,50	16,71	3,03	3,70	0,15	4,70	3,64	3,93	0,91	0,55	4,30	0,26	0,10	0,08	99,41
4	РП2-2	59,56	0,50	15,16	1,34	4,90	0,13	4,62	6,00	3,35	0,50	0,25	3,93	0,08	0,10	0,70	100,70
5	1362-1	66,56	0,32	16,00	1,15	2,77	0,10	2,50	0,94	4,39	1,83	0,22	2,99	0,05	0,10	0,18	99,82

Примечание. 1 — диорит. 2 — то же. 3 — кварцевый диорит. 4 — диорит. 5 — плагиогранит.

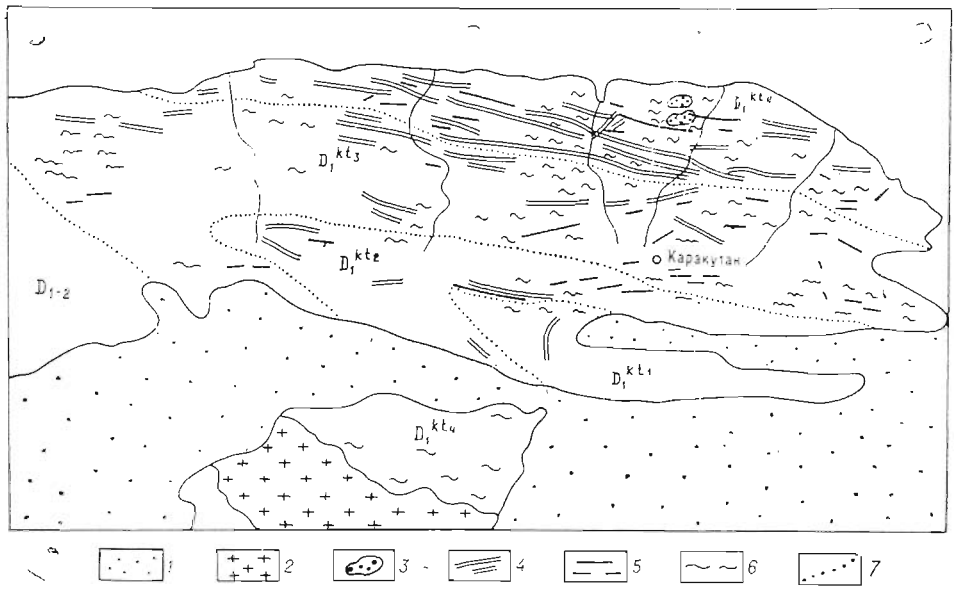


Рис. 46. Строение Каттармайского пояса даек и золото-кварцевых жил (по данным В. Г. Головлева, С. Г. Геворгянца, А. Я. Лаухина, Е. И. Барковской, Э. С. Сорокина и др.).

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; *2* — биотитовые граниты Акмазарского интрузива; *3* — штоки тоналитов; *4* — дайки тоналит-порфиров; *5* — дайки порфиритов и лампрофиров; *6* — кварцевые жилы; *7* — границы толщ каттармайской свиты: D_1kt_1 — сланцево-вулканогенной с туфами и агломератами, D_1kt_2 — известняково-сланцевой, D_1kt_3 — вулканогенно-сланцевой с известняками и доломитами, D_1kt_4 — песчанико-сланцевой; D_{1-2} — сланцы с прослоями известняков саппенской свиты.

Каттармайский золотоносный пояс

Расположен пояс севернее Зиаэтдинских гор вдоль горной гряды Каттармая. Вмещающими породами служат вулканогенно-осадочные образования каттармайской свиты. Пояс насыщен различными дайками и кварцевыми жилами (рис. 46). Здесь известны штоки тоналитов, широко распространены дайки тоналит-порфиров. В Каттармайский пояс входят золоторудное месторождение Каракутан и рудопроявления золота, принадлежащих малосульфидной золото-кварцевой формации.

Дайками Каттармая занимались К. В. Стукова, А. П. Холопов, Б. Ф. Меркель, А. С. Аристов, Г. В. Горев, Э. С. Сорокин и Е. И. Барковская, а в последнее время — Н. Я. Гурейкин и Ю. У. Шипков. В 1969 г. тоналитовые штоки и наиболее характерные дайки осмотрены нами в совместных маршрутах с Е. И. Барковской, Н. Я. Гурейкиным и Ю. У. Шипковым. По данным других исследователей и нашим наблюдениям, в пределах Каттармайского пояса выделяются следующие главные группы интрузивных и дайковых пород: 1 — диабазовые порфириты, 2 — тоналиты, 3 — тоналит-порфиры, 4 — гидротермально измененные тоналит-порфиры, близкие к гранодиорит-порфирам, 5 — кварцевые диорит-порфириты, спессартиты и близкие к ним породы, 6 — кварцевые диорит-порфириты, гранатсодержащие, 7 — щелочные габброиды.

Диабазовые порфириты. Дайки этих пород известны в районе пос. Каракутан. Породы темные, тонкозернистые, почти афировые. Структура близка к интерсертальной, из-за сильных вторичных изменений первичный состав распознается с трудом. Плагиоклаз нацело альбитизирован, цветные минералы превращены в агрегаты хлорита, кальцита, лейкоксена, рудных зерен. Это наиболее основные дайко-

вые породы пояса, очень богатые натрием (№ 1—4 в табл. 15). Диабазовые порфириты секутся кварцевыми жилами с золотом.

Тоналиты слагают несколько штокообразных тел севернее пос. Каракутан. Размер тел до 500×300 м. Судя по падению контактов, на некоторой глубине они могут слиться в один интрузив. Сложены штоки однородными полифировыми светло-серыми тоналитами. Плагиоклаз в них многократно зональный, № 40—27; кварц во вкрапленниках имеет признаки протоклаза и резорбции; биотит коричневый и красноватый, с обильными плеохроичными ореолами; роговая обманка светлая, слабо плеохроирующая. Акцессорные: сфен, светлый ортит, апатит, циркон, магнетит. В основной массе присутствует микроклин. В породах натрий постоянно преобладает над калием (№ 5—15 в табл. 15); содержание извести высокое. По облику, минералогическому составу, химизму и характерной микроструктуре (фото 30) они имеют много общего с тоналитами или тоналит-порфирами Бокалинского интрузива. Отличает их меньшая разница в содержаниях Na_2O и K_2O. Еще более сходны они с породами Янгаклыкского интрузива.

Тоналиты содержат редкие ксенолиты темных мелкозернистых диоритов или габброидов и местами — многочисленные ксенолиты полосчатых или массивных биотитизированных роговиков по песчанико-сланцевым породам, в том числе частично гранитизированных. Несмотря на это, тоналиты остаются однородными по составу, а их натровая специализация не меняется.

Вмещающими являются песчано-сланцевые породы верхов каттармайской свиты, среди которых есть прослои кремнистых пород, благодаря контактовому метаморфизму приобретающих облик кварцитов. Контакты штоков четкие, резкие. В эндоконтактовых тоналитах исчезает роговая обманка и остается только красноватый биотит. Отмечен флюорит. Породы приобретают более лейкократовый облик. Как видно на фото 31, в экзоконтактовой зоне шириной 1—2 мм, редко до 10 см, развиваются порфиробласты плагиоклаза (приконтактовая «порфиризация», по Г. Л. Поспелову). Нередко на контакте присутствует узкая (1—2 см) аплитовидная оторочка, местами перемежающаяся с роговиками (фото 32, 33). В роговиках в этих местах встречаются осветленные участки нечеткой «облачной» формы, развиты порфиробласты полевых шпатов и кварца. Приконтактовые явления близки к таковым Бокалинского интрузива, если не считать несколько повышенной роли К-шпата.

Тоналиты и роговики пронизаны множеством кварцевых жил и прожилков нескольких генераций. Кроме того, есть предшествующие тоналитам кварцевые прожилки, вероятно, связанные с кремнистыми породами, смятые в плойки. Из нескольких кварцевых жил, секущих тоналиты, были взяты образцы на активационный анализ. Судя по результатам, это явно золотоносные образования.

Тоналит-порфиры образуют ветвящиеся дайки, секущие порфировидные тоналиты и отличающиеся более темной окраской. По составу и химизму эти породы очень близки к тоналитам (№ 16—24 в табл. 15), но слегка более основные и более натровые. Они также пересечены золотоносными кварцевыми жилами.

К этой же группе принадлежат дайки гидротермально измененных тоналит-порфиров или гранодиорит-порфиров, также секущие тоналиты и широко распространенные в других местах Каттармайского пояса. Характерно интенсивное развитие серицита и пелитовых продуктов по полевым шпатам, хлорита по биотиту и роговой обманке, а также альбита, кальцита, эпидот-цоизита. Благодаря сильным изменениям породы осветлены и по облику могут быть приняты за гранит-порфиры. Однако по химизму они близки к тоналит-порфирам, отличаясь от них пониженным содержанием извести и повышенным — K_2O. (№ 25—32 в

Таблица 15

Каттармайский пояс

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						1. Диабазовые порфириты											
1	587	48,02	0,76	13,52	2,02	5,24	0,18	7,98	7,49	1,78	1,66	0,53	10,40	0,21			99,79
2	К-313б	48,48	0,82	13,84	1,86	5,76	0,14	8,25	3,57	3,90	1,00	0,58	7,92	0,28	3,57		99,97
3	677	49,88	0,78	13,92	2,00	5,58	0,13	7,68	6,93	3,75	1,17	0,50	5,33	0,28	2,44		100,37
4	586а	50,96	0,67	14,91	2,65	4,50	0,18	6,70	5,60	4,33	0,77	0,28	8,08	0,27	3,70	0,23	99,90
Среднее	из 4	49,33	0,76	14,05	2,13	5,27	0,16	7,65	5,90	3,44	1,15	0,47	7,93	0,26	2,50	0,05	100,00
						2. Тоналиты											
5	1320-18	65,25	0,50	16,51	0,76	2,95	0,05	1,35	2,95	3,90	2,45	0,06	1,73	0,16			98,56
6	4113	65,30	0,88	16,27	0,67	2,91	0,07	1,25	3,26	4,25	2,50	0,20	1,88	0,13	1,59		99,57
7	1570-1	65,40	0,59	16,86	0,63	2,98	0,06	1,70	3,78	4,10	2,15	0,17	1,69	0,17			100,28
8	1218	65,86	0,42	15,72	0,09	3,12	0,06	1,75	3,71	3,75	2,58	0,24	2,03	0,19			99,28
9	1320-24	66,09	0,45	16,49	0,16	2,95	0,05	1,05	2,46	4,00	2,84	0,24	2,04	0,16			98,98
10	1322-11	66,45	0,50	16,06	0,23	2,70	0,05	1,70	3,92	3,90	2,80	0,10	1,55	0,13			99,99
11	578б	66,47	0,40	15,48	1,00	2,59	0,04	0,50	4,34	4,50	2,80	0,10	1,43	0,10	0,05	0,17	99,75
12	371-3	67,21	0,50	16,48	0,70	2,27	0,05	1,20	2,67	4,13	3,05	0,19	1,54	0,12			100,01
13	322-2	67,48	0,50	16,74	0,16	2,59	0,05	1,10	3,34	3,90	2,87	0,06	0,80	0,13			99,66
14	Ш-72	67,74	0,42	16,57	0,16	2,40	0,04	1,20	3,92	3,57	2,80	0,09	0,86	0,05	0,22		99,82
15	Ш-23	67,92	0,42	16,11	0,79	2,01	0,01	1,30	3,94	3,69	2,74	0,06	0,69	0,13	0,17		99,81
Среднее	из 11	66,47	0,51	16,29	0,49	2,68	0,05	1,28	3,48	3,97	2,69	0,14	1,48	0,13	0,18	0,01	99,66
						3. Тоналит-порфиры											
16	4027	61,84	0,44	16,01	0,58	3,80	0,09	2,69	4,58	3,73	2,44	0,38	3,24	0,12			99,94
17	4110в	62,69	0,42	15,98	0,91	2,99	0,05	2,10	3,78	3,90	2,40	0,47	2,62	0,11	1,76		100,18
18	1317	63,02	0,50	16,00	0,63	2,95	0,07	1,00	4,26	3,90	2,27		4,15	0,25	1,10		99,00
19	4109ж	63,36	0,46	15,98	0,75	2,81	0,05	1,47	3,04	5,05	2,32	0,43	2,29	0,12	1,69		99,82
20	578м	63,45	0,40	15,35	0,40	3,80	0,05	2,90	4,63	3,80	2,70	0,13	2,22	0,13	0,50	0,15	99,96
21	591г	63,50	0,40	16,00	0,53	3,70	0,05	1,90	4,20	4,10	2,60		3,08	0,10	0,82		100,16
22	4003а	64,36	0,52	16,05	0,20	3,17	0,05	1,40	3,43	4,07	2,91	0,22	1,68	0,16	1,65		99,87

23	289-А	64,40	0,54	16,40	0,60	2,90	0,05	2,30	2,38	4,40	2,72	—	3,37	0,14	1,43		100,20
24	Ш-13	64,42	0,32	15,66	1,12	2,80	0,05	1,90	4,20	3,50	2,50	0,07	2,24	0,15	1,54		100,47
Среднее	из 9	63,45	0,44	15,94	0,64	3,21	0,06	1,96	3,83	4,05	2,54	0,19	2,77	0,14	0,73	0,02	99,96
4. Тоналит-порфиры, гидротермально измененные																	
25	581в	62,99	0,27	13,97	0,13	3,54	0,06	1,30	3,88	3,30	3,76	0,16	5,90	0,17	4,73	0,10	99,43
26	3211	63,50	0,50	16,22	0,94	2,83	0,06	1,30	2,80	3,84	3,45		3,54	0,16	1,43		99,14
27	1177	63,60	0,32	16,37	0,17	3,59	0,08	1,25	3,50	3,35	3,88	0,29	2,83	0,21			99,44
28	Ш-20	63,64	0,42	15,46	0,83	2,34	0,04	1,40	3,78	3,66	3,77	0,11	2,44	0,06	2,36		100,31
29	27	63,78	0,40	16,57	0,54	3,24	0,05	0,90	2,87	3,65	3,80	0,20	1,84	0,22	1,82		99,88
30	4073	64,00	0,45	15,23	1,22	2,21	0,06	1,02	3,57	3,45	3,62	0,37	2,25	0,15	1,91		99,51
31	Ш-19	64,10	0,47	15,40	1,25	2,78	0,04	1,30	3,10	3,50	3,76	0,35	2,66	0,25	1,21		100,17
32	4025	66,00	0,55	15,47	0,78	3,10	0,08	1,45	1,82	4,10	3,80	0,15	1,43	0,24	0,99		99,98
Среднее	из 8	63,95	0,42	15,59	0,73	2,95	0,06	1,24	3,16	3,61	3,73	0,20	2,86	0,18	1,04	0,01	99,73
5. Диорит-порфириты, спессартиты																	
33	337	49,35	0,72	14,23	1,20	5,27	0,13	6,45	7,60	2,40	2,25		9,60	0,27	6,00		99,47
34	3209	50,98	0,65	14,67	1,97	3,67	0,10	6,90	6,02	3,23	2,23		8,62	0,18	4,40		99,22
35	275	51,01	0,77	14,59	1,73	5,11	0,13	9,20	3,92	1,97	3,19		7,70	0,27	4,56		99,59
36	4302	51,76	0,88	12,97	3,53	3,02	0,07	7,00	6,37	2,42	3,90	1,13	4,09	0,55	2,18		99,87
37	4209	54,88	0,67	13,93	1,20	5,00	0,11	4,85	5,95	3,36	1,64	0,38	3,85	0,25	4,35		100,42
38	579а	55,56	0,65	14,20	1,21	4,00	0,08	6,20	4,85	3,60	3,21	0,17	6,28	0,34	2,39	0,16	100,35
39	579б	59,90	0,50	14,63	0,82	4,53	0,08	2,90	4,48	2,87	3,51	0,16	5,15	0,18	2,64	0,26	99,71
40	Ш-38	60,55	0,52	15,40	1,56	3,67	0,10	2,80	4,00	2,90	3,80	0,16	3,35	0,10	1,76		100,67
41	Ш-39	60,65	0,50	15,35	1,00	3,80	0,10	2,80	4,20	2,90	4,10	0,10	3,20	0,10	1,26		100,06
42	Ш-40	60,83	0,52	15,37	1,25	4,14	0,10	2,80	4,34	2,90	4,20	0,12	3,07	0,10	0,99		100,73
Среднее	из 10	55,55	0,64	14,53	1,55	4,22	0,10	5,19	5,17	2,85	3,20	0,22	5,49	0,23	1,05	0,04	99,99
6. Диорит-порфириты с гранатом																	
43	247	52,20	0,60	14,65	0,26	4,86	—	2,55	9,22	2,88	2,50	0,14	8,80	0,23			98,89
44	1173	54,65	0,88	14,40	1,26	6,00	0,09	6,50	5,32	3,12	1,52	0,44	5,49	0,20			99,87
45	45-7	56,20	0,50	15,50	1,73	4,25	—	2,50	5,40	4,60	2,30		5,81	0,21	3,90		99,00
46	324	56,87	0,70	15,86	0,97	5,17	0,14	2,80	5,47	2,88	2,56		5,43	0,15	2,86		99,00
47	303/6	57,90	0,72	15,79	1,86	4,18	0,05	3,00	3,44	3,28	2,83	0,24	5,81	0,09	2,64		99,19
48	Ш-91	58,61	0,47	16,21	2,52	4,25	0,01	2,20	4,04	2,82	2,90	0,11	4,55	0,05	1,87		100,61

Таблица 15 (окончание)

№ ан	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
49	4113а	58,69	0,72	15,84	1,23	5,28	0,13	2,34	4,72	3,01	2,72	0,41	4,67	0,23			99,99
50	1097	58,72	0,70	16,38	1,19	4,92	0,12	3,00	4,62	3,47	2,88	0,30	2,60	0,25			99,15
51	2095/3	59,40	0,75	16,48	0,74	5,76	0,10	2,90	5,32	3,65	2,83	0,14	1,82	0,22			100,11
52	4033б	59,71	0,65	16,48	1,15	4,86	0,11	2,40	4,06	3,08	2,87	0,23	2,40	0,27	1,87		100,14
Среднее	из 10	57,29	0,67	15,76	1,29	4,95	0,08	3,02	5,16	3,28	2,59	0,20	4,74	0,19	0,87		99,59

Примечание. 1 — тонкозернистый диабазовый порфирит, афировый, сильно измененный из шахты на месторождении Каракутан. По Н. Я. Гурейкину. 2, 3 — то же, пос. Каракутан. 4 (Э. И.) — то же. 5 — по Е. И. Барковской, родник Лохли. 6 — по Н. Я. Гурейкину, щебеночный карьер. 7 — по Е. И. Барковской, там же. 8 — по Е. И. Барковской, родник Лохли (район карьеров). 9 — то же. 10 — район колодца Обиханаликудук. 11 (Э. И.) — щебеночный карьер. 12 — по Е. И. Барковской, там же. 13 — по Е. И. Барковской, колодец Обиханаликудук. 14 — по Н. Я. Гурейкину, щебеночный карьер. 15 — там же. 16 — кварцевый диорит-порфирит с биотитом, по Н. Я. Гурейкину, к западу от пос. Каракутан. 17 — то же. 18 — гранодиорит-порфир, по Е. И. Барковской, Лохлисай. 19 — тоналит-порфир, по Н. Я. Гурейкину. 20 (Э. И.) — тоналит-порфир, секущий роговики и порфировидные тоналиты № 11. 21 (Э. И.) — тоналит-порфир, секущий кварцевые жилы и пересекаемый поздними кварцевыми жилами, к северо-западу от пос. Каракутан. 22 — тоналит-порфир, по Н. Я. Гурейкину, 3 км к западу от поселка. 23 — гранодиорит-порфир, по Е. И. Барковской, руч. Ялкапсай. 24 — тоналит-порфир, по Н. Я. Гурейкину, к западу от поселка. 25 (Э. И.) — сильно серицитизированный тоналит-порфир, щебеночный карьер. 26 — сильно серицитизированный гранодиорит-порфир, по Е. И. Барковской. 27 — то же, район колодца Обиханаликудук. 28 — адамеллит-порфир, по Н. Я. Гурейкину. 29 — то же, к северо-западу от штольни № 10, 1 км к северо-западу от пос. Каракутан. 30, 31 — то же. 32 — то же, 3 км к северо-западу от поселка. 33 — керсантито-спессартит, по Е. И. Барковской, к северу от поселка. 34, 35 — то же. 36 — микродиорит, по Н. Я. Гурейкину. 37 — то же. 38 — (Э. И.) — афировый диорит-порфирит (микродиорит), кварцсодержащий, сечет тоналиты, щебеночный карьер. 39 — то же. 40 — спессартит, по Н. Я. Гурейкину, к западу от поселка. 41, 42 — то же. 43 — по Е. И. Барковской. 44, 45—47 — то же, родник Джинабулак. 48 — к западу от пос. Каракутан, по Н. Я. Гурейкину. 49 — то же. 50 — г. Каттармая, по Е. И. Барковской: 51 — то же: 52 — к западу от поселка, по Н. Я. Гурейкину.

табл. 15. Последнее вероятнее всего связано с серицитизацией, поскольку повышенных содержаний К-шпата микроскопически не устанавливается. Эти породы очень сходны с гидротермально измененными тоналит- и трондьемит-порфирами Бокалинского интрузива.

Спессартиты, диорит-порфириты и близкие к ним породы — это сложная и пока нерасчлененная группа более поздних даек, пересекающих, по данным Г. В. Горева, Н. Я. Гурейкина, Е. И. Барковской, как тоналиты, так и тоналит-порфиры. Среди них есть типичные спессартиты, керсантитоспессартиты (с биотитом), диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты. Вариации SiO_2 в рассматриваемой группе довольно значительны (от 49 до 61%). Характерны повышенные содержания K_2O, обычно преобладающего над Na_2O, высокие содержания извести и магнезии, умеренная железистость (№33—42 в табл. 15). Породы данной группы близки к диорит-порфиритам, спессартитам и вогезито-минетте Бокалинского интрузива.

Дайки спессартитов и диорит-порфиритов пересекают системы кварцевых жил, но сами, как указывает Н. Я. Гурейкин, секутся золотоносным кварцем. Таким образом, хотя бы часть из них — внутрирудные, т. е. совпадают по времени с постмагматическим процессом.

Гранатсодержащие кварцевые диорит-порфириты. Дайки этих своеобразных пород располагаются на северо-западе от пос. Каракутан, близ предгорной равнины. Это серо-зеленые породы с вкрапленниками зонального плагиоклаза, красного биотита, светло-бурой или оранжево-бурой обманки с микропойкилитовой эвтектоидной

основной массой. Гранат (альмандин) образует равномерно рассеянные зерна размером до 2—3 мм яркого красно-коричневого цвета. Судя по химизму (№ 43—52 в табл. 15), они более железистые, чем диорит-порфириты и спессартиты предыдущей группы, содержат близкие весовые количества калия и натрия. В дайках часты ксенолиты жильного кварца.

Положение гранатсодержащих порфиритов в ряду остальных дайковых пород Каттармайского пояса остается неясным. Присутствие граната позволяет сопоставить их с послегранитовыми дайками Кульджуктауской серии, так как вторая находка таких же гранатсодержащих пород в регионе сделана лишь непосредственно в Тозбулакском интрузиве (см. гл. VII).

Дайки щелочных габброидов (пироксеновых минетт, спессартитовогезитов, оливин-пироксеновых спессартитов) относятся к наиболее молодой Южно-Тяньшаньской серии (P_2 — T).

Резюме по Каттармайскому поясу:

1. В схеме расчленения интрузивных и дайковых пород Каттармайского пояса, приведенной выше, тоналиты, тоналит-порфиры, часть диорит-порфиритов и спессартитов, а возможно, также диабазовые порфириты принадлежат, по нашим представлениям, Бокалинской серии (C_2m), гранатсодержащие кварцевые диорит-порфириты — Кульджуктауской (C_3 — P_1), а щелочные габброиды — Южно-Тяньшаньской серии (P_2 — T).

2. Штоки тоналитов, скорее всего, представляют собой купола более крупного интрузива, который только начинает вскрываться эрозией. Породы штоков до деталей сходны с тоналитами Бокалинского интрузива. Наиболее существенное различие сводится лишь к большей обогащенности тоналитов Каттармая калием при сохранении общего подчеркнуто натрового характера пород (рис. 47).

3. Судя по антидромной последовательности, сильным гидротермальным изменениям, соотношениям с кварцевыми жилами и другим признакам, большая часть дайковых пород относится к комплексу послегранитовых даек Бокалинской серии. Здесь мы видим те же породы, что и в Бокалинском интрузиве: тоналит-порфиры, в той или иной мере приближающиеся к трондьемит-порфирам; гидротермально измененные тоналит-порфиры, наконец, диорит-порфириты и спессартиты, относительно обогащенные калием. В отличие от Бокалинского интрузива здесь нет кислых натровых и калинатровых жильных гранитов, т. е. серия незавершенная. Петрохимические диаграммы Каттармая (рис. 47) и Бокалинского интрузива (см. рис. 33) практически однотипны, что лишний раз подтверждает правомерность сделанных сопоставлений.

4. По отношению к золотому оруденению диабазовые порфириты, тоналиты и, по-видимому, большая часть тоналит-порфиров являются дорудными. Более поздние диорит-порфириты и спессартиты — внутри- и послерудные, т. е. их формирование по времени совпадает с постмагматическим процессом. Для послегранитовых даек это вполне обычно.

5. Каттармайский пояс даек и кварцевых жил — типичная для Западного Узбекистана золотоносная структура. Поэтому наблюдаемые здесь соотношения между магматическими породами и золотым оруденением имеют принципиальное значение для понимания общих закономерностей металлогении золота во всем регионе. Важно отметить наложение золотого оруденения непосредственно на штоки тоналитов, т. е. на удаленные по вертикали выступы материнского интрузива. Оруденение в данном случае, как можно предполагать, было локализовано в относительно низкотемпературном тепловом поле, т. е. в более

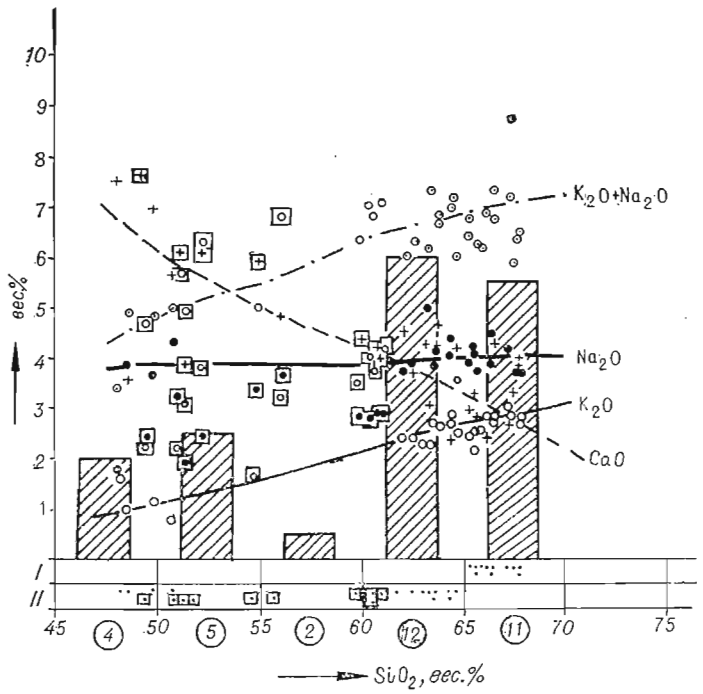


Рис. 47. Статистико-петрохимические диаграммы интрузивных и дайковых пород Каттармайского пояса. Сост. по данным табл. 14 (без гидротермально измененных пород и гранатсодержащих порфиритов). Квадратиками обведены фигуративные точки поздних диорит-порфиритов и спессартитов, обогащенных калием (при проведении вариационных линий не учтены).

благоприятных для формирования золото-кварцевого оруденения условиях, чем глубоко эродированные интрузивы Бокалинской серии. Связь в данном случае можно трактовать как собственно парагенетическую.

Каратауский золотоносный пояс

Пояс прослеживается в субширотном направлении вдоль хр. Каратау (Ю. Нурату) (рис. 48). Изучался Н. Г. Дегтяревым, М. Д. Трояновым, И. К. Лазаревым, Н. П. Куманикиным, а в процессе картирования — Д. М. Огаревым, Н. В. Чалбышевой и Б. Д. Клименко, которые в последние годы сделали очень много для понимания строения Каратауского пояса. Наблюдения авторов, на которых преимущественно базируется последующее изложение, касаются лишь отдельных частей пояса. Велись они в тесном контакте с Д. М. Огаревым и его сотрудниками.

В пояс входят месторождения и рудопроявления золота: Сармич, Субаши, Октепа, Четтык, Карамечеть, Курай, Беркут, Алтын-Казган и др. В южной части пояса располагается Каратауский гранитный интрузив, несущий признаки редкометального оруденения, а севернее — Сармичский выход гранитов; оба они принадлежат Кульджуктауской серии. В Каратауском поясе выделены следующие типы дайковых пород Бокалинской серии: 1 — диабазовые порфириты, 2 — диорит-порфириты, микродиориты, спессартиты, 3 — кварцевые диорит-порфириты и тоналит-порфиры, в том числе гидротермально измененные, 4 — фельзит-порфиры, 5 — гранит-порфиры. Дайки имеют субширотное простирание, т. е. контролируются наиболее ранними системами разломов. Кроме того, есть дайки Кульджуктауской серии, в том числе

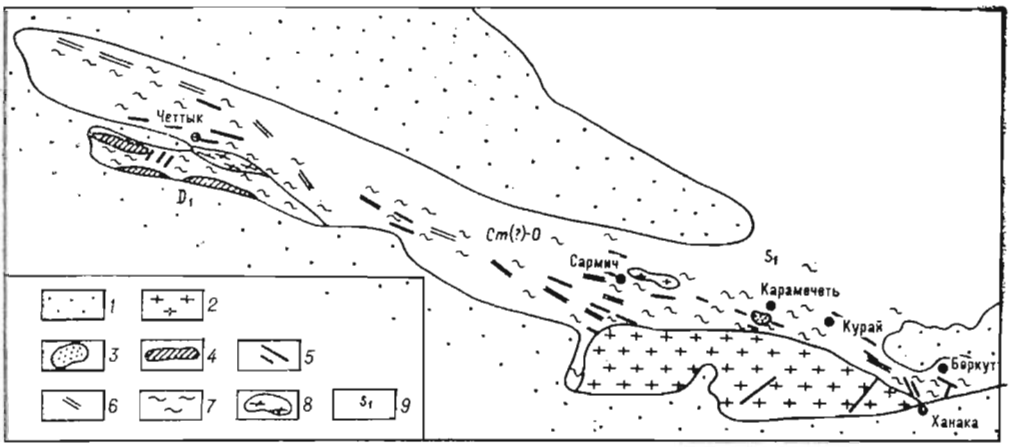


Рис. 48. Карта-схема Каратауского золотоносного пояса. Сост. по данным Д. М. Огарева, Н. В. Чалбышевой, Э. П. Изоха и И. В. Мушкина.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; *2* — граниты Каратауского интрузива и Сармичского штока (C_3—P_1); *3* — габбро Карамечетьского штока (C_3—P_1); *4* — апоперидотитовые серпентиниты; *5* — дайки средних и основных пород; *6* — дайки кислых пород; *7* — места развития кварцево-жильных систем; *8* — катаклазированные гнейсовидные граниты Четтыкского интрузива (aD?); *9* — палеозойские отложения: D_1 — известняки и доломиты, S_1 — песчаники, алевролиты, сланцы, Cm? — O — песчаники, сланцы, редкие прослои известняков.

секущие Каратауский интрузив, а также наиболее юные дайки щелочных габброидов, контролируемые поздними северо-восточными разломами.

Диабазовые порфириты слагают пластообразные тела протяженностью до 1 км и мощностью до 25—30 м в отложениях кембро-ордовика и силура, секутся дайками тоналит-порфиров и гранит-порфиров и золотоносными кварцевыми жилами (рис. 49, *а*). Они сильно катаклазированы, рассланцованы, изменены: альбитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы, пиритизированы, нередко окварцованы. Это наиболее основные дайковые породы района (№ 1 в табл. 16). По облику, минеральному составу и химизму они сходны с одноименными породами Каттармайского пояса. Не исключена принадлежность их к числу силурийских субвулканических образований.

Диорит-порфириты и спессартиты. Дайки этих пород наблюдались на левобережье р. Сармич (вблизи Каратауского интрузива и к северу от пионерлагеря) и в районе месторождения Сармич. Породы темные, от зеленовато-серых до коричневых; они иногда очень сильно биотитизированы, серицитизированы, хлоритизированы, пронизаны кварцевыми и карбонатными жилами. В относительно свежих породах сохраняются буроватая роговая обманка и зеленоватый биотит; встречается резорбированный кварц. Есть как резкопорфировые породы, так и равномернозернистые. По химизму (№ 2, 3 в табл. 16) и всем прочим признакам они близки к одноименным породам Каттармайского и Бокалинского интрузивов. Характерна общая повышенная основность и относительно высокое содержание калия.

Кварцевые диорит-порфириты, близкие к тоналитам. Дайки этих пород встречены на левобережье р. Сармич в непосредственном экзоконтакте Каратауского интрузива (рис. 49, *б*), в районе Субаши и других местах. Породы серовато-зеленые, с видимыми вкрапленниками плагиоклаза и кварца, сильно хлоритизированы, серицитизированы, пронизаны кварцевыми жилками, в экзоконтакте гранитов — метаморфизованы. Химический анализ такой породы (№ 4 в табл. 16) свидетельствует о ее высокой натровости.

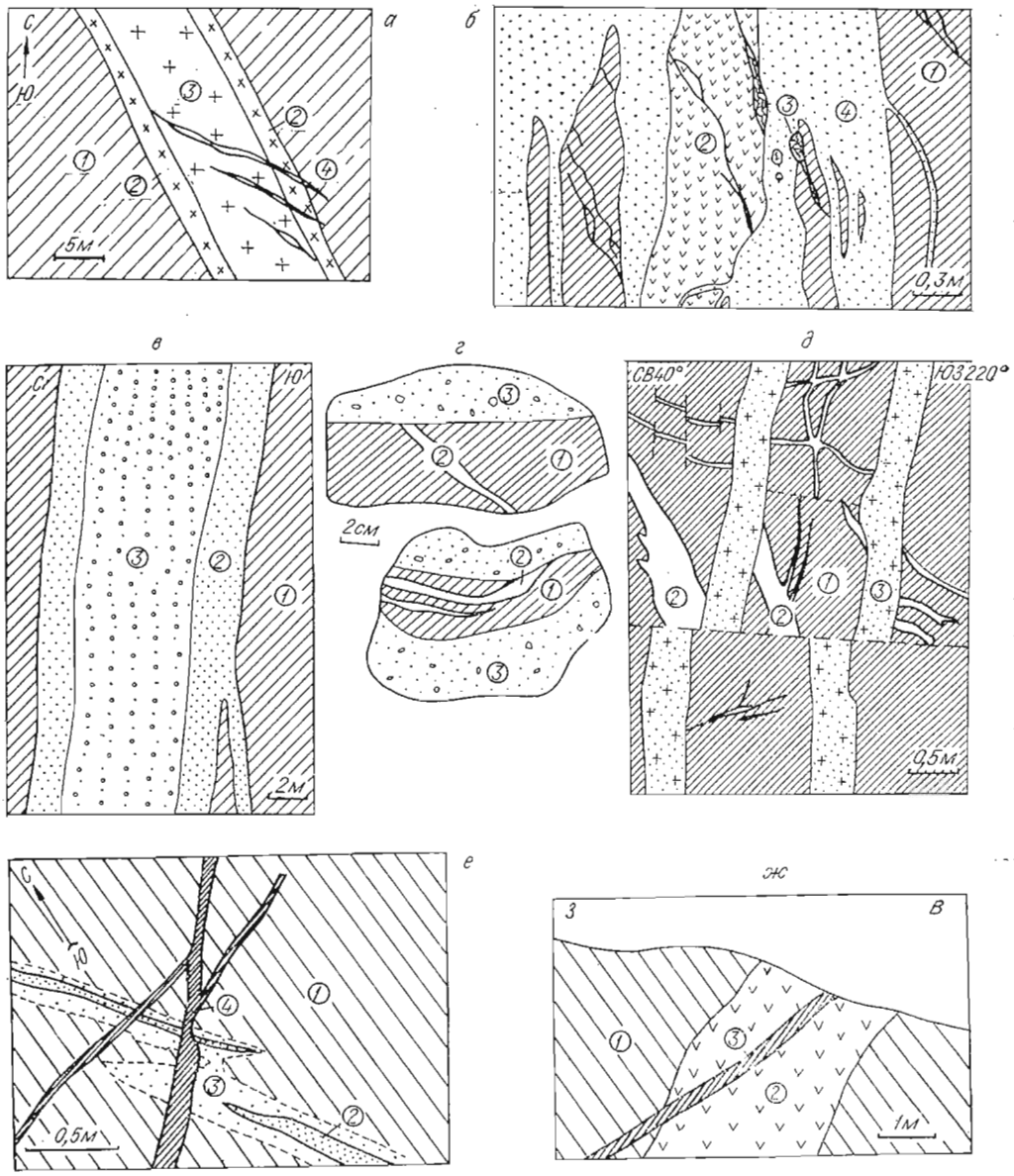


Рис. 49. Зарисовки обнажений в Каратауском поясе.

а — обн. 549 (И. М.), район колодца Ханака (*1* — ороговикованные песчаники и сланцы, *2* — диабазовые порфириты, *3* — гранит-порфиры, *4* — кварцевые жилы); *б* — обн. 556 (Э. И.), северо-западный контакт Каратауского интрузива (*1* — роговики, *2* — дайковый кварцевый диорит-порфирит, *3* — жилы кварца, *4* — лейкограниты, апофиза Каратауского интрузива); *б* — обн. 553 (Э. И.), р. Сармич, выше пионерлагеря (*1* — глинистые сланцы, *2* — фельзит, *3* — гранит-порфир); *г* — обн. 556 (Э. И.), там же, где «*б*» (*1* — роговики, *2* — кварцевые жилы, *3* — адамеллит-порфиры Каратауского интрузива); *д* — обн. 562 (Э. И.), правый приток р. Сармич, 1,5 км выше устья Субаши (*1* — ороговикованные песчаники, *2* — кварцевые жилы, *3* — среднезернистые граниты Сармичского штока); *е* — обн. 10а (И. М.), рудопроявление Алтын-Казган (*1* — роговики, *2* — кварцевая жила, *3* — зона окварцевания, *4* — кварц-турмалиновая жила); *ж* — обн. без № (И. М.), рудопроявление Беркут (*1* — роговики, *2* — спессартиты, *3* — кварц-турмалиновая жила).

Гидротермально измененные тоналит- или гранодиорит-порфиры встречаются к северо-западу от кол. Четтык, в 2 км на северо-запад от кол. Янги-Кудук. Породы светлые, полифировые, с вкрапленниками зонального плагиоклаза и кварца, с сильно биотитизированной и серицитизированной основной массой, давленые, прони-

занные кварцевыми жилами. Натрий преобладает над калием (№ 5 в табл. 16). Такие же точно породы известны в Каттармайском поясе.

Фельзит-порфиры и гранит-порфиры. В Каратауском поясе дайки этих пород наиболее распространены. Во многих местах они тесно ассоциируют с золотоносными кварцевыми жилами. Они часто располагаются кулисообразно, иногда смещены разломами северо-восточного простирания. Протяженность даек достигает сотен метров, мощность от 2—3 до 20 м. По отношению к вмещающим породам дайки бывают как грубо согласные, так и секущие. Выделяются две разновидности: фельзит-порфиры и гранит-порфиры. Первые слагают самостоятельные дайки и зальбанды сложных симметричных даек (рис. 49, *в*). По химизму (№ 6, 7 в табл. 16) фельзит-порфиры более натровые, чем гранит-порфиры, и менее кислые. Гранит-порфиры имеют обильные порфировые выделения кварца, микроклин-микропертита и кислого плагиоклаза, изредка зеленовато-коричневого биотита. Это наиболее кислые и наиболее богатые калием породы (№ 8—11 в табл. 16). В Каттармайском поясе подобных пород нет. В Бокалинском интрузиве ближайшими их аналогами являются гранит-порфиры и биотитовые граниты 2-го ритма.

Кварцевые жилы. При пересечении пояса с юга на север по саям Сармич, Карамечеть, в районах Ханаки или Четтыка поражает обилие (многие тысячи) кварцевых жил и прожилков. В монотонной флишоидной песчанико-сланцевой толще жильный кварц образует системы параллельных, ветвящихся, пересекающихся жил и прожилков нескольких генераций, а также обособления самой прихотливой формы. Эти системы имеют вид жильных свит, местами — штокверковых зон. Распределение их на площади неравномерное: ширина кварцево-жильных систем 5—10 м, редко более; пустые промежутки между ними занимают 50—100 м и более. Встречаются прихотливо изогнутые прожилки, птигматитовые (особенно вблизи Каратауского интрузива), будинированные четковидные (фото 34—36). Большинство кварцевых жил и прожилков испытало сложные тектонические деформации. Такие же системы кварцевых жил, но более прихотливой конфигурации, непосредственно залегают в фаунистически охарактеризованных девонских известняках. Согласно Д. М. Огареву, кварц здесь золотоносен. Этот важный факт удостоверяет последевонский возраст золотого оруденения в Каратауском поясе. Аналогичные системы кварцевых жил и прожилков секут все описанные выше дайки вплоть до гранит-порфиров (см. рис. 49 *а*, *б*, фото 37). Они моложе разгнейсованных и катаклазированных гранитов Четтыкского интрузива, отнесенного к Тымскому комплексу (см. гл. IV). В то же время подавляющее большинство кварцевых жил и все описанные дайки, несомненно, древнее гранитов Каратауского интрузива и Сармичского штока. Факты следующие.

1. В восточном окончании Каратауского интрузива Д. М. Огаревым установлено, а затем нами подтверждено пересечение лейкократовой пегматит-аплитовой апофизой, непосредственно прослеживающейся на 50—100 м от интрузива, более ранней дайки гранит-порфира с жилами кварца (фото 37). Там же в гранитах массива есть ксенолиты роговиков с кварцевыми жилами.

2. В северо-западном контакте Каратауского интрузива дайки диорит-порфиритов, близких к спессартитам, и кварцевых диорит-порфиритов вместе с системами кварцевых жил и прожилков прорваны гранитами (рис. 49, *б*).

3. Свиты и штокверки кварцевых жил, пересеченные гранитами Каратауского интрузива или его апофизами, наблюдались во многих десятках мест южнее Карамечети, на левобережье р. Сармич и др. (рис. 49, *д*, фото 38—40). Существенно, что жильный кварц древнее не

только гранитов главной фазы, но и адамеллит-порфиров предшествующей фазы (см. рис. 49, *г* и описание Каратауского интрузива в гл. VII).

4. В центральной части Сармичского рудного поля располагается удлиненное тело гранитов, от которого отходят многочисленные апофизы. В составе этого тела есть умеренно кислые граниты, близкие к адамеллит-порфирам ранней фазы Каратауского интрузива, и более поздние порфировидные граниты и гранит-порфиры, большей частью сильно грейзенезированные. Граниты секутся жилами молочно-белого и водянистого кварца, шестоватого, с многочисленными пустотками и друзами. Такой же поздний кварц встречается в эндоконтактах Каратауского интрузива и обычно по облику хорошо отличается от дограниговых кварцев. Важно то, что в Сармичском рудном поле со всей отчетливостью видно прорывание гранитами многочисленных жил раннего сливного кварца. Системы кварцевых жил, пересекаемых гранитоидами Кульджуктауской серии, во всех перечисленных местах относятся к золотоносным образованиям. Это доказывается, во-первых, полной аналогией между ними и собственно золоторудными полями по морфологии жил и облику кварца, во-вторых — прямыми данными штуфного опробования.

На рудопроявлениях Алтын-Казган, Беркут, Курай и Карамечеть, по М. Д. Троянову (1967), пространственно совмещены два типа кварцевых жил: мощные субширотные жилы низкотемпературного кварца и более поздние маломощные северо-восточные с турмалиновым грейзеном в зальбандах, с вольфрамитом, шеелитом, арсенопиритом, касситеритом. И. В. Мушкин и Д. Я. Ахбер для тех же районов подтверждают данные М. Д. Троянова о более молодом возрасте высокотемпературных редкометально-кварцевых жил по сравнению с низкотемпературными золотоносными (рис. 49, *е*, *ж*).

Редкометальное оруденение приурочено к участкам повышенного метаморфизма (ороговикования), под которыми на глубине можно предполагать присутствие гранитов каратауского типа, поскольку редкометальное оруденение по своему типу практически такое же, как в Каратауском интрузиве. Таким образом, разновозрастность золотого и более позднего редкометального оруденения, т. е. проявление двух различных металлогенических эпох, доказывается в данном районе достаточно строго.

Вместе с тем, как указывает М. Д. Троянов и как подтверждает И. В. Мушкин, исходя из результатов выполненного им опробования, поздние редкометально-кварцевые жилы содержат золото до 0,1—0,2 г/т, очень редко до 1 г/т. Это лишнее свидетельство давно известного «сквозного» характера золота в золоторудных провинциях.

К изложенному следует добавить некоторые важные наблюдения. Д. М. Огаревым севернее Каратауского интрузива в районе кол. Карамечеть закартирован небольшой шток габброидов (см. описание Каратауского интрузива в гл. VII). Шток залегает в песчанико-сланцевых породах, пронизанных множеством кварцевых жил и прожилков, в том числе золотоносных. В самих габброидах нет ни одной кварцевой жилы, и это позволяет считать, что габброиды моложе кварцево-жильной свиты.

Наконец, в западной части Каратауского пояса, в районе Четтыка, Д. М. Огаревым закартировано несколько удлиненных в широтном направлении узких тел серпентинитов, залегающих в девонских известняках. Картина здесь такая же, как в предыдущем случае: известняки чрезвычайно насыщены жильным кварцем, тогда как в серпентинитах на протяжении многих сотен метров по простиранию не встречено ни одной кварцевой жилы. Поэтому уместно поставить вопрос о принадлежности этих гипербазитов, как и габброидов, к Кульджук-

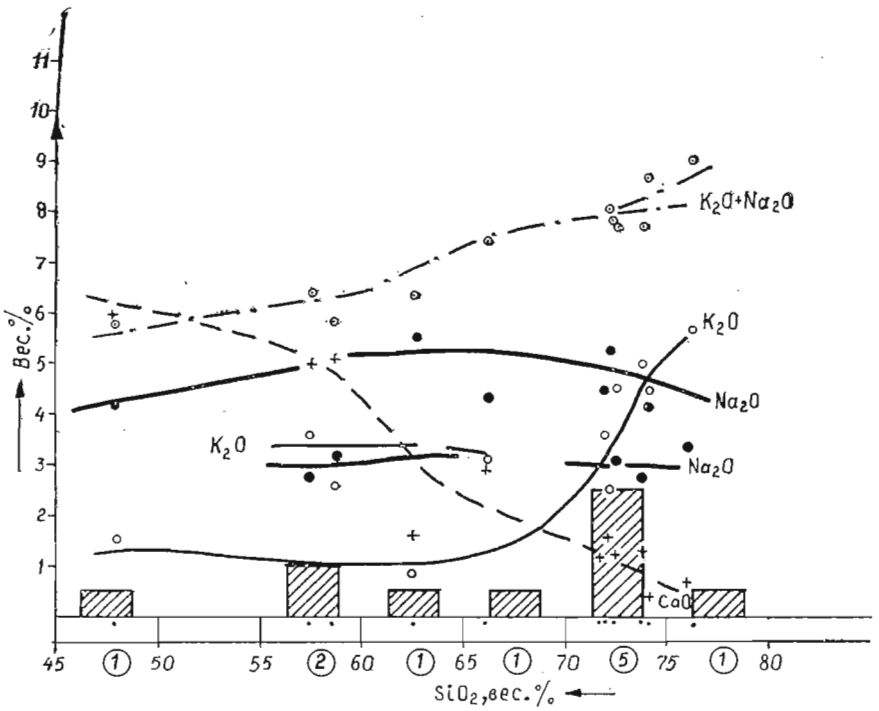


Рис. 50. Статистико-петрохимическая диаграмма дайковых пород Каратауского золотоносного пояса. Сост. по данным табл. 16.

тауской серии. Но если так, то последняя представляет собой полную, резко прерывистую гипербазит-габбро-гранитовую серию (см. гл. VII).

Резюме по Каратаускому поясу:

1. В пределах пояса выделены следующие группы дайковых пород: диабазовые порфириты; диорит-порфириты, спессартиты; кварцевые диорит-порфириты и тоналит-порфиры, фельзит-порфиры и гранит-порфиры. Диабазовые порфириты, возможно, частью относятся к силуру. Остальные перечисленные породы отнесены к Бокалинской серии.

2. В пределах пояса известны и более молодые дайки, относящиеся к послегранитовому комплексу Кульджуктауской серии и к Южно-Тяньшаньской серии щелочных габброидов.

3. Принадлежность даек, отмеченных в п. 1, к Бокалинской серии вытекает из сопоставления их по облику, минеральному составу и химизму (табл. 16) с дайками Бокалинского интрузива и Каттармайского пояса. Как видно на петрохимической диаграмме (рис. 50), здесь выделяются умеренно кислые высоконатровые породы, наиболее близкие к тоналит-порфирам; натрово-калиевые фельзит-порфиры и гранит-порфиры, сопоставимые с жильными породами 2-го ритма в Бокалинском интрузиве, наконец, спессартиты и близкие к ним породы с повышенной калиевостью.

4. В Каратауском поясе в отличие от ранее рассмотренных объектов доминирующая роль принадлежит дайкам кислого состава. Этот факт позволяет предполагать, что Бокалинская серия в данном ареале представлена завершенным вариантом.

5. Системы золотоносных кварцевых жил секут все типы даек: от диабазовых порфиритов до гранит-порфиров и спессартитов. Дайки и золотоносные кварцевые жилы в районе Четтыка секут заведомо нижнедевонские отложения. С другой стороны, дайки и золотоносные кварцевые жилы древнее всех образований Кульджуктауской серии: габброидов, адамеллит-порфиров и гранитов Каратауского интрузива и

Таблица 16

Каратауский пояс

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма
1	561а	47,89	3,20	15,15	3,29	8,00	0,26	3,10	5,88	4,20	1,55	0,17	6,57	0,59	0,10	3,63	99,85
2	554а	57,25	0,67	15,95	2,75	2,41	0,08	1,90	5,00	2,75	3,62	0,14	6,44	0,29	0,10	3,90	99,25
3	555б	58,57	0,57	15,11	0,39	5,47	0,11	5,80	5,60	3,18	2,62	0,10	2,10	0,27	0,10	0,11	99,89
4	556г	62,56	0,55	14,80	0,14	5,15	0,09	4,59	1,54	5,50	0,86	0,15	3,42	0,27	0,10	0,16	99,62
5	569а	66,06	0,40	15,74	0,50	2,95	0,04	0,70	2,94	4,30	3,10	0,20	3,07	0,16	0,15	1,65	100,16
6	553б	71,80	0,12	14,09	0,24	3,60	0,03	0,60	1,12	4,44	3,62	0,08	0,52	0,06	0,10	0,33	100,32
7	572а	71,93	0,05	14,00	1,34	2,55	0,03	0,40	1,54	5,28	2,50	0,10	0,66	0,05	0,14	0,77	100,43
8	553а	72,05	0,22	12,86	0,51	2,81	0,04	1,65	1,12	3,00	4,65	0,07	0,99	0,07	0,10	0,27	100,04
9	549а	73,80	0,16	12,77	0,15	2,41	0,04	0,70	1,26	2,71	5,00	0,06	0,73	0,08	0,10	0,16	99,87
10	125-27	74,00	0,01	13,87	0,45	0,86	0,05	0,30	0,35	4,15	4,50		1,50	0,09		0,10	100,14
11	6063-3	76,11	0,12	12,24	0,60	0,72	0,14	0,30	0,70	3,33	5,71	Н. о.	0,86	0,02			100,71

Примечание. 1 — альбитизированный порфирит, участок Субаши. 2 — сильно измененный биотитизированный порфирит, р. Сармич выше пионерлагеря. 3 — спессартит, переходный к диорит-порфириту, левобережье р. Сармич близ Каратауского интрузива, дайка в роговиках. 4 — кварцевый порфирит, дайковый, прорванный гранитами Каратауского интрузива. 5 — тоналит-порфир, к северо-западу от колодца Четтык. 6 — фельзит-порфир из зальбанда дайки, р. Сармич выше пионерлагеря. 7 — фельзит-порфир, дайковый, район Четтыка, к северо-западу от родника Камышбулак. 8 — гранит-порфир, дайковый, там же, где № 5. 9 — гранит-порфир, динамометаморфизованный и ороговикованный, из дайки в роговиках близ Каратауского интрузива, район Ханака. 10 — гранит-порфир, прорванный гранитами Каратауского интрузива, по Д. М. Огареву: 11 — гранит-порфир, по Д. Я. Ахберу, р. Сармич выше пионерлагеря. Все образцы, кроме двух последних,— из коллекции Э. П. Изоха.

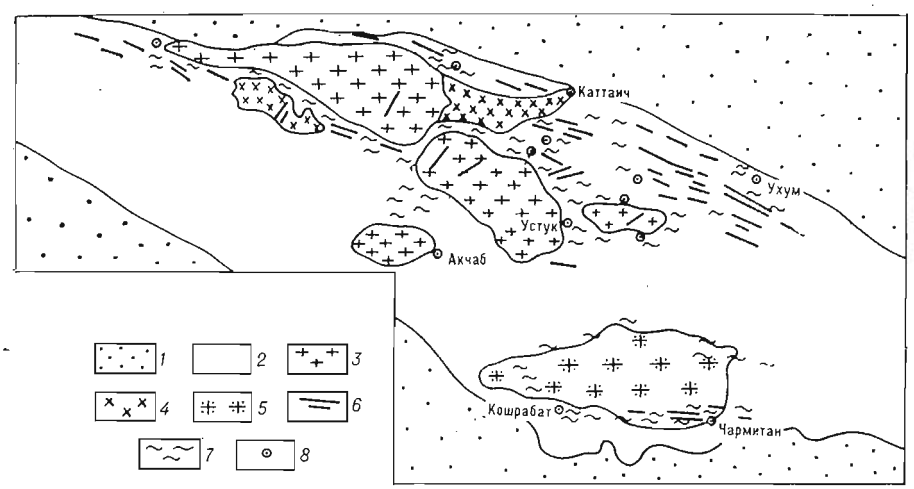


Рис. 51. Северо-Нуратинский и Караулхана-Чармитанский золотоносные пояса. Сост. по данным И. Х. Хамрабаева, Е. В. Чукарова, О. А. Старцева, З. А. Юдалевича, И. Н. Галахова и др.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; *2* — домезозойские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи; *3* — интрузивы гранитных комплексов Нуратинской серии; *4* — интрузивы габбро-гранодиоритового комплекса той же серии; *5* — граносиениты и сиенитонды Кошрабатского интрузива; *6* — дайки различного состава; *7* — места развития кварцевых жил; *8* — рудопроявления и месторождения золота.

его сателлитов, а также связанных с гранитами редкометально-кварцевых жил.

Итак, в Каратауском поясе дайки и оруденение не древнее нижнего девона и не моложе интрузивов Кульджуктауской серии ($C_3 — P_1$).

6. Системы добатолитовых золотоносных кварцевых жил испытали сложные и разнообразные тектонические деформации, которые в значительной мере обусловлены внедрением и консолидацией Каратауского интрузива.

7. Необходимы специальные исследования по изучению и расшифровке внутренней структуры Каратауского пояса. Наличие здесь магматических пород различного возраста, которые играют роль «индикаторов» по отношению к разновозрастным тектоническим деформациям, делает такую задачу весьма интересной, а для целей разведки золоторудных полей в его пределах — особенно актуальной.

Северо-Нуратинский золотоносный пояс

Пояс протягивается в запад-северо-западном направлении (рис. 51). Приурочен к системе кулисообразно расположенных разрывов, оперяющих Северо-Нуратинский глубинный разлом. Серией разломов северо-восточного простирания структура пояса расчленена на блоки, причем смещения испытывают и свиты даек. Здесь размещены проявления золотого оруденения: Сентябские, Узун-Сакал, Давлят-Ходжа, Кангараут, Кансай и другие, часть которых известна давно. Впервые пояс был выделен И. Х. Хамрабаевым (1958), но как особая рудно-магматическая структура не изучался. Сведения о нем содержатся в работах Л. З. Палея, И. Х. Хамрабаева, А. П. Холопова, Н. Г. Дегтярева, М. П. Пулатова и других исследователей. В последние годы в процессе геологической съемки, проведенной Е. В. Чукаровым, О. А. Старцевым, Е. И. Зацепиным, И. В. Мушкиным, были получены новые данные о составе и последовательности формирования дайковых пород пояса.

Пояс располагается в песчанико-сланцевых толщах условно докембрийского возраста, вулканогенно-осадочных образованиях верхнего силура и иттунысайской свиты (Pz_1?), известняках и доломитах девона, карбонатных и вулканогенных толщах нижнего и среднего карбона (к востоку от Каттаича). Дайки имеют преимущественно субширотное простирание, близкое к простиранию вмещающих толщ. Они, как видно на рис. 51, не заходят в интрузивы Нуратинской серии, что заставляет подозревать их более древний возраст. Кроме того, известны редкие дайки, относящиеся к послегранитовому комплексу Нуратинской серии (см. гл. VIII), а также дайки щелочных габброидов Южно-Тяньшаньской серии. Те и другие имеют северо-восточное простирание и тем самым резко отличаются от «добатолитовых» даек. Среди последних выделяются две группы.

1. Пласто- и линзообразные тела габбро-диабазов и диабазовых порфиритов, развитые среди вулканогенно-осадочных отложений силура в бассейне рек Сентяб, Маджерум и Андыген и принадлежащие большей частью Мальгузарскому субвулканическому комплексу (S_2). Однако среди них, подобно Каттармайскому или Каратаускому поясам, можно ожидать и такие, которые принадлежат Бокалинской серии, но в силу конвергентности признаков остаются нераспознанными.

2. Дайки спессартитов и близких к ним диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, тоналит-порфиров, гранодиорит-порфиров. Мощность даек 1—3 м, редко до 10 м. Эти дайки в Северо-Нуратинском поясе преобладают, однако изучены слабо. Часть их легко сопоставима с диорит-порфиритами или спессартитами Бокалинского интрузива и других ранее описанных золотоносных поясов (№ 1—3 в табл. 17).

О. А. Старцевым на водоразделе рек Андыген и Маджерум установлено пересечение даек спессартитов дайками диорит-порфиритов. В том же районе им описаны дайки кварцевых диорит-порфиритов, близких к гранодиорит-порфирам, предположительно более молодые. Это измененные породы, по составу (№ 4, 5 в табл. 14) близкие к гидротермально измененным тоналит-порфирам Бокалинского интрузива или Каттармайского пояса.

Возрастное положение даек определяется следующими данными. Несмотря на отсутствие прямых наблюдений, упомянутый уже характер площадного распределения делает вероятным вывод о том, что дайки древнее интрузивов Нуратинской серии. В нижнем течении Сентябсая дайки диорит-порфиритов секут отложения среднего карбона (вероятнее всего — C_2m_1), что определяет нижнюю возрастную границу. Галька кварцевых диорит-порфиритов и тоналит-порфиров, аналогичных по микроструктуре, минералогическому составу и химизму породам Каттармая (см. фото 41 и № 6, 7 в табл. 17), обнаружена И. В. Мушкиным и Р. И. Ярославским в конгломератах $C_2m_2 — C_3$ в бассейне руч. Чормагыз, непосредственно севернее Темиркобукского интрузива. Этот факт определяет верхнюю возрастную границу рассматриваемых даек. Дайки часто пространственно сопряжены с кварцевыми жилами, содержащими золото, шеелит и сульфиды. Жилы располагаются в зальбандах даек, образуют с ними сложные переплетения (Кансай, Кангараут). Известны типичные лестничные жилы (Сентяб). Столь тесная структурная сопряженность позволяет предполагать сближенность даек и кварцевых жил и по времени формирования.

В Северо-Нуратинском поясе, как и в Каратауском, кварцевые жилы несравненно многочисленнее и распространены на гораздо большей площади, чем дайки. Между гранитными интрузивами, как отмечает И. Х. Хамрабаев, насчитываются сотни кварцевых жил и зон окварцевания с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом и

Таблица 17

Северо-Нуратинский пояс

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1	336-14	53,72	0,55	13,69	1,38	5,29	0,18	7,50	6,86	2,45	3,26		4,33	0,23	1,49		99,44
2	1440-1	53,88	0,55	14,00	2,66	4,90	0,15	6,20	7,42	3,50	2,50		3,33	0,25	1,54		99,34
3	236-10	54,60	1,02	15,22	3,78	3,66	0,12	6,60	5,46	2,85	3,65		2,56	0,18	1,43		99,70
4	263-25	60,96	0,40	15,47	0,64	3,24	0,07	2,45	4,13	3,26	3,10		5,31	0,21	2,42		99,24
5	236-8	62,19	0,35	16,03	1,40	2,09	0,09	1,60	3,36	3,03	4,05		5,09	0,23	1,87		99,51
6	2237е	63,73	0,55	15,33	3,03	3,25	0,10	2,00	1,96	4,10	3,10	0,20	3,05	0,04	0,82		100,44
7	2237е-1	63,84	0,45	15,58	2,56	3,13	0,10	1,80	2,10	4,30	3,15	0,10	3,17	0,09	0,33	0,10	100,37

Примечание. 1 — керсантит, водораздел Андыген — Маджерум. 2 — спессартит амфиболизированный, верховья р. Андыген. 3 — диорит-порфирит, бассейн р. Маджерум. 4, 5 — гранодиорит-порфир, водораздел Андыген — Маджерум. 6, 7 — тоналит-порфир, галька в конгломератах C_{2-3}, р. Чормагыз к западу от Каттаича, по И. В. Мушкину. Обр. 1—5 из коллекции О. А. Старцева и Е. В. Чукарова, породы определены И. В. Мушкиным.

Таблица 18

Зарабулакский пояс

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	Сумма
1	1618	51,04	0,90	17,69	1,20	5,96	0,36	1,42	12,03	4,82	1,28		2,24	0,33		99,27
2	596б-1	53,80	0,45	16,88	0,86	5,04	0,30	3,30	10,35	4,40	0,86	0,16	3,90	0,16	2,97	100,46
3	596д	71,59	0,32	13,58	0,20	1,83	0,05	1,10	3,78	4,93	1,84	0,14	1,49	0,10	0,88	100,95
4	1760	49,59	0,85	18,07	0,39	6,60	0,12	6,10	11,86	2,20	0,68	0,10	2,66	0,21	1,20	99,43
5	1766	51,80	1,60	14,68	4,08	7,20	0,06	4,10	6,58	2,60	3,02	0,10	3,00	0,66	0,06	99,48
6	1757	52,56	1,80	17,60	1,86	6,47	0,12	4,35	6,16	3,50	2,39	0,10	2,00	0,71	0,55	99,62
7	1768	54,44	1,30	14,81	5,04	1,74	0,04	6,60	7,48	3,22	1,46	0,38	3,36	0,08	0,38	99,95
8	1759	56,90	0,85	16,49	0,34	6,40	0,13	5,20	6,09	2,72	2,30	0,10	1,90	0,17	1,00	99,59
9	1761	61,60	0,72	16,80	0,91	5,83	0,03	2,65	4,69	2,36	0,57	0,40	3,04	0,05		99,65

Примечание. 1 — диорит близ Чангалы, по Х. Н. Баймухамедову. 2 — то же, по Э. П. Изоху. 3 — лейкократовый плагиогранит жильный, там же. 4 — диорит-порфирит, по Б. М. Уразаеву, Кудукчи. 5 — спессартит, по Х. Н. Баймухамедову. 6 — то же, по Б. М. Уразаеву, Кудукчи. 7 — керсантит, по Х. Н. Баймухамедову. 8 — диорит-порфирит, по Б. М. Уразаеву, Тым. 9 — порфирит, по Б. М. Уразаеву, Тымкудукчасай. Все анализы, кроме № 2 и 3, взяты из «Петрографии Узбекистана», т. II (1965).

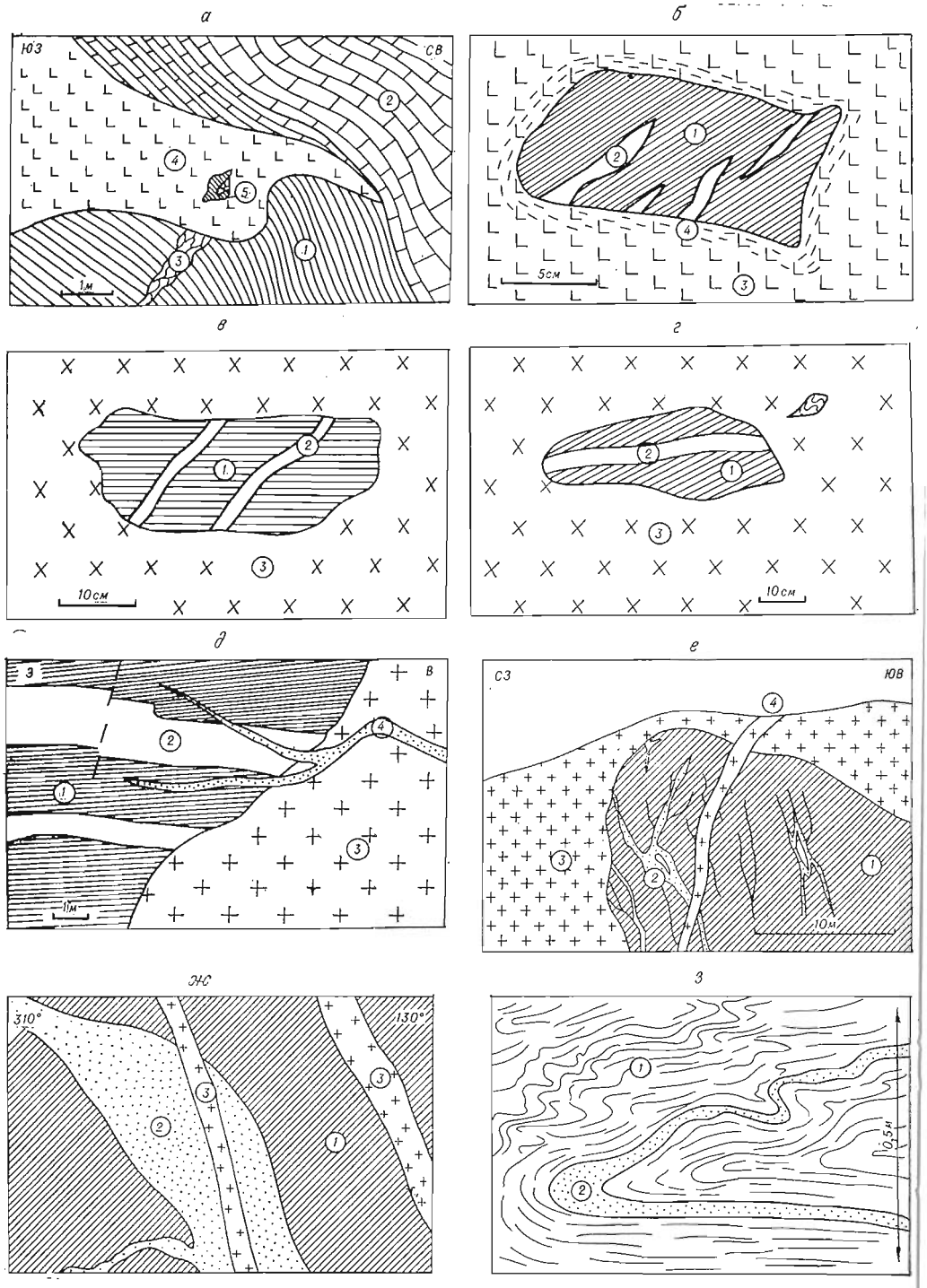


Рис. 52. Соотношения кварцевых жил с породами Нуратинской серии в Северо-Нуратинском поясе.

а — обн. 529 (З. Ю.), южный контакт Кескенсайского интрузива, левый борт Зайнаксая (*1* — ороговикованные сланцы, *2* — мраморизованные известняки, *3* — раздробленная кварцевая жила, *4* — апофиза габбро-диорита, *5* — ксенолит сланца с фрагментом кварцевой жилы); *б* — обн. 532 (З. Ю.), там же (*1* — ороговикованный сланец, *2* — кварцевые жилы, *3* — габбро-диорит, *4* — линейная ориентировка роговой обманки и биотита); *в* — обн. 704 (З. Ю.), Кескенсайский интрузив, осевая часть водораздела Сарыча — Булакбаши (*1* — сланец, *2* — кварцевые жилы, *3* — гранодиорит); *г* — обн. 164 (Э. И.), Мадаватский интрузив близ колодца Мадават, то же; *д* — обн. 824 (З. Ю.), северо-западный контакт Устукского интрузива, 400 м к юго-востоку от перевала Серга (*1* — кварц-биотит-полевошпатовые гнейсы и кристаллические сланцы, *2* — кварцевые жилы, *3* — крупнозернистые биотитовые адамеллиты, *4* — мелкозернистый двуслюдяной гранит); *е* — обн. 194 (Э. И.) — 825 (З. Ю.), южный контакт Темиркобукского интрузива, к югу от кишл. Карабаг (*1* — роговики, *2* — кварцевые жилы, *3* — среднезернистые биотитовые адамеллиты, *4* — двуслюдяные граниты); *ж* — то же (фрагмент); *з* — обн. 288 (Э. И.), Гатчисай, западное окончание Темиркобукского интрузива (*1* — плойчатые кварцево-слюдистые сланцы, *2* — кварцевая жила).

золотом. Он пишет: «Примечательно, что ни одна кварцевая жила или зона окварцевания не заходит в интрузивы, если не считать маломощных кварцевых жил в зонах грейзенизации» (Хамрабаев, 1958, с. 354—356). Подавляющая масса кварцевых жил в Северном Нурата древнее габброидов и гранитоидов Нуратинской серии, т. е. они отчетливо «добатолитовые» (рис. 52, фото 42, 43). Эти жилы чаще всего послойные, нередко отчетливо секущие, во многих местах они будинированы и гофрированы вместе с роговиками. Возможно, среди них есть и весьма древние жилы, допалеозойские, как склонен считать З. А. Юдалевич, или преддевонские, как считает Б. Я. Хорева. Однако прямых доказательств тому пока нет. По данным З. А. Юдалевича, «добатолитовые» кварцевые жилы — несомненно золотоносные образования.

По данным Б. Я. Хоревой (1971), системы кварцевых жил приурочены к «добатолитовому» же зональному метаморфическому комплексу мурунтауского типа, формирование которого она относит к преддевонскому времени. Она отмечает, что по температурам декрепитации и по всем другим особенностям догранитовые кварцы, предоставленные ей для изучения З. А. Юдалевичем, аналогичны золотоносным кварцам Мурунтау. Вместе с тем, как утверждает О. А. Старцев, в районе Сентяба изограда биотита продолжается через карбонатный девон и фиксируется в более молодых терригенных отложениях $C_2b—m_1$. Если это так, то выделенный Б. Я. Хоревой зональный метаморфический комплекс (термальный купол) попадает на тот же возрастной уровень, что и все интересующие нас сейчас образования Бокалинской серии.

Развитые в рассматриваемом районе послегранитовые кварцевые жилы относительно малочисленны. Как подчеркивает З. А. Юдалевич, по морфологии, характеру околорудных изменений, облику кварца, элементам-примесям они существенно иные, чем рассмотренные выше. Среди них он выделяет жилы, связанные с пегматитами и грейзенами, самостоятельные более поздние жилы, а также зоны окварцевания. Содержание золота в этих поздних кварцах, по З. А. Юдалевичу, обычно не превышает 0,005 г/т.

Как видно из изложенного, ситуация в Северо-Нуратинском поясе во многом близка к таковой Каратауского пояса во всем том, что касается взаимоотношений гранитных батолитов и золотого оруденения.

Караулхана-Чармитанский золотоносный пояс

Об этом поясе шла речь при характеристике Кошрабатского интрузива (гл. V). Здесь приводятся те сведения, которые необходимы для сопоставления с другими объектами.

1. Простирание пояса субширотное. Такое же простирание имеют дайки порфировидных кварцевых диоритов, гранодиоритов, адамеллитов, тоналитов и гранитов, имеющих общие черты с породами Бокалинской серии.

2. Пояс пересекает сиениты и граносиениты на равных правах с вмещающими породами, не обнаруживая признаков генетической связи с Кошрабатским интрузивом, т. е. должен считаться наложенным.

3. По морфологии, облику, отношению к поздним тектоническим деформациям (включая будинаж, плойчатость, развальцевание и т. п.) кварцевые жилы Караулхана-Чармитанского пояса очень сходны с северонуратинскими и каратаускими. Тот же характер имеет и золотое оруденение, что было подчеркнуто И. Х. Хамрабаевым (1958, стр. 358).

Все эти данные позволяют относить Караулхана-Чармитанский пояс к числу образований, которые мы объединяем в Бокалинскую серию.

Зирабулакский золотоносный пояс

Пояс расположен в пределах Зирабулакских гор (рис. 53). Называется также Алтыаульским. Изучен крайне слабо.

Наиболее древними дайковыми породами являются кварцевые порфиры и альбитофиры, дислоцированные совместно с вмещающими породами и, по-видимому, комагматичные вулканитам алтыаульской свиты (O_{2-3}). Известны более молодые дайки гранодиорит-порфиров, тоналит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, диоритовых порфиритов, спессартитов (№ 4—9 в табл. 18), отчетливо секущие по отношению к вмещающим породам. Есть сложные дайки, для которых Е. И. Барковская предполагает антидромную последовательность формирования. Как показано на рис. 53, дайки «облекают» Зирабулакский и Чиракджуринский интрузивы, т. е. ведут себя как более древние образования, аналогично Каратаускому и Северо-Нуратинскому поясам.

В окрестностях Зирабулакского интрузива И. Х. Хамрабаевым (1958) и Х. Н. Баймухамедовым (1954) описаны небольшие тела диоритов, тесно ассоциирующие с дайками и вместе с последними отнесенные к первой фазе позднепалеозойского гранитоидного комплекса. Одно из таких тел наблюдалось и нами у кол. Чангаллы (рис. 54, *а*). Диориты обладают весьма высокой натровостью (№ 1—2 в табл. 18). Они пересечены дайкой мелкозернистого гранита, также весьма богатого натрием (№ 3 в табл. 18). Подобные породы для Зирабулакского интрузива совершенно не характерны (см. табл. 25), и это заставляет предполагать принадлежность рассматриваемых образований к Бокалинской, но не Кульджуктауской серии. Ксенолиты тех же диоритов отмечены в адамеллитах, поэтому «добатолитовый» их возраст, как и даек Зирабулакского пояса, сомнений не вызывает.

В Зирабулакском и Чиракджуринском интрузивах имеются лишь редкие высокотемпературные кварцевые жилы с мусковитом, турмали-

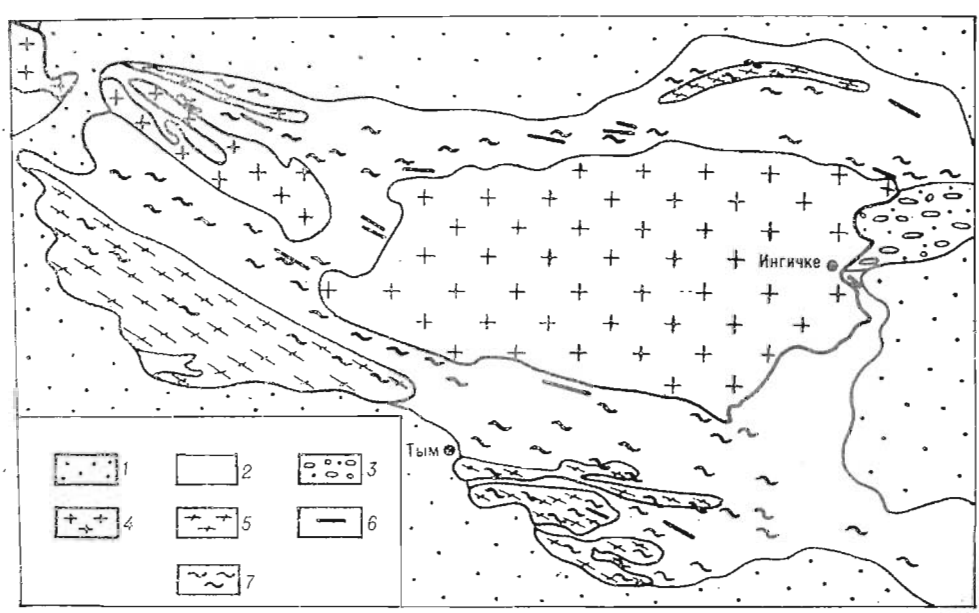


Рис. 53. Схема размещения гранитоидных интрузивов, даек и кварцевых жил в Зирабулакских горах. Сост. с использованием данных И. Х. Хамрабаева, Е. И. Барковской, В. С. Корсакова и др.

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; *2* — палеозойские отложения (O—C_1); *3* — песчанико-сланцево-конгломератовая тепаликская свита C_2m—C_3; *4* — адамеллиты и граниты Кульджуктауской серии (C_3—P_1); *5* — гнейсовидные адамеллиты и граниты Тымского комплекса (aD_1); *6* — дайки диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, лампрофиров; *7* — кварцево-жильные системы.

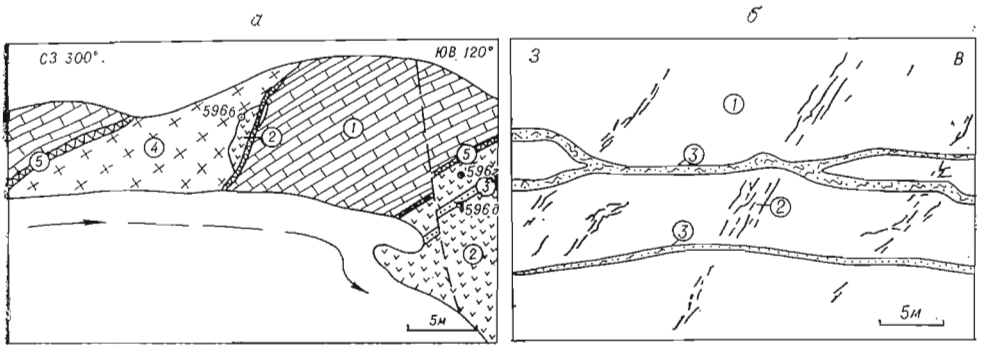


Рис. 54. Зарисовки обнажений в Зирабулакском золоторудном поясе.

а — обн. 596 (Э. И.), восточная окраина кишл. Чангаллы, левый борт сая (*1* — мраморы, *2* — диориты, *3* — натровый аплит, *4* — адамеллиты, *5* — скарны); *б* — обн. 616 (Э. И.), сай Чангаллы, 1 км выше кишлака (*1* — ороговикованные песчаники и сланцы, *2* — кварцевые жилы, *3* — пегматит-аплитовые апофизы Зирабулакского интрузива).

ном и т.п., сопровождаемые грейзенизацией. В то же время в породах рамы как к северу, так и к югу от упомянутых интрузивов широко распространены «холодные» кварцевые жилы в виде свит, штокверковых зон, ветвящихся систем совершенно того же типа, как в ранее описанных золотоносных поясах. Это сходство отмечалось И. Х. Хамрабаевым (1958). Кварцево-жильные системы, как уже сказано в гл. IV, пересекают гнейсовидные гранитоиды Тымского комплекса и палеозойские отложения, в том числе заведомо девонские и раннекарбоновые (район Чангаллы). Вместе с тем во многих местах вдоль северного контакта Зирабулакского интрузива в районах Чангаллы (рис. 54, *б*), Шаувас, по дороге в пос. Зирабулак, а также на юге, в районе Аймахаля, многократно наблюдались пересечения таких же кварцево-жильных систем позднепалеозойскими гранитами. Штуфное опробование кварцевых жил, секущих древние гранитоиды Тымского комплекса, показывает несомненную их золотоносность (см. гл. IV). Высокое содержание золота отмечено в жильном кварце из ксенолита в адамеллитах Зирабулакского интрузива, а также в кварцевых гальках из конгломератов тепаликской свиты (C_2m_2—C_3) в районе кишл. Шаувас. Таким образом, верхний возрастной предел золотого оруденения здесь, как и в ранее рассмотренных поясах, не моложе конца среднего карбона, причем это оруденение несомненно «добатолитовое».

Мурунтауский пояс даек и золотого оруденения

Располагается пояс на юге гор Тамдытау (рис. 55), простирание субширотное. Вмещающими породами служат отложения ауминзинской, тасказганской и бесапанской свит позднего докембрия.

Пояс изучен главным образом благодаря работам В. Г. Гарьковца, С. Д. Шера, И. П. Заревич, В. Н. Ушакова, А. Т. Бендика, П. Н. Подкопаева, Б. Я. Хоревой, О. И. Кима и др. Наиболее детально исследована его восточная часть, т. е. собственно Мурунтауское рудное поле (Гарьковец, 1969; Бендик, 1969; Бендик, Касавченко, 1969; Рахматуллаев, Шер, 1969; и др.).

В пределах пояса выделяются лейкократовые и меланократовые дайки. Первые распространены только в восточной части пояса. А. Т. Бендик считает их наиболее ранними. Мощность даек варьирует от первых метров до 20—30 м, простирание широтное, углы падения 50—70°. Среди них выделяются гранит-порфиры, плагиопорфиры и сферолит-порфиры, подразделяемые А. Т. Бендиком (1969) на две

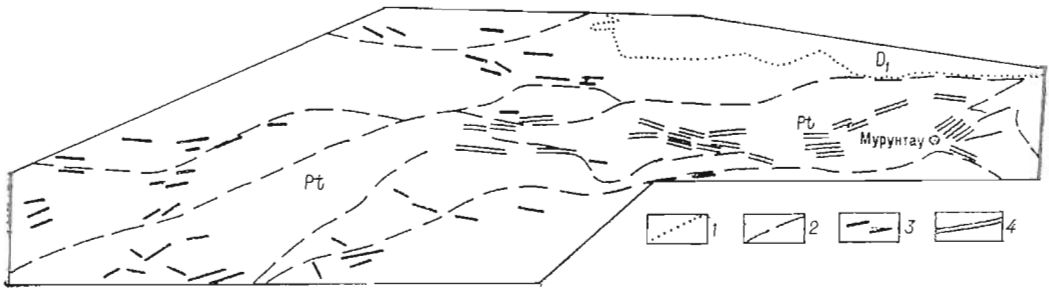


Рис. 55. Расположение даек в Мурунтауском поясе (по материалам П. Н. Подкопаева, О. И. Кима, А. Т. Бендика и др.).

1 — границы толщ; D_1 — доломитов и доломитовых известняков с прослоями песчаников и гравелитов, Pt — песчаников, алевролитов, сланцев, кремнистых пород, с прослоями доломитов и метаэффузивов основного состава; *2* — разломы; *3* — дайки средних и основных пород; *4* — дайки кислых пород.

ветви: натровую и калиевую с повышенной щелочностью, что подтверждается петрохимическими данными (табл. 19). По облику, микроскопическим особенностям и химизму они более всего сходны с гранит-порфирами или фельзит-порфирами Каратауского золотоносного пояса. Они имеют общие признаки и с кислыми дайками Бокалинского интрузива.

Более основные дайки распространены в пределах всего пояса, в том числе в районе месторождения Мурунтау, но в западной части доминируют (рис. 55). Среди них И. В. Мушкин различает микросиенито-диориты, переходящие в диорит-порфириты и диоритовые лампрофиры (керсантито-спессартиты и спессартиты), а также кварцевые диорит-порфириты, близкие к тоналитам Бокалинского интрузива. Дайки диорит-порфиритов самые протяженные (до 1—2 км), мощность их достигает 20—25 м, простирание субширотное и северо-западное. Дайки лампрофиров более мелкие.

Породы данной группы лучше всего сопоставимы с кварцевыми диорит-порфиритами, диорит-порфиритами, спессартитами, вогезито-минеттами Бокалинского интрузива. Аналоги их есть во всех рассмотренных поясах. Вызывает удивление, что в опубликованных и фондовых работах, касающихся Мурунтауского пояса, практически нет химических анализов подобных пород. Лишь анализы № 2—3 в табл. 19, по-видимому, характеризуют наиболее кислые члены данной группы, формально отвечающие граносиенит- или гранодиорит-порфирам. По химизму они сравнимы с гидротермально измененными тоналит- или гранодиорит-порфирами Каракутана.

Дайки гранит-порфиров древнее, чем дайки повышенной основности; те и другие секут ранний жильный кварц, но сами пересекаются кварцевыми, кварц-сульфидными и сульфидными жилами и прожилками (Бендик, 1969а). Судя по антидромному порядку внедрения, характеру соотношений с постмагматической минерализацией, а также по сильным гидротермальным изменениям, мы имеем здесь дело именно с послегранитовыми дайками. Принадлежность их к Бокалинской серии кажется весьма вероятной.

Приведенные суждения основаны на скудном, фрагментарном материале. Их следует расценивать лишь как один из возможных вариантов сопоставления Мурунтауского пояса с другими объектами по характеру дайковых образований.

По поводу генезиса и возраста золотого оруденения Мурунтау идут острые дискуссии. В. Г. Гарьковец и его сторонники развивают представление о докембрийском возрасте и конседиментационном характере главной массы оруденения. Б. Я. Хорева выделяет здесь особый зональный метаморфический комплекс (термальный купол), свя-

Мурунтауский пояс

Таблица 19

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1	3	65,53	0,38	16,32	4,10	0,47	0,03	0,60	2,10	5,00	4,43	0,27	2,26	0,03	0,04		101,25
2	2	66,06	0,28	17,17	2,00	0,76	—	0,50	2,38	4,70	4,67	0,44	2,59	0,02	0,28		101,13
3	Б. н.	66,15	0,45	16,80	4,60	2,02	—	0,70	1,54	4,37	4,50	0,18	1,33	0,10	0,03		102,74
4	16	68,49	0,62	16,43	0,45	2,48	0,07	1,25	0,42	3,73	4,18	—	1,52	0,22		0,11	100,03
5	15	70,17	0,40	14,45	1,96	1,48	—	0,60	0,15	3,47	5,08		1,72	0,10			99,58
6	10	70,92	0,42	14,39	1,57	1,20	0,05	0,45	0,15	3,27	5,23	—	1,92	0,11		0,11	99,79
7	14	71,27	0,32	15,01	1,12	1,34	—	0,60	0,28	3,40	5,42	0,08	1,42	0,07			100,33
8	8	71,52	0,30	14,70	1,67	0,53	—	0,25	0,77	6,43	1,05	0,08	2,24	0,05		0,44	99,73
9	1	71,56	0,30	14,52	2,40	0,54	0,05	0,70	0,56	3,43	5,00	0,20	1,64	0,02		0,02	100,72
10	12	71,74	0,32	14,96	0,92	1,43	—	0,50	0,14	3,64	4,98	0,08	1,34	0,07			100,12
11	13	71,75	0,33	14,88	0,87	1,47	—	0,45	0,21	3,40	5,40	0,04	1,32	0,09			100,22
12	11	71,94	0,32	14,85	1,36	0,94	—	0,55	0,10	3,92	4,40	0,08	1,66	0,10			100,22
13	7	72,37	0,15	13,69	0,34	2,04	—	0,08	0,63	3,43	5,78	0,08	1,36	0,06		0,38	100,39
14	9	72,88	0,17	10,82	6,35	0,63	—	0,15	0,15	4,02	2,82	—	1,50	0,05		0,11	99,69
15	6	73,86	0,16	13,92	1,33	0,61	—	—	0,73	6,82	0,69		1,68	0,02		0,11	99,93
16	3	74,48	0,12	13,21	1,38	0,82	—	0,10	0,21	3,88	4,51		0,88	0,05			99,70
17	Б. н.	75,63	0,13	14,23	0,90	0,32	—	0,30	0,42	7,80	0,18	0,08	0,59		0,07		100,65
18	5	75,72	—	13,88	0,77	0,75	—	—	0,21	4,16	4,70	0,02	0,58	0,02	0,25		100,56
19	1	75,94	0,05	13,35	0,43	0,60	—	0,07	0,28	4,00	4,65	—	0,38				99,86
20	4	76,00	—	13,53	0,32	0,57	—	—	0,49	4,08	5,10	—	0,72	0,02	0,27		101,10
21	2	76,11	—	13,25	0,27	0,75	—	—	0,42	4,14	4,98	—	0,22	0,02			100,36

Примечание. 1 — сиенит-порфир, по А. Т. Бендику. 2 — гранит-порфир, по А. Т. Бендику. 3 — сиенит-порфир, по А. Т. Бендику. 4—8 — кварцевые порфиры, по Л. А. Быкову. 9 — гранит-порфир, по Л. А. Быкову. 10—12 — кварцевые порфиры, по Л. А. Быкову. 13—16 — гранит-порфиры, по Л. А. Быкову. 17 — гранит порфир по А. Т. Бендику. 18—21 — гранит-порфиры, по Л. А. Быкову.

зывая оруденение с процессами метаморфической дифференциации. Возраст этой золотоносной структуры она считает преддевонским на основании перекрытия зонального метаморфического комплекса девоном. О. И. Ким вносит в ее выводы существенную поправку, доказывая, что в основании карбонатного нижнего девона в районе Мурунтау имеется базальная терригенная пачка, которая метаморфизована в той же мусковит-хлоритовой субфации метаморфизма, что и подстилающая бесапанская свита. Таким образом, по О. И. Киму, в зональный метаморфический комплекс должны включаться и девонские образования, а следовательно, время формирования месторождения как такового надо относить к более поздней эпохе. Серьезным подкреплением этого вывода являются данные Ф. П. Кренделева, о том, что терригенные породы девона и бесапанской свиты обладают одинаковым геохимическим фоном по U, Th, K и Au, т. е. и по этому признаку рубеж между девоном и нижележащими толщами не отбивается.

Наиболее многочисленная группа исследователей, в противовес изложенным представлениям, приходит к выводу, что месторождение Мурунтау обладает явственными признаками формирования в надынтрузивной зоне (Хамрабаев, 1958; 1967; Шер, Скляров, 1968; Рахматуллаев, Шер, 1969; Кустарникова, Подкопаев, 1969; Бендик, 1969а; и др.). Доказательства следующие.

1. Наличие ореола сильно ороговикованных, в том числе биотитизированных, пород, аналогичных тем, которые обычно сопровождают интрузивы. Интенсивность контактового метаморфизма уменьшается к периферии ореола и увеличивается, судя по буровым скважинам, с глубиной (Бендик, 1969а; Рахматуллаев, Шер, 1969). По данным О. И. Кима, этот контактовый ореол сдвинут в сторону относительно зонального метаморфического комплекса, представляя собой отдельное образование.

2. Дайки, тесно ассоциирующие с оруденением, формировались в антидромной последовательности, что характерно только для послегранитовых даек, но не для самостоятельных малых интрузий (дайковых аналогов или апофиз интрузивов).

3. Дайки чередуются во времени с разными стадиями золотого оруденения, что характерно как раз для постмагматического процесса в связи с гранитоидными интрузивами.

4. Геофизические данные свидетельствуют о присутствии на некоторой глубине (более 1 км) от поверхности жесткого тела, идентифицируемого как интрузив. По С. Д. Шеру и В. М. Склярову, это предположение находит подтверждение в характере размещения складок и разломов, как бы облекающих подземное тело.

5. По В. Г. Гарьковцу (1969а), рудное поле Мурунтау характеризуется положительной магнитной аномалией. Поскольку Бокалинский интрузив обладает наиболее высокой для Западного Узбекистана магнитностью, указанную аномалию можно соотнести с невскрытым интрузивом того же типа.

Итак, Мурунтау обладает ярко выраженными чертами многостадийного постмагматического месторождения, сформированного в надынтрузивной (криптобатолитовой) зоне. В этом отношении оно имеет очень много общего с золотыми месторождениями Нижнего Приамурья (Изох и др., 1967), а также многих других золоторудных провинций.

Упомянутые новейшие данные о последевонском возрасте метаморфизма и оруденения делают в высокой степени вероятным вывод о принадлежности Мурунтауского пояса и самого месторождения Мурунтау к той же среднекарбоновой эпохе, когда сформировалась Бокалинская серия.

Этот вывод не следует расценивать как отрицание возможности проявления здесь более древнего золота, на что указывают находки

золотоносного жильного кварца в базальных конгломератах девона (Кустарникова, Подкопаев, 1969) и другие данные, не относящиеся к магматизму и потому не рассматриваемые.

Для решения спорных вопросов геологического строения и генезиса Мурунтау необходима проходка буровой скважины глубиной хотя бы 2—3 км для вскрытия подземного интрузива или того, что сейчас под ним понимают. Такие скважины предназначены сыграть ни с чем не сравнимую роль в решении актуальных проблем петрологии и учения о рудных месторождениях (Изох, Онихимовский, Ярмолюк, 1966).

Резюме по Бокалинской серии

1. К этой серии, помимо Бокалинского интрузива, послужившего прототипом, относятся отдельные части Янгаклыкского, Актауского, Заркайнарского и Устукского гетерогенных интрузивов, Джаманкынгырский и Каттармайские штоки, Каттармайский, Каратауский, Северо-Нуратинский, Караулхана-Чармитанский, Зирабулакский, Мурунтауский и Кокпатасский пояса и роидаек и золотого оруденения (рис. 56, 57, табл. 20).

2. Бокалинский интрузив характеризуют следующие главные особенности (см. рис. 32, 33): непрерывный гомодромный ряд пород от габбро до плагиогранитов и нормальных гранитов при резко доминирующей роли тоналитов и трондьемитов; чрезвычайно широкое развитие даек, среди которых выделяются ранний ритм «внутригранитовых» даек, ритм жильных гранитов и два ритма собственно послегранитовых даек; высокая натровость почти всех пород; повышение роли калия к концу эволюции, благодаря чему формируются нормальные и даже калиевые граниты 2-го ритма и обогащенные калием диорит-порфириты и лампрофиры; широкое развитие гидротермальных изменений, сопровождаемых отчетливыми признаками золотоносности, в период формирования послегранитовых даек; весьма высокая магнитность главных типов интрузивных и дайковых пород; мозаичный характер магнитного поля ΔTa до $+500\,\gamma$. Породы интрузива от гранитоидов других серий и комплексов Западного Узбекистана отличаются в 2—5 раз более высоким средним содержанием золота.

3. По аналогии с Бокалинским интрузивом к рассматриваемой серии отнесены отдельные части Янгаклыкского, Актауского, Заркайнарского и Устукского интрузивов, в состав которых входят (и обычно преобладают) также породы Нуратинской серии. Основанием этому послужило, главным образом, сходство по высокой магнитности и натровости, а также по облику, структуре, особенностям главных и второстепенных материалов и последовательности формирования пород, т. е. по всему комплексу признаков, которыми обычно оперируют при петрографическом сопоставлении разобщенных объектов.

По всей сумме признаков с породами Бокалинского интрузива хорошо сопоставимы также тоналиты Каттармайских штоков, а по химизму — диориты и тоналиты Джаманкынгырского штока (см. рис. 56).

4. Наблюдения над приконтактовыми явлениями позволяют говорить об ошибочности ранее высказывавшихся представлений об увеличении основности гранитоидов на контактах с боковыми породами. Наши материалы свидетельствуют о том, что преобладающим типом эндоконтактовых изменений является увеличение кислотности и (или) щелочности независимо от характера субстрата: метабазитового (Бокалинский интрузив), карбонатного (Янгаклыкский и Заркайнарский) или песчанико-сланцевого (Устукский и Каттармайский интрузивы). Лишь в редких случаях возникают гибридные породы повышенной основности, которые от нормальных интрузивных пород отличаются

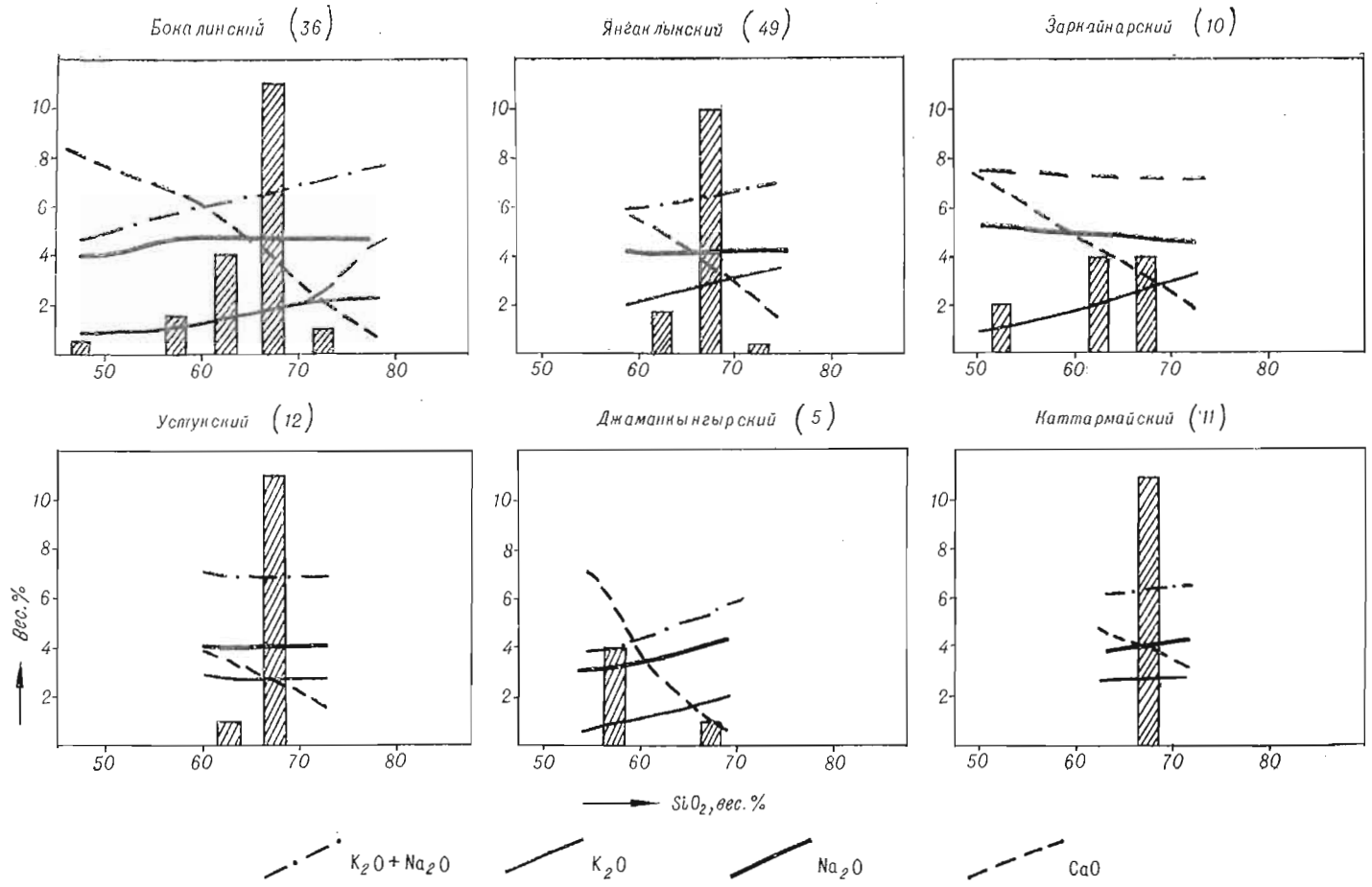


Рис. 56. Статистико-петрохимические диаграммы интрузивов Бокалинской серии. В скобках указано число анализов. Пояснение в тексте и в табл. 20.

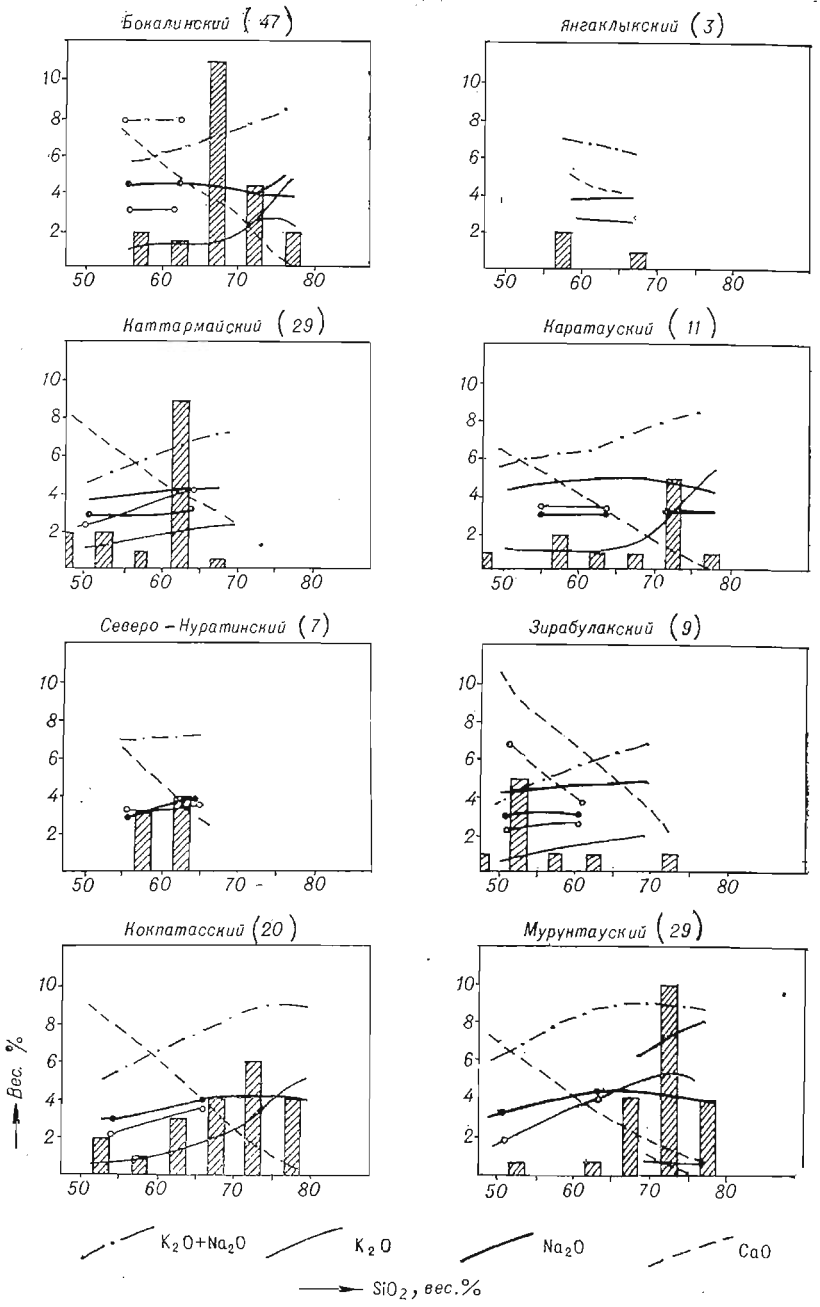


Рис. 57. Статистико-петрохимические диаграммы дайковых пород золоторудных поясов Бокалинской серии. В скобках указано число анализов. Кружками ограничены вариационные линии послегранитовых диорит-порфиритов и лампрофиров. Пояснения в тексте и в табл. 20.

специфическими соотношениями породообразующих окислов (Янгаклыкский интрузив).

Для маломощных приконтактовых оторочек и тонких апофиз характерна прямая зависимость их состава от боковых пород. Так, в Бокалинском интрузиве на контактах с метабазитами (эффузивами) возникают высоконатровые плагиогранитные оторочки, в Янгаклыкском и Заркайнарском интрузивах на контакте с мраморами — гранитные и

иногда сиенитовые, весьма богатые калием, в Устукском интрузиве на контактах с терригенными породами — обогащенные то калием, то натрием (реже). Эти изменения ограничены узкой зоной непосредственного контакта, они не распространяются в глубь интрузивных тел и не оказывают существенного влияния на состав главных типов пород.

Особый тип контактовых изменений — обогащение калием и кремнеземом более широких эндоконтактовых зон и апикальных частей интрузивов. Это явление отмечено в краевых частях Бокалинского, Янгаклыкского и Устукского интрузивов. Оно изучено еще недостаточно, хотя для расшифровки ряда особенностей интрузивов представляется важным.

Относительная обогащенность калием сильнее всего сказывается в апикальных частях интрузивов или в выдвинутых кверху куполах. Этой причиной можно объяснить более высокое содержание калия в Янгаклыкском, Устукском, Каттармайском интрузивах, чем в Бокалинском или Заркайнарском — наиболее крупных и глубже эродированных (см. рис. 56). Джаманкынгырский шток по этому признаку сходен с Бокалинксим интрузивом и, по-видимому, не относится к числу сателлитов.

В то же время не исключено, что различия в отношении щелочей имеют очаговую природу, т. е. связаны с режимом интрателлурических потоков, участвующих в магмообразовании. Независимо от того, насколько справедливы наши рассуждения, мы имеем дело с латеральными вариациями щелочности, с которыми при формационном анализе необходимо считаться.

5. Сопоставление даек Бокалинского интрузива и золоторудных роев и поясов иллюстрируется табл. 20 и рис. 57. Подобные сопоставления всегда сопряжены с особыми трудностями, так как круг привлекаемых признаков по сравнению с таковым для интрузивных пород значительно сужен. Задача затруднена и тем, что дайковые пояса и рои, несмотря на принадлежность к золотоносным структурам, остаются систематически не изученными.

6. Последовательность даек в разных поясах установлена лишь по отдельным фрагментам, поэтому в табл. 20 допущен ряд условностей. Сопоставление усложняется тем, что сходные (одноименные) породы, например кварцевые диорит-порфириты, тоналит-порфиры, гранит-порфиры и т. д., могут слагать дайки-апофизы глубжележащих интрузивных тел, а могут относиться к комплексу послегранитных даек. Выявить среди последних несколько ритмов, как в Бокалинском интрузиве, при фрагментарности наблюдений невозможно. Поэтому сопоставление даек по их положению в ряду других пород Бокалинской серии остается тем трудно достижимым пределом, к которому можно подойти только после весьма детальных исследований. Мы перед собой, естественно, такую задачу не ставили.

7. Общими для Бокалинского интрузива и различных золоторудных поясов являются гранит-порфиры, тоналит-порфиры, диорит-порфириты, спессартиты и другие близкие к ним дайковые породы (см. табл. 20). Особенно типичны дайки, претерпевшие серицитизацию, окварцевание, хлоритизацию, нередко также биотитизацию. Характерно сочетание явно натровых по первичному составу пород с обладающими либо первичной повышенной калиевостью (гранит-порфиры, лампрофиры), либо вторичной, приобретенной в постмагматическую стадию (серицитизированные и биотитизированные тоналит- и гранодиорит-порфиры или гранит-порфиры). Этот вопрос, впрочем, требует более детального обоснования.

8. В табл. 21 суммированы данные, свидетельствующие о близком или, во всяком случае, сопоставимом интервале возраста рассматриваемых объектов. Несмотря на спорные моменты, обусловленные недо-

Таблица 20

Сопоставление интрузивов и поясов даек Бокалинской серии по главным типам пород

	Породы	Бокалинский	Янгаклыкский	Заркаиншарский	Устукский	Сев. Нурата	Каттармай	Каратау	Зирабулак	Джаманкынгыр	Мурунтау
Послегранитовые дайки	Диоритовые лампрофиры	+			[+]?	+	+	+	+		+
	Диорит-порфириты (в том числе с кварцем)	+	+		[+]?	+	+	+	+		+
	Тоналит-порфиры	+	+			+	+	(+)	(+)		(+)
	Гранодиорит-(трондьемит) порфиры	+	[+]			(+)	+		(+)		
	Плагиогранит-порфиры	+						+			(+)
	Гранит-порфиры	+		[+]				+			(+)
	Фельзит-порфиры							+			(+)
Интрузивные породы и их дайковые аналоги	Граниты	+	+	[+]	[+]						
	Плагиограниты	+		+							
	Трондьемиты-гранодиориты	+	+	+	+						
	Тоналиты	+	+	+	+		+			+	
	Кварцевые диорит-порфириты	+	[+]	+		+	[+]	+	+	+	
	Диорит-порфириты	+	[+]	+			[+]	+	+	+	
	Габбро-диабазовые порфириты	+	[+]	[+]		+?	+?	+?			+
Варианты серии		З	НЗ	НЗ	НЗ	НЗ	НЗ	З	НЗ	НЗ	З

Примечание. Знаками показаны: + установленный тип пород; [+] — предполагаемый тип пород, не подтвержденный петрохимическими данными; (+) неясность положения в общем ряду пород серии; +? — неуверенность по поводу принадлежности к Бокалинской серии. Варианты интрузивной серии: З — завершенный, НЗ — незавершенный.

статочной стратиграфической датировкой ряда толщ, из табл. 21 следует, что нижний возрастной предел большинства объектов, несомненно, не древнее D_1, вполне вероятно — C_1—C_2m; верхний предел, несомненно, раньше батолитовых интрузий C_3—P_1, вполне вероятно — до молассы C_2m_2—C_3.

9. Как видно из рис. 58, интрузивы и дайковые пояса Бокалинской серии распространены во всех структурно-формационных зонах Западного Узбекистана. Это значит, что ее формирование относится к какому-то единому для всей территории геологическому событию, каковым может быть только общее воздымание складчатой области, ибо в иных условиях гранитоидный магматизм не проявляется. Именно такая обстановка, по К. К. Пяткову и И. А. Пяновской, имеет место в конце среднего карбона: возникшее в это время поднятие фиксируется развитием во всех структурно-формационных зонах молассовых отложений C_2m_2—C_3, более поздних, чем Бокалинская серия и все сопровождающие ее образования. Это обстоятельство серьезно укрепляет вывод о формировании данной серии примерно на рубеже раннего и позднего московского веков.

10. Интересно рассмотреть особенности размещения интрузивов Бокалинской серии по вертикали. По существу, в регионе есть лишь один хорошо эродированный и крупный интрузив — Бокалинский; бли-

Таблица 21

Возрастное положение объектов Бокалинской серии

Объект	Нижняя граница	Верхняя граница
Интрузив:		
Бокалинский	C_2b — C_2m_1	C_2m_2—C_3 с галькой натровых гранитоидов
Янгаклыкский	Pz_1	Граниты Нуратинской серии (C_3—P_1)
Актауский	Pz_1	Кварцевые диориты и граниты Нуратинской серии
Заркайнарский	Pz_1	Гранодиориты и граниты Нуратинской серий
Устукский	Pt (?)	Граниты Нуратинской серии (?)
Пояс:		
Каттармайский	D_1 (?)	Граниты Акмазарского интрузива (C_3—P_1)
Каратауский	D_1	Граниты Каратауского интрузива (C_3—P_1)
Сев.-Нуратинский	C_2m_1	Габброиды и гранитоиды Нуратинской серии. Конгломераты с галькой тоналит-порфиров C_{2-3}
Зирабулакский	C_1t	Граниты Зирабулакского интрузива C_3—P_1. Тепаликская свита C_{2-3} с галькой золотоносного кварца
Мурунтауский	D_1	

Примечание. Возраст толщ дан по К. К. Пяткову и И. А. Пяновской.

зок к нему по этому признаку, пожалуй, только Заркайнарский. Янгалыкский, Устукский и особенно Каттармайский и Джаманкынгырский интрузивы — сравнительно небольшие или совсем мелкие тела типа штоков. На месторождении Мурунтау крупный подземный интрузив намечается как по геофизическим, так и по геологическим данным. Касательно дайковых поясов можно говорить о залегании материнских интрузивов на значительной от поверхности глубине; а именно, судя по отсутствию выраженных ореолов контактового метаморфизма, скорее всего, свыше 3—4 км.

Таким образом, пояса и рои даек и золоторудных гидротермальных образований выступают в качестве проекций на дневную поверхность крупных глубинных плутонов. Эти пояса и рои вместе с интрузивами можно определить как *очаговые ареалы* (по Фаворской и др., 1969). Переходы от групп или цепочек интрузивов к поясам даек и золоторудных проявлений отчетливо устанавливаются на Дальнем Востоке (Изох и др., 1967). Это достаточно общая закономерность. Поэтому высказанная выше идея имеет достаточные, на наш взгляд, основания.

Большинство плутонов Бокалинской серии остановилось на большей глубине, чем батолиты следующей магматической эпохи (C_3—P_1). Благодаря этому на наблюдаемой поверхности эрозионного среза широко развито средне- и низкотемпературное золотое оруденение, удаленное от своих источников, но занимающее один уровень с упомянутыми батолитами.

11. Намечаются следующие очаговые ареалы Бокалинской серии: собственно Бокалинской, Кокпатасский, Джаманкынгырский, Мурунтауский, Северо-Нуратинский, Чармитанский, Актау-Заркайнарский, Каратауский и Зирабулакский. Как показано в табл. 20, выделяется два типа очаговых ареалов: с завершенным вариантов интрузивной серии и с незавершенным (без кислых лейкократовых членов). К первому типу относятся Бокалинский интрузив, Каратауский и Мурунтауский пояса, а ко второму — все прочие объекты.

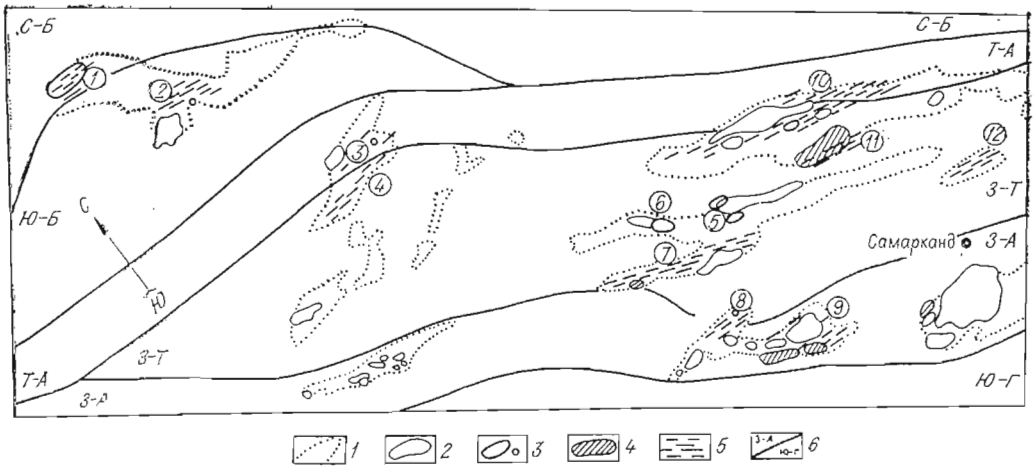


Рис. 58. Размещение интрузивов, поясов и роев даек Бокалинской серии в Западном Узбекистане.

1 — контуры выходов палеозоя и докембрия; *2* — интрузивы Кульджуктауской и Нуратинской серий (C_3—P_1); *3* — интрузивы Бокалинской серии (C_2); *4* — интрузивы Кошрабатской серии (D_3—C_1) и Тымского комплекса (aD_1); *5* — пояса и рои даек Бокалинской серии; *6* — границы структурно-формационных зон; *С—Б* — Северобукантауской, *Ю—Б* — Южнобукантауской, *Т—А* — Туркестано-Алайской, *З—Т* — Зеравшано-Туркестанской, *З—А* — Зеравшано-Алайской, *Ю—Г* — Южногиссарской. Очаговые ареалы Бокалинской серии (цифры в кружках): *1* — Бокалинский, *2* — Кокпатасский, *3* — Джанманкыгырский, *4* — Мурунтауский, *5—6* — Актау-Заркайнарский, *7* — Каратауский, *8* — Каттармайский, *9* — Зирабулакский, *10* — Северо-Нуратинский, *11* — Караулхана-Чармитанский, *12* — Марджанбулакский.

12. С Бокалинской серией, по Э. П. Изоху, надо связывать преобладающую часть магматогенного гидротермального оруденения в Западном Узбекистане. Доказательства этого нового для региона вывода сводятся к следующему:

1) Бокалинский интрузив, как уже сказано выше, обнаруживает отчетливую геохимическую специализацию на золото и к тому же сопровождается скарнами и гидротермально измененными породами с прямыми признаками золотого оруденения;

2) Каттармайские тоналитовые штоки, расположенные в пределах одноименного золоторудного пояса, весьма насыщены жилами золотоносного кварца;

3) под Мурунтауским рудным полем есть основания предполагать невскрытый интрузив, который, судя по высокой магнитности и составу дайковых роев, сопоставим именно с Бокалинским или другими интрузивами рассматриваемой серии;

4) послегранитовые дайки Бокалинского интрузива обнаруживают вполне определенное сходство с дайками золоторудных поясов, в пределах которых они тесно ассоциируют с золотым оруденением структурно и по времени формирования;

5) по положению в общей структуре (см. рис. 58) и по геологическому возрасту (см. табл. 21) интрузивы, дайки и золоторудные проявления или месторождения занимают одну и ту же позицию; их следует относить к одной и той же магматической и металлогенической эпохе в конце среднего карбона. Это — главная эпоха эндогенной золотоносности в Западном Узбекистане. Утверждая это, мы отнюдь не склонны отрицать возможность проявления как древнего, так и молодого золота в данном регионе, так как известно, что «сквозная» золотоносность (т. е. связь с разными геологическими формациями, и притом различных типов) свойственна многим крупным золоторудным провинциям.

13. Источником золотого оруденения, на наш взгляд, служат крупные тела натровых гранитоидов, которые на верхних горизонтах коры представляют собой собственно интрузивы, но глубже могут переходить

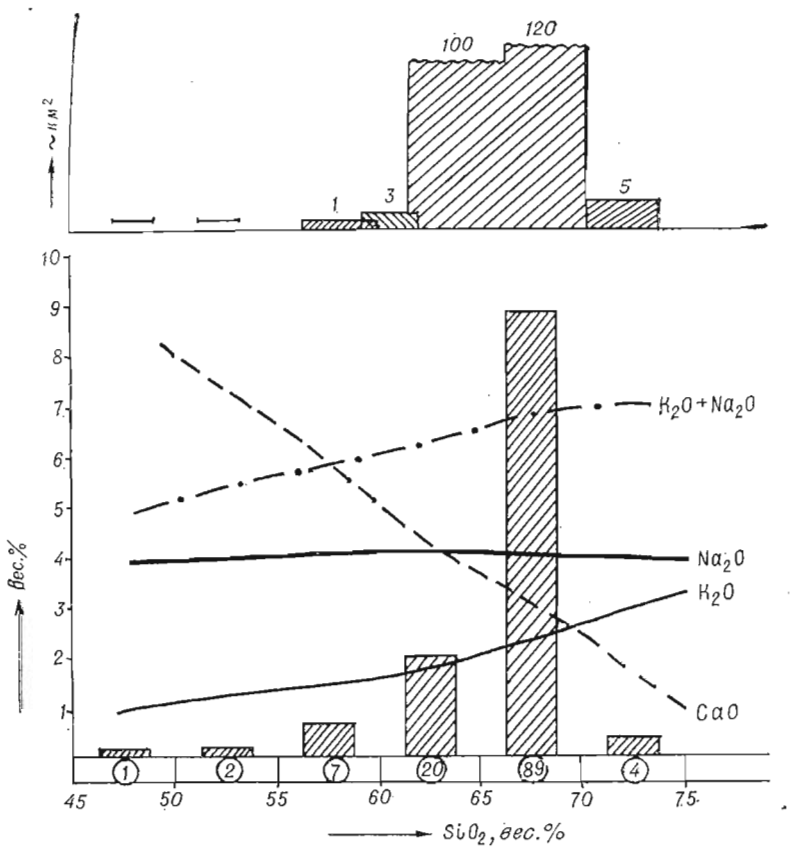


Рис. 59. Сводная статистико-петрохимическая диаграмма интрузивных пород Бокалинской серии.

в автохтонные тела, залегающие на месте магмообразования. Сосредоточение оруденения в надынтрузивных зонах (месторождение Мурунтау и практически все прочие золоторудные пояса) указывает на то, что гранитоидные плутоны являются непосредственными «излучателями» оруденения. Следовательно, можно говорить о прямой генетической связи с ними оруденения (Изох и др., 1967). С точки зрения этих представлений совмещение оруденения с мелкими куполами-сателлитами типа Каттармайских штоков надо расценивать как парагенетическую связь. Связь оруденения с послегранитовыми дайками представляется более сложной. Дайки и оруденение, по нашим представлениям, происходят с разных уровней очаговой зоны. Проявляясь практически одновременно, оруденение и дайки далеко не всегда совмещены пространственно или структурно. Поэтому случаи, когда золотое оруденение локализуется без даек или, наоборот, дайки без концентрированного оруденения, вполне нормальны.

14. Бокалинская серия — натровая, непрерывная (рис. 59, 60), в одних очаговых ареалах — завершенная, а в других — незавершенная. Она сопоставима либо с батолитовыми формациями тоналит-грано-диоритового или «пестрого» состава, либо, лучше всего, с габбродиорит-гранодиоритовой формацией, по Ю. А. Кузнецову (1964), но с оговоркой по поводу высокой натровости гранитоидов.

15. Близкие аналоги Бокалинской серии в других областях СССР — Мартайгинский, Ольховский, Таннуольский и другие сходные с ними комплексы Алтае-Саянской области (Cm_3—О), Степнякский комплекс Северного Казахстана (Cm_3—О), Пластовский (Кочкарьский) Средне-

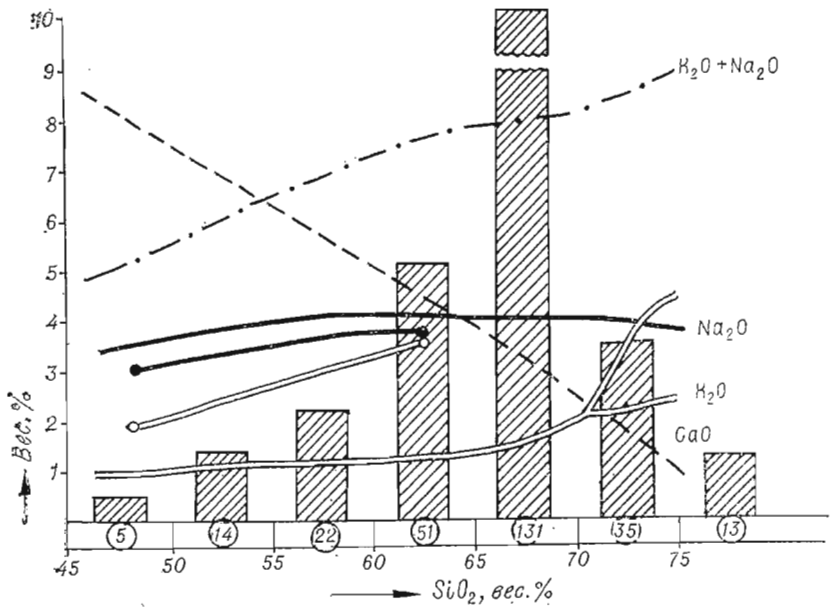


Рис. 60. Сводная статистико-петрохимическая диаграмма интрузивных и дайковых пород Бокалинской серии. Кружочками ограничены вариационные линии послегранитовых диорит-порфиритов и лампрофиров.

то Урала (C_2), Змеиногорский и Кунушский Рудного Алтая и Калбы (C_2), Басугуньинский Северо-Востока СССР (Cr_1), Нижнеамурская и Татибинская серии Нижнего Приамурья и Сихотэ-Алиня (Cr_2), габбро-плагиогранитовые комплексы Камчатки и Курильских островов (Pg_3—N) и другие (рис. 61).

16. Наиболее общие черты габбро-гранитовых серий перечисленных выше регионов следующие: гомодромная последовательность интрузивных и антидромная — дайковых пород; подчеркнутая натровость преобладающих типов гранитоидов; сближение по содержанию Na_2O и K_2O вплоть до преобладания последнего в последних наиболее кислых членах гомодромного ряда; присутствие среди послегранитовых даек как натровых, так и калинатровых пород; латеральные вариации по признаку завершенности и (или) прерывистости.

Очень характерна устойчивая ассоциация натровых габбро-гранитовых серий именно с золотым оруденением: все перечисленные в предыдущем пункте регионы представляют собой широко известные золоторудные провинции. Характерна также принадлежность натровых серий к более раннему (по сравнению с калинатровыми или калиевыми габбро-гранитовыми сериями или гранитоидными батолитовыми комплексами) этапу геологической истории складчатых областей. Соответственно золотое оруденение оказывается более ранним, чем гранитные батолиты и связанное с ними редкометальное оруденение. Наконец, в ряде золоторудных провинций широко развиты рои и пояса малых интрузивов и даек, тогда как крупные тела натровых гранитоидов малочисленны или практически не вскрыты эрозией. Последнее связано с уже упоминавшейся «остановкой» натровых гранитоидных плутонов на значительной глубине от поверхности. Эта черта присуща Северо-Востоку и Дальнему Востоку СССР, Уралу, Северному Казахстану, Калбе и другим областям, где золото ассоциирует с формацией «малых диоритовых интрузий», выделенной еще Ю. А. Билибиным. Последняя, однако, не самостоятельная магматическая формация, а лишь особая форма проявления натровых габбро-гранитовых

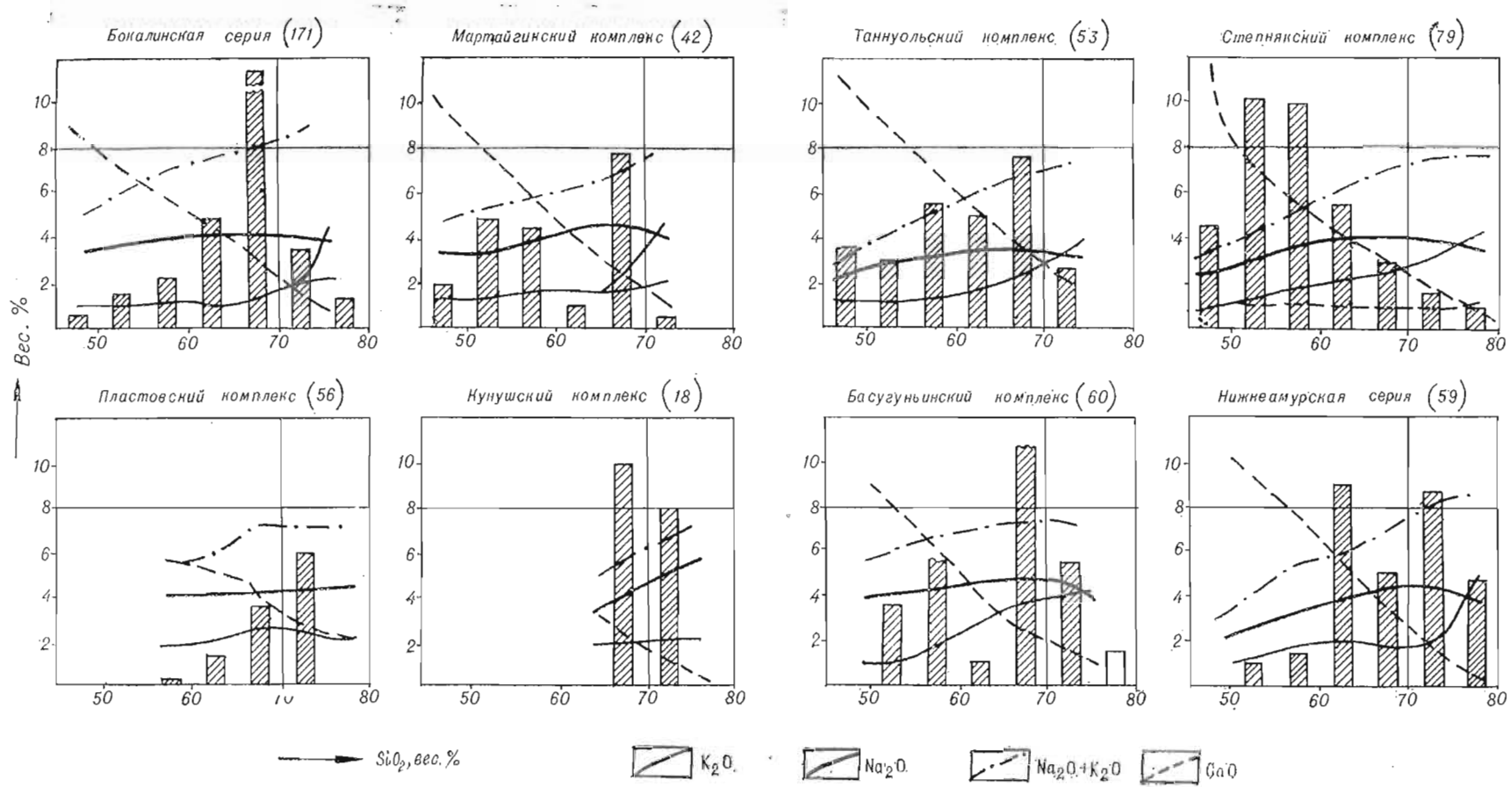


Рис. 61. Сопоставление золотоносных натровых гранитоидных формаций разных областей СССР.

серий в надынтрузивных зонах в виде куполов, сателлитов, даек-апофиз нижнележащих плутонов, а также роев или поясов послегранитовых даек.

17. Перечисленные главные черты золотоносных габбро-гранитовых формаций в полной мере присущи Бокалинской серии. Это обстоятельство стало для нас очевидным уже в самом начале исследований в Западном Узбекистане и явилось стимулом для специального выяснения геологической позиции золотоносных формаций: их возраста, отношения к гранитоидным батолитам и т. п. Заданная постановка вопроса определила целенаправленность и экономичность (в смысле затрат времени и труда) полевых исследований. В короткий срок было получено много фактических данных, как новых для региона, так и ранее известных, но недооценивавшихся, изложению которых была посвящена вся данная глава. Этот пример наглядно иллюстрирует большие возможности формационного анализа как метода широких аналогий применительно к решению конкретной задачи.

18. Структура и магматизм золотоносных поясов Западного Узбекистана специально еще не исследовались, несмотря на очевидную для практики важность подобного изучения. Уже сейчас ясно, что в качестве ведущих рудоконтролирующих структур большую роль играют разломы, пояса повышенной трещиноватости, поперечные геоблоки, зональные метаморфические комплексы, надынтрузивные контактовые ореолы и морфоструктуры, относящиеся к бокалинской эпохе. Выделение перечисленных структурных элементов — важнейшая задача региональной тектоники и металлогении, и к ее решению надо приступать незамедлительно.

Глава VII

КУЛЬДЖУКТАУСКАЯ ГАББРО-ГРАНИТОВАЯ СЕРИЯ

Позднепалеозойский гранитоидный комплекс И. Х. Хамрабаева (1958) нами подразделен на две одновозрастные и связанные латеральными отношениями интрузивные серии: Нуратинскую и Кульджуктаускую. Первая относительно непрерывная, ее описанию посвящена следующая глава. Кульджуктауская серия отчетливо прерывистая. Состав и строение ее, т. е. набор и последовательность формирования интрузивных пород, меняются от места к месту. В пространственно сближенных интрузивах, сконцентрированных в одном районе, характер серии примерно однотипен. Это обстоятельство служит основанием для выделения таких районов в качестве особых ареалов.

КУЛЬДЖУКТАУСКИЙ АРЕАЛ

В этом ареале сосредоточено более 10 интрузивов, наиболее крупные — Тозбулакский, Таушанский, Актостинский, Шайдаразский, Бельтауский.

И. Х. Хамрабаевым (1958) интрузивные породы района подразделялись на два комплекса: габброидов (условно C_1) и гранитоидов (C_3—P_1), причем часть габброидов была отнесена ко второму комплексу в качестве ассимиляционных фаций гранитоидов.

Тозбулакский интрузив

Часть этого гетерогенного интрузива сложена породами Кошрабатской серии и уже описана в гл. V. Там же приведены общие сведения. К Кульджуктауской серии в этом интрузиве относится ряд пород: габброиды — среднезернистые биотитовые граниты — крупнозернистые лейкократовые биотитовые граниты — мелкозернистые двуслюдяные граниты — кварцевые диорит-порфириты — спессартиты.

Габброиды другими исследователями, вслед за И. Х. Хамрабаевым, причислялись к ассимиляционным фациям гранитов. Я. Б. Айсановым они, однако, откартированы в виде четких интрузивных тел в восточной и северо-восточной частях интрузива (рис. 62). Суммарная площадь их не более 1,5 кв. км. Породы мелко-среднезернистые, меланократовые, черно-зеленые или серо-зеленые, однообразные и довольно однородные, лишь иногда с более крупнозернистыми и плагиоклаз-амфиболовыми пегматоидными обособлениями. Структура гипидиоморфнозернистая с переходами в офитовую и пойкилоофитовую. Состоят породы из зонального андезин-лабрадора (около 60%), бледно-зеленой, буровато-зеленой или светло-бурой роговой обманки (20—30%), содержащей островные реликты моноклинного пироксена, крупных «ситовидных» пластинок красно-бурого биотита (до 10%), ильменита (до 3%), апатита, сфена. Обычно есть 2—3%, редко до 10%

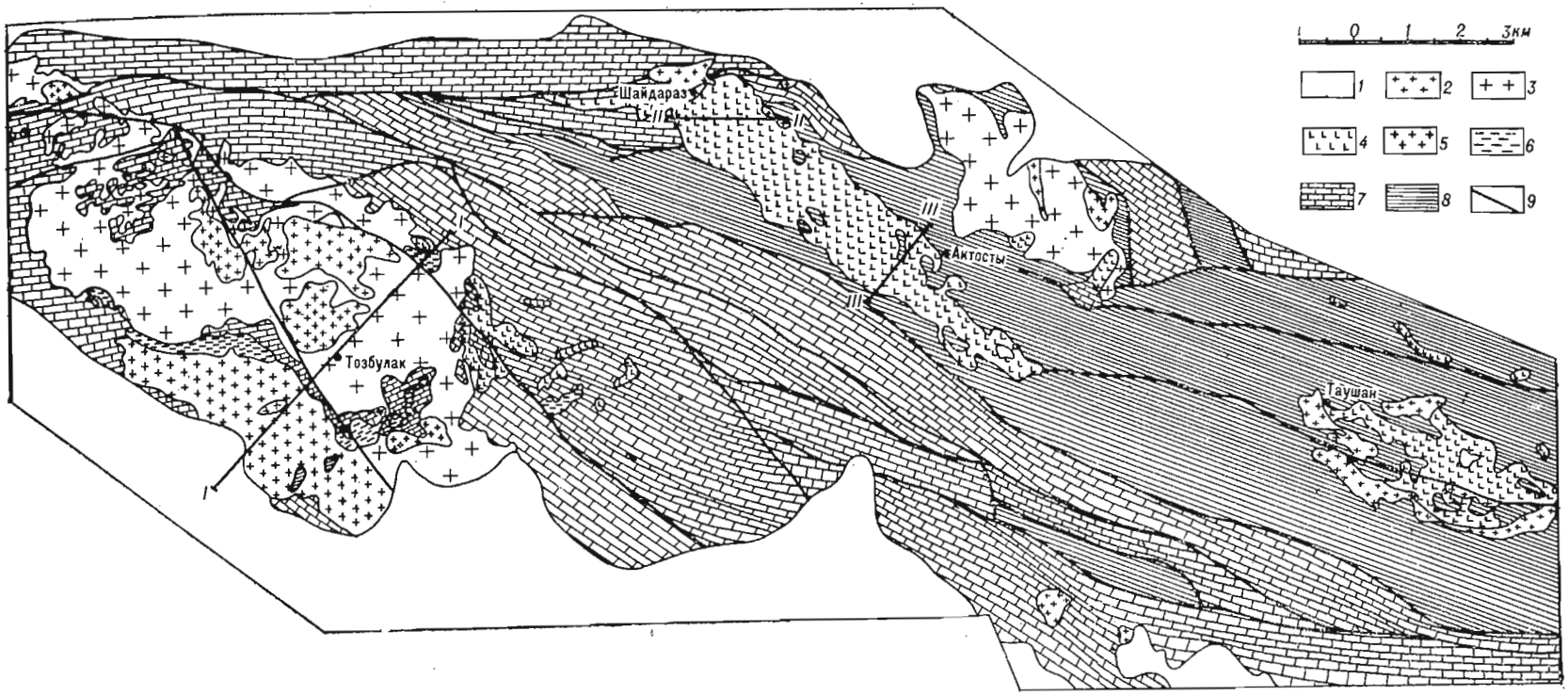


Рис. 62. Схематизированная геологическая карта восточной части Кульджуктау (по Я. Б. Айсанову; расчленение и номенклатура интрузивных пород по Э. П. Изоху).

1 — мезокайнозойские отложения; *2—4* — Кульжуктауская серия: *2* — мелкозернистые двуслюдяные граниты, *3* — биотитовые граниты, *4* — габбро; *5—6* — Кошрабатская серия: *5* — субщелочные граниты, *6* — сиенитонды; *7* — мраморы S и D; *8* — песчанико-сланцевые отложения O—S и C; *9* — разломы.

Таблица 22

Тозбулакский интрузив (Кульджуктауская серия)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_2	Сумма
							1. Габброиды										
1	403л	51,22	0,85	16,10	1,95	5,50	0,10	6,70	8,54	3,22	1,71	0,07	4,61	0,09	1,54	0,10	100,26
2	406а	52,29	1,20	16,66	1,80	6,37	0,12	3,70	6,86	3,61	1,98	0,13	4,54	0,16	0,39	0,10	99,42
3	407а	54,00	1,10	16,68	2,14	6,19	0,18	4,60	7,38	4,00	1,10	0,14	2,67	0,18	0,60	0,10	100,36
Среднее	из 3	52,50	1,05	16,48	1,96	6,02	0,13	4,86	7,59	3,61	1,60	0,11	3,27	0,14	0,84	0,30	99,32
							2. Среднезернистые биотитовые граниты										
4	1393	70,12	0,24	15,04	0,65	1,57	Сл.	0,67	3,80	2,52	4,76		0,16		0,45	Сл.	99,53
5	519б	70,68	0,22	14,30	0,56	1,69	0,05	0,70	2,24	2,67	5,44	0,10	1,01	0,05	0,24	0,11	99,71
6	1420	71,00	0,19	15,16	2,35	0,79	Сл.	—	2,80	2,29	4,92	—	0,38	0,01	—	—	99,89
7	515а	71,46	0,27	14,13	0,82	1,12	0,03	0,70	2,10	2,85	5,10	0,13	1,21	0,05	0,16	0,10	99,97
8	515б	71,77	0,30	14,11	0,42	1,80	0,03	0,40	1,82	3,15	5,10	0,12	1,38	0,05	0,60	0,10	100,45
9	726	72,00	0,26	13,30	0,03	2,50	Сл.	0,20	1,40	3,40	4,60	0,07	1,85	0,05		0,05	99,66
10	1418	72,42	0,18	14,18	1,43	0,60	»	0,87	0,60	3,15	5,82		0,74	0,02	—	—	100,01
11	1419	72,67	0,12	15,42	1,18	0,68	»	1,51	2,80	2,69	2,53		0,32	—	—	—	99,92
12	1421	72,97	0,14	15,82	0,75	0,68	»	1,09	2,20	2,59	2,52	—	0,96	0,01	—	—	99,73
Среднее	из 9	71,67	0,21	14,61	0,91	1,27	0,01	0,68	2,20	2,81	4,53	0,05	0,87	0,03	0,16	0,04	99,87
							2п. Приконтактовый лейкогранит										
13	515в	72,52	0,15	13,93	0,14	1,33	0,02	0,90	0,98	3,30	5,70	0,11	1,30	0,05	0,50	0,10	100,43
							3. Средне-крупнозернистые биотитовые граниты										
14	1396	73,66	0,16	13,79	0,46	1,59	Сл.	0,56	1,70	2,68	4,77		0,96		0,44	Н. о.	100,33
15	1398	74,04	0,15	13,74	0,58	1,23	»	1,04	2,20	2,61	3,83		0,10		0,44	Сл.	99,52
16	1399	74,04	0,12	13,66	0,28	1,14	»	0,67	3,30	2,40	4,59				0,24	»	100,20
17	1407	74,36	0,15	12,36	0,07	2,12	0,05	0,50	0,98	3,40	4,93	0,20	0,86	0,05	0,30	0,10	100,03
18	510в	74,85	0,10	13,33	0,24	1,15	0,02	0,30	0,84	3,30	5,70	0,08	0,65	0,05	0,16	0,10	100,61

19	500г	75,11	0,12	13,32	0,18	1,11	0,05	0,30	0,84	3,35	4,75	0,32	1,25	0,05	0,22	0,10	100,75
20	500а	75,41	0,12	13,45	0,06	1,26	0,05	0,40	0,98	2,90	5,00	0,24	0,80	0,05	0,16	0,10	100,72
21	500б	75,79		13,19	0,06	1,26	0,05	0,40	0,84	2,90	5,00	0,10	0,44	0,05	0,10	0,10	100,08
Среднее	из 8	74,66	0,12	13,35	0,24	1,36	0,03	0,52	1,46	2,94	4,82	0,12	0,50	0,03	0,26	0,06	100,28
						3п. Приконтактовые лейкограниты											
22	501б	75,42	0,05	13,42	0,12	0,91	0,05	0,40	0,84	3,57	4,50	0,20	1,10	0,05	0,27	0,10	100,63
23	501г	75,57	0,05	13,40	0,12	0,57	0,05	0,30	0,50	3,70	4,75	0,60	1,26	0,05	0,22	0,10	100,92
Среднее	из 2	75,49	0,05	13,41	0,12	0,74	0,05	0,35	0,67	3,63	4,63	0,40	1,18	0,05	0,25	0,10	100,77
						3а. Жильные лейкограниты и аплиты											
24	1433	71,74	Сл.	14,75	0,23	1,02	Сл.	0,70	3,80	2,97	4,43		0,18	—	0,24	Сл.	99,82
25	1435	72,00	—	15,00	0,25	0,55	0,08	1,20	4,30	2,52	4,05		0,18	—	0,22		100,13
26	507б	72,00	0,11	15,27	0,37	1,12	0,05	0,40	2,10	3,40	4,10	0,17	1,05	0,05	0,16	0,10	100,19
27	1434	74,20	—	13,06	0,24	0,90	Сл.	0,85	3,20	2,77	4,02			—	0,46	Сл.	99,24
28	510а	75,83	0,02	13,38	0,16	0,76	0,01	0,30	0,56	3,55	5,40	0,10	0,40	0,05	0,11	0,10	100,52
Среднее	из 5	73,15	0,03	14,29	0,25	0,87	0,03	0,69	2,79	3,04	4,40	0,05	0,36	0,02	0,24	0,04	99,97
						4. Двуслюдяные граниты											
29	1405	68,02	0,26	17,19	0,59	1,36	Сл.	1,23	3,10	2,21	4,45		0,52	—	0,88	Н. о.	98,91
30	1422	69,80	0,32	16,08	0,20	1,26	»	1,33	2,20	2,69	5,05	0,24	0,76	Сл.	—	—	99,93
31	408а	69,99	0,28	15,17	0,52	1,44	0,06	0,80	2,38	3,61	4,63		1,19	0,17	0,11	0,10	100,24
32	71д	70,47	0,25	14,97	0,60	1,44	0,05	0,91	2,37	3,10	4,79	0,07	0,90	0,06		0,05	99,98
33	1517	70,82	0,35	14,10	0,04	2,33	0,04	0,80	2,52	2,94	4,50	0,17	1,75	0,05	0,44	0,12	100,41
34	504а	71,32	0,17	14,45	0,12	2,17	0,03	0,80	1,12	3,57	5,00	0,13	0,93	0,08	0,44	0,10	99,89
35	504а дубль	73,17	0,17	13,83	0,46	1,40	0,05	0,50	1,26	3,25	5,00	0,18	0,85	0,05	0,27	0,10	100,17
Среднее	из 7	70,51	0,25	15,11	0,36	1,63	0,03	0,91	2,13	3,05	4,77	0,08	0,91	0,06	0,30	0,07	99,92
36	504б	74,71	0,15	12,38	0,54	1,15	0,05	0,30	0,84	3,15	5,50	0,13	0,61	0,05	0,16	0,10	99,56
						4а. Жильные аплиты											
37	398г	74,00	—	14,65	1,20	1,44	0,10	—	0,70	3,84	4,55		0,62				101,10
38	428ж	75,01	0,05	13,30	0,69	0,65	0,12	0,30	1,12	4,38	4,41	0,05	0,76	0,05	0,38	0,10	100,89
Среднее	из 2	74,50	0,03	13,98	0,94	1,05	0,11	0,15	0,91	4,11	4,48	0,02	0,69	0,03	0,19	0,05	101,00

Таблица 22 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							5. Диорит-порфириты										
39	2к	59,21	0,44	17,45	1,74	4,10	0,14	2,70	5,88	3,40	1,76		2,37	0,11	0,20		99,30
40	418а	59,74	0,55	17,73	2,12	4,25	0,22	2,70	5,32	3,84	1,55	0,12	2,15	0,16	0,22	0,25	100,45
41	1к	59,83	0,37	13,28	1,71	4,40	0,02	6,05	5,60	4,35	2,50		1,55	0,06	0,16		99,71
42	1431	60,56	0,43	14,28	0,50	3,70	0,12	5,60	5,11	3,87	3,58	0,40	1,52	0,13	0,76	0,26	99,80
Среднее	из 4	59,83	0,45	15,69	1,50	4,11	0,12	4,26	5,48	3,87	2,35	0,13	1,90	0,12	0,33	0,13	99,81
							6. Спессартиты										
43	1429	48,40	0,65	14,42	1,05	7,16	0,14	12,80	8,33	2,53	0,82	0,24	3,54	0,10			100,18
44	70е	49,33	0,35	15,00	2,14	6,00	0,13	11,60	8,82	2,80	1,20	0,20	2,86	Сл.		0,14	100,43
45	418е	53,79	0,60	14,57	2,58	5,29	0,21	8,30	6,58	2,83	1,45	0,27	4,04	0,14	0,93	0,17	100,65
46	1430	54,16	0,50	14,79	5,34	5,46	0,11	4,95	9,30	2,69	1,66	0,14	0,85		0,85		99,95
47	3к	54,47	0,62	17,80	3,82	4,20	0,02	3,07	8,05	3,75	1,25		2,34	0,11		0,05	100,10
48	4к	54,93	0,50	14,65	1,91	5,90	0,02	6,45	6,80	3,60	1,76		2,97	0,06		0,77	99,55
Среднее	из 6	52,51	0,54	15,20	2,81	5,67	0,10	7,86	7,98	3,03	1,36	0,14	2,77	0,07			100,04

Примечание. 1 (Э. И.) — мелкозернистые габбро из дайки среди щелочных гранитов, правый водораздел Сиенитового сая к югу от выходов нефелиновых сиенитов. 2 (Э. И.) — мелко-среднезернистое габбро, биотит-роговообманковое, восточный контакт интрузива, севернее тригопункта. 3 (Э. И.) — кварцевый габбро-диорит, биотит-роговообманковый, мелкозернистый, там же. 4 — биотитовый гранит, по А. Каюмову. 5 (Э. И.) — мелко-среднезернистый биотитовый гранит из контакта с нордмаркитами, верховья сая с мазаром, 300 м к западу от последнего бетонированного колодца. 6 — порфировидный биотитовый гранит, по А. Каюмову. 7 (Э. И.) — мелко-среднезернистый биотитовый гранит, в 70 м от контакта с мраморами, верховья сая с мазаром, 0,5—1 км к северо-востоку от последнего колодца. 8 — то же, там же, 30 м от контакта с мраморами. 9 (Э. И.) — средне-крупнозернистый биотитовый гранит, 0,7 км к северо-западу от колодца Тозбулак. 10 — среднезернистый биотитовый гранит по А. Каюмову, шток в районе г. Кошашак. 11, 12 — то же, юго-западный эндоконтакт. 13 (Э. И.) — мелко-среднезернистый лейкогранит из контакта с мраморами, там же, где № 7 и 8. 14 — биотитовый гранит, по А. Каюмову. 15, 16 — то же. 17 (М. С.) — то же, (Э. И.) — средне-крупнозернистый биотитовый гранит, 1,5—2 — км к западу от колодца Тозбулак. 19—21 (Э. И.) — то же, к югу от колодца. 22 (Э. И.) — мелкозернистый аплитовидный лейкогранит из контакта крупнозернистых гранатов с мраморами, к югу от колодца Тозбулак. 23 — то же, там же, в 10 м от контакта. 24 — гранит-аплит, по А. Каюмову. 25 — то же, район колодца Баштозбулак. 26 (Э. И.) — дайковый аплит, верхнее течение Сиенитового сая. 27 — гранит-аплит, по А. Каюмову. 28 (Э. И.) — мелкозернистый аплитовидный гранит из дайки, секущей крупнозернистые биотитовые граниты, сиенитовый сай к северу от тела нефелиновых сиенитов. 29 — двуслюдяной гранит, по А. Каюмову. 30 — мелкозернистый биотитовый мусковитизированный гранит, по А. Каюмову, к северу от колодца Тозбулак. 31 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый мелагранит с мусковитом из дайки, секущей габбро, 1,5 км к северу от тригопункта в восточной части интрузива. 32 (Э. И.) — мелкозернистый двуслюдяной гранит, 1,5 км к северу от колодца Тозбулак. 33 (М. С.) — мусковитизированный гранит. 34 (Э. И.) — мелкозернистый порфировидный двуслюдяной гранит из мелкого тела, секущего субщелочные граниты, сиенитовый сай, нижнее течение. 35 — то же. 36 (Э. И.) — мелкозернистый полифировый двуслюдяной лейкогранит из контакта с щелочными гранитами, там же, где № 34. 37 (Э. И.) — аплит с турмалином и гранитом из дайки, секущей мелкозернистые двуслюдяные граниты, 1 км на север-северо-запад от последнего колодца в сае с мазаром. 39 — кварцевый диорит-порфирит, по И. В. Мушкину, 1 км к северу от колодца Тозбулак. 40 (Э. И.) — кварцевый порфирит, плагиоклаз-роговообманковый, с гранатом, из дайки, пересеченной спессартитом, восточнее колодца Тозбулак. 41 — кварцевый сиенито-диоритовый порфирит, по И. В. Мушкину, там же, где № 39. 42 — кварцевый диорит-порфирит. по А. Ф. Свириденко. 43 — измененный лампрофир, по А. Ф. Свириденко. 44 (Э. И.) — спессартит, дайка около колодца Тозбулак. 45 (Э. И.) — спессартит с вкрапленниками роговой обманки, дайка, секущая кварцевые диорит-порфириты, там же, где № 40. 46 — спессартит, по А. Каюмову. 47— лампрофировидный диорит-порфирит, по И. В. Мушкину, там же, где № 39. 48 — спессартит, по И. В. Мушкину, там же.

ксеноморфного кварца, а также мелкие зерна микролина, выполняющие интерстиции. Вблизи гранитов в габброидах развиваются пятна, зонки и прожилки кварц-плагиоклаз-микроклинового состава (результат гранитизации). По химизму (№ 1—3 в табл. 22) породы отвечают габбро-диоритам, уклоняясь в сторону диоритов.

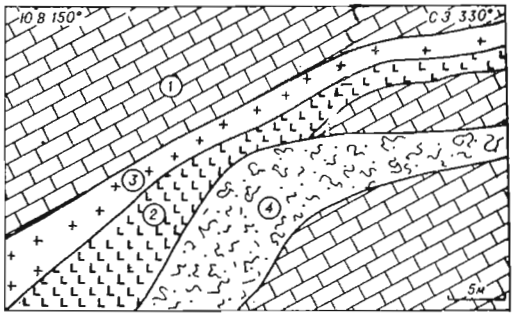
Тела габброидов целиком залегают в мраморах (рис. 62, 63). Заметных эндоконтактовых изменений не наблюдалось. Дайкообразное тело кварцевых габбро, аналогичных описанным выше, отмечено среди субщелочных гранитов Кошрабатской серии на правом водоразделе Сиенитового сая (№ 1 в табл. 22). В верховьях сая с мазаром мелкие тела и дайки габброидов теснейшим образом сопряжены с биотитовыми гранитами, образуя сложные дайки (рис. 63, *а*) или интрузивы кольцевого типа (рис. 63, *в*), причем везде устанавливается рвущий характер биотитовых гранитов (фото 46).

Габброиды во многих местах секутся дайками и жилами биотитовых гранитов и гранит-порфиров, мелкозернистых двуслюдяных мела-гранитов, гранатсодержащих аплитов, т. е. породами всех более поздних фаз данной серии.

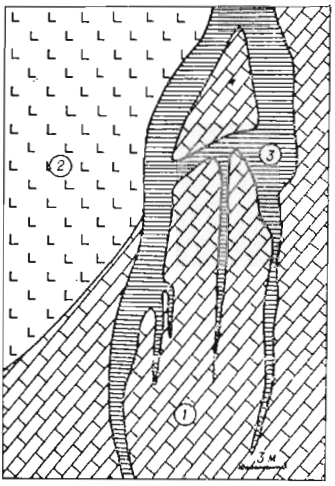
Биотитовые граниты занимают преобладающую часть Тозбулакского интрузива (около 26 кв. км). Как уже отмечено в гл. V, по облику они сходны с субщелочными гранитами Кошрабатской серии. Ниже специально подчеркнуты те признаки, которые являются диагностическими. Биотитовые граниты варьируют от средне- до крупнозернистых, от *серых* до розоватых и красных; содержат обильный кварц, *тусклый* зеленоватый биотит; отчетливо различимы *два полевых шпата*: розоватый и серый или беловатый; *не встречается роговая обманка*. Структура гипидиоморфнозернистая; плагиоклаз кислый, мутный из-за пелитизации, слабозональный и незональный, с чешуйками *мусковита;* микроклин слабопертитовый, лишь иногда с редкими пертитовыми вростками; биотит желто-бурый, грязно-бурый, *без красного оттенка и без ажурных бахромок*, замещается *зеленым хлоритом*, рутилом, лейкоксеном, эпидотом; развиты крупный циркон, мелкие зерна апатита, *светлый* слабо плеохроирующий ортит.

По химизму выделяются две группы гранитов: нормальной основности (№ 4—12 в табл. 22) и более кислых и лейкократовых (№ 14—21). Первые развиты в центральной и северо-восточной частях интрузива, чаще всего это среднезернистые породы; вторые — на юго-востоке, обычно они более крупнозернисты. Севернее кол. Тозбулак между средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами наблюдались отчетливые контакты, однако без закалки и иных приконтактовых явлений. На существование двух типов биотитовых гранитов, различающихся по плотности, магнитной восприимчивости, гамма-активности, указывает и М. В. Сухин. Вероятнее всего, они относятся к разным, но сближенным по времени фазам внедрения, которые при картировании остались незамеченными. Для всех рассматриваемых гранитов характерно преобладание калия над натрием в среднем на 1,5%, т. е. *заметно меньшее*, чем в субщелочных гранитах, где разница достигает 3%. *Выше*, чем в щелочных гранитах, *содержание магния* и, соответственно, *понижена общая железистость*; несколько *больше содержание кальция* (см. рис. 22). Таким образом, и по химизму граниты Кульджуктауской серии заметно отличаются от субщелочных гранитов в Кошрабатской серии, развитых в данном массиве.

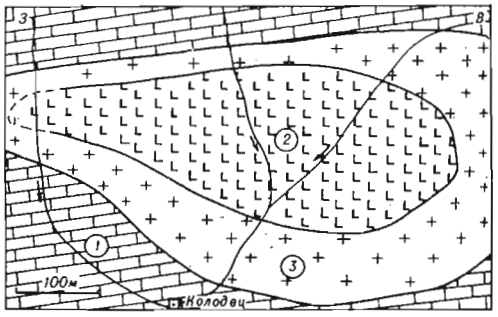
Контакты биотитовых гранитов с мраморами то прямолинейные, то чрезвычайно извилистые, с инъекциями-апофизами прихотливой формы (рис. 63, *д*, *е*). Обычно заметных эндо- и экзоконтактовых изменений нет, однако в апофизах, а иногда и в эндоконтактовой зоне шириной от 1—2 см до 1 м и более граниты становятся более лейкократовыми, сначала, не меняя зернистости, а затем переходя в аплитовидные или


ЮВ 150°
СЗ 330°
5м

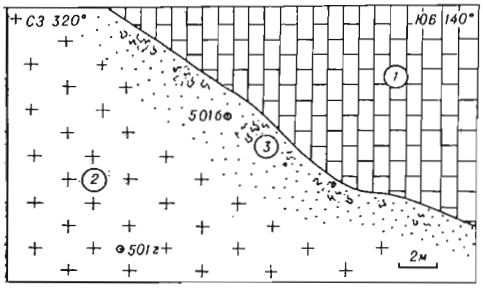
а


3м

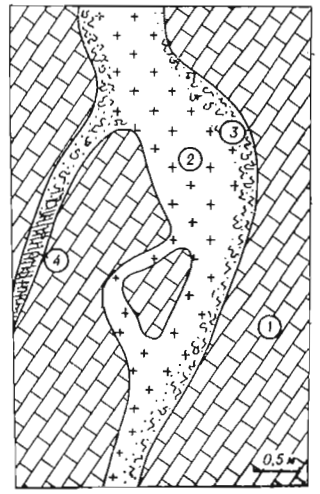
б


100м
Колодец

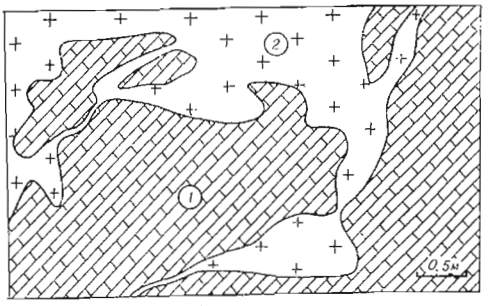
в


СЗ 320°
ЮВ 140°
5016
5012
2м

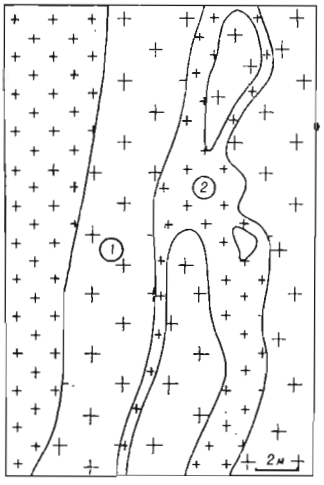
г


0,5м

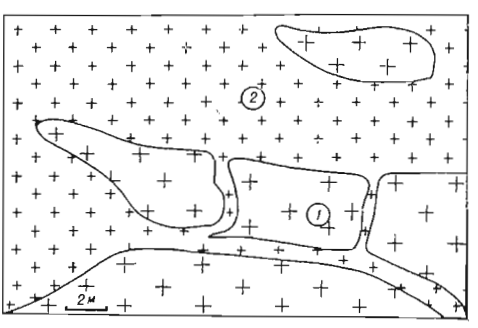
д


0,5м

е


2м

жс


2м

з

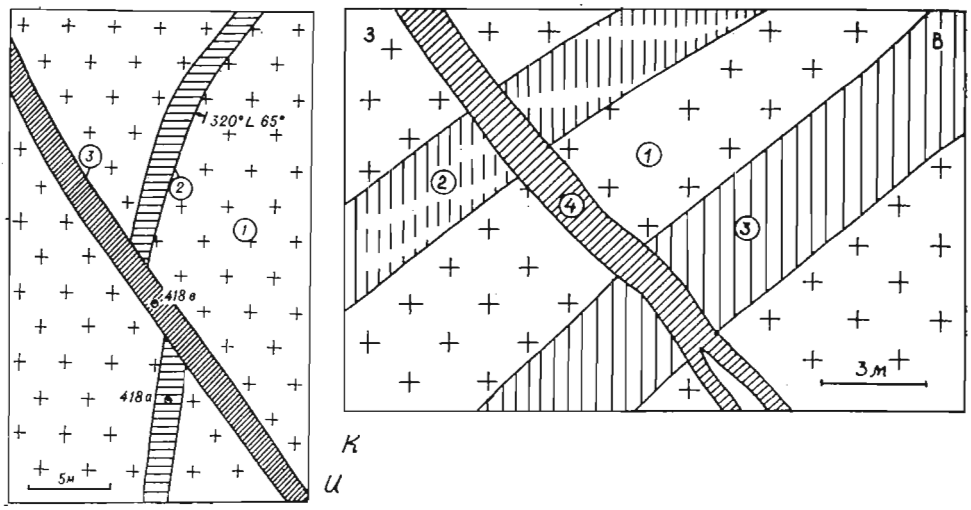


Рис. 63. Зарисовки Обнажений в Тозбулакском интрузиве.

а — обн. 426 (Э. И.), верховья сая с мазаром, северо-восточная часть интрузива (*1* — мраморы, *2* — габбро, *3* — биотитовые граниты, *4* — пегматит с гранатом); *б* — обн. 407 (Э. И.), северо-восточная часть интрузива близ выс. 529,5 м (*1* — мраморы, *2* — габбро, *3* — спессартиты); *в* — обн. 431 (Э. И.), кольцевой интрузив в сае с мазаром выше последнего колодца (*1* — мраморы, *2* — габбро, *3* — биотитовые граниты); *г* — обн. 501 (Э. И.), к югу от колодца Тозбулак (*1* — мраморы, *2* — биотитовые граниты, *3* — аплитовидные лейкограниты с пегматоидными обособленнями, см. № 22, 23 в табл. 22); *д* — обн. 517 (Э. И.), верховья сая с мазаром (*1* — мраморы, *2* — апофиза биотитового лейкогранита, *3* — оторочка пегматит-аплита, *4* — альбитизированный гранит-аплит); *е* — обн. 428з (Э. И.), там же (*1* — мраморы, *2* — биотитовые граниты); *ж* — обн. 415 (Э. И.), 3 км к северу от колодца Тозбулак (*1* — среднезернистые биотитовые граниты, *2* — мелкозернистые двуслюдяные граниты); *з* — обн. 397, 2 км к северу от колодца Тозбулак, то же; *и* — обн. 418 (Э. И.), 0,5 км к востоку от колодца Тозбулак (*1* — биотитовый гранит, *2* — кварцевый диорит-порфирит, № 40 в табл. 22, *3* — спессартит, № 45 — в табл. 22; *к* — без № (И. М.), 1 км к северу от колодца Тозбулак (*1* — биотитовый гранит, *2* — кварцевый диорит-порфирит, *3* — диорит-порфирит, *4* — спессартит).

пегматоидные оторочки. Эндоконтактовые породы всегда богаче кремнеземом (№ 13, 22, 23 в табл. 22), иногда обогащены калием (№ 13) и соответственно микроклином, но чаще без существенных изменений щелочности. Характерно уменьшение содержания железа и извести. Все эти изменения хорошо видны на рис. 22 (гл. V).

Для приконтактовых зон и апофиз характерны сильные постмагматические изменения: хлоритизация, мусковитизация, эпидотизация, а также альбитизация, за счет которой повышается содержание натрия; встречаются сильно альбитизированные породы вплоть до чистых альбититов. Такой же характер имеют контакты гранитов с габброидами. Секущие их гранитные жилы и апофизы обычно более лейкократовые; в тонких апофизах микроклин и цветные минералы местами полностью исчезают, порода приобретает кварц-альбитовый состав.

Граниты содержат миароловые обособления пегматита с турмалином; отдельные жилы пегматитов редки. Широко распространены дайки аплитов или аплитовидных биотитовых лейкогранитов, обычно с пегматоидными участками и полосами.

Биотитовые граниты пересекаются широкими зонами дробления и катаклаза, вдоль которых происходит характерное покраснение пород, развиваются хлорит, эпидот, кварц. В центральной части интрузива проходит мощная зона окварцевания и кварцевых жил.

В гранитах неоднократно отмечались ксенолиты сиенито-диоритов, кварцевых сиенитов, мелкозернистых роговообманковых сиенит-аплитов, принадлежащих Кашрабатской серии. Более молодой возраст описываемых гранитов по сравнению с породами Кошрабатской серии удостоверен большим числом наблюдений и сомнений не вызывает (см. гл. V).

Мелкозернистые двуслюдяные граниты слагают три неправильных по форме интрузивных тела среди биотитовых гранитов

(см. рис. 62). Суммарная площадь около 3,5 кв. км. Породы серые и светло-серые, более темные, чем описанные выше граниты. Содержат редкие порфировые выделения розоватого микроклина размером до 1 см. Структура гипидиоморфнозернистая, плагиоклаз преобладает над микроклином. Плагиоклаз кислый, пелитизированный, со слабо заметным ядром № 28—30. Микроклин крупный, с включениями других минералов, беден пертитовыми вростками. Биотит желто-бурый, грязно-бурый, красновато-бурый. Мусковит замещает полевые шпаты и выполняет интерстиции между ними без следов замещения, т. е. развиты минимум две его генерации. Акцессорные: апатит, циркон, иногда гранат. В дайках-апофизах, секущих габброиды, мусковит исчезает, но зато появляется роговая обманка. По химизму (№ 29—35 в табл. 22) мелкозернистые граниты беднее кремнеземом и богаче фемическими компонентами, чем граниты предшествующих фаз. Начиная с этой фазы гомодромная линия эволюции серии слегка нарушается (см. рис. 22). Граниты секутся дайками аплитов с турмалином и гранатом; это наиболее кислые и лейкократовые породы (37, 38 в табл. 22). Примерно такой же характер имеют и эндоконтактовые фации (№ 36). Контакты со средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами почти всегда нерезкие, с переходной зоной шириной 3—5 см или с двусторонними апофизами. Поэтому возрастные соотношения не всегда решаются однозначно. Есть, однако, соотношения, определенно свидетельствующие в пользу более позднего внедрения мелкозернистых гранитов (рис. 63, *ж, з.*).

Послегранитовые дайки в Тозбулакском интрузиве весьма обильны. Выделяются две группы: 1) кварцевые диорит-порфириты и близкие к ним породы; 2) спессартиты и близкие к ним породы. Среди первых различаются породы с вкрапленниками кварца, роговой обманки и плагиоклаза, с микропойкилитовой основной массой, а также с крупными (до 2,5 см в длину) вкрапленниками микроклин-пертита. В одной из даек этой группы отмечены вкрапленники альмандина. Ко второй группе относятся типичные спессартиты, а также диорит-порфириты, содержащие порфировые выделения роговой обманки и иногда моноклинного пироксена.

В нескольких местах наблюдалось пересечение даек кварцевых диорит-порфиритов и диорит-порфиритов спессартитами, т. е. последовательность антидромная (рис. 63, *и, к*). Мощность даек от нескольких сантиметров до 10 м. Они всегда имеют выраженные зонки закалки, в известняках образуют прихотливой формы инъекции (рис. 63, *б*), указывающие на высокую пластичность мраморов. В гранитах дайки более прямолинейные, часто с тончайшими апофизами.

Для дайковых пород характерно развитие обыкновенной роговой обманки, крупных (до 0,7 мм) хорошо ограненных кристаллов апатита, а также сфена, циркона, рутила. Широко развиты минералы группы эпидота-цоизита, прожилки кварца, карбоната, альбита. По петрохимическим особенностям (№ 39—42 и 43—48 в табл. 22), дайковые породы распадаются на две группы, отвечающие выделенным выше. Характерны те же содержания извести и фемических компонентов, такая же железистость и преобладание натрия над калием, как в габброидах догранитной фазы (см. рис. 22). Как видим, послегранитовые дайки Тозбулакского интрузива петрохимически полностью аналогичны догранитовым габброидам той же серии.

Резюме по Тозбулакскому интрузиву:

1. К Кульджуктауской серии отнесен следующий многофазный ряд пород: габброиды — биотитовые граниты — двуслюдяные граниты и мелаграниты — кварцевые диорит-порфириты — спессартиты.

2. Вся эта серия интрузивных и дайковых пород здесь заведомо моложе сиенитоидов и субщелочных гранитов, принадлежащих Кошрабатской серии.

3. Выявлены различия, позволяющие диагностировать породы в поле, под микроскопом или по данным химических анализов и относить их к той или иной интрузивной серии.

4. Кульджуктауская серия в Тозбулакском интрузиве представлена тремя комплексами: габброидов, гранитов и послегранитовых даек повышенной основности. Между ними нет переходных или промежуточных пород, т. е. серия высококонтрастна (рис. 64, *а*).

5. Контрастность серии подчеркивается тем, что габброиды и послегранитовые дайковые породы характеризуются преобладанием натрия над калием, а граниты—преобладанием калия (рис. 64, *а*). Принадлежность габброидов и гранитоидов к одной интрузивной серии аргументируется положением гранитоидов в «вилке» между комплексами петрохимии сходных базитов и теснейшей пространственной и структурной сопряженностью даже в мелких телах (габброиды и граниты образуют сложные дайки и небольшие интрузивы кольцевого строения).

6. Обращает на себя внимание некоторое нарушение гомодромности внутри гранитоидного комплекса. Отчетливо выражена антидромность в комплексе послегранитовых даек.

7. Изучение контактов гранитов с мраморами и габброидами свидетельствует о повсеместном увеличении кремнекислотности и лейкократовости эндоконтактовых фаций гранитов (см. рис. 22). Не обнаружено увеличения основности гранитов в приконтактовых зонах, что могло бы оправдать прежние представления о принадлежности части габброидов к ассимиляционным фациям гранитов.

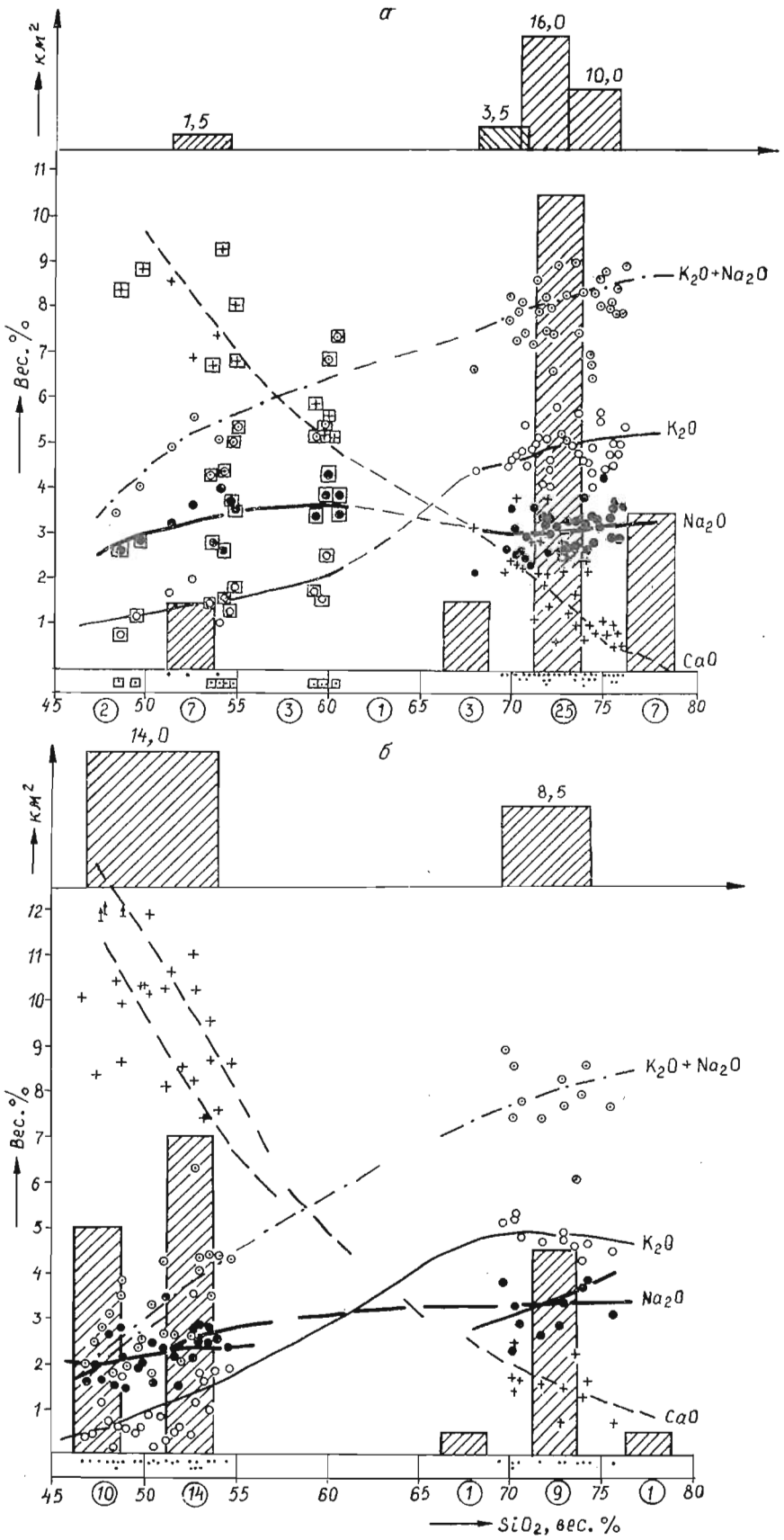
Таушанский интрузив

По И. Х. Хамрабаеву и А. Ф. Свириденко (1964, с. 406—407), интрузив сложен биотитовыми гранитами, которые в эндоконтактах переходят в гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, а в отдельных случаях в габбро, принадлежащие краевым ассимиляционным фациям. С. Юлдашев и Р. Магдиев (1970) отнесли габбро-диориты и диориты к самостоятельному комплексу, подчеркнув, что граниты имеют с ними секущие контакты. К такому же выводу пришел и Я. Б. Айсанов. Им отмечены дайки кварцевых и бескварцевых диоритов-порфиритов и спессартитов.

Площадь Таушанского интрузива около 5,5 кв. км; габброиды занимают 3,5 кв. км, граниты около 2 кв. км (рис. 62). Всеми исследователями отмечено обилие провесов кровли как признак начальной стадии эрозионного среза интрузива, а также графитизация габброидов и гранитов. Вмещающими породами, по Я. Б. Айсанову, служат песчанико-сланцевые отложения таушанской свиты (C_1t), в которой карбонатные породы играют незначительную роль.

Габброиды — темные мелко-среднезернистые породы с призмами коричневатого или черного пироксена и зеленоватой роговой обманки. Часто заметен биотит, изредка кварц. Структура от призматически-зернистой до офитовой. Плагиоклаз — основной андезин до лабрадора, с более кислой каймой, сильно соссюритизирован. Моноклинный пироксен реакционно замещается светло-бурой роговой обманкой, иногда переходящей в оранжево-бурую, типа керсутита. Биотит красноватый, обычно замещен хлоритом. Нередко присутствуют кварц и микроклин, выполняющие промежутки между плагиоклазом без признаков замещения. В то же время широко распространены неправильные участки и обособления лейкогранитового материала, переходящие в жилы с «размытыми» контурами — результат наложенной гранитизации.

По химизму (№ 1—8 табл. 23) устанавливается ряд пород от типичных габбро (SiO_2 47—50%) до габбро-диоритов и диоритов (SiO_2 52—54%). Эти вариации, по-видимому, частью обусловлены неравно-


а
км²
1,5
3,5
16,0
10,0
Вес. %
K_2O+Na_2O
K_2O
Na_2O
CaO
45 (2) 50 (7) 55 (3) 60 (1) 65 (3) 70 (25) 75 (7) 80
б
14,0
8,5
км²
Вес. %
K_2O+Na_2O
K_2O
Na_2O
CaO
45 (10) 50 (14) 55 60 65 (1) 70 (9) 75 (1) 80
SiO_2, вес. %

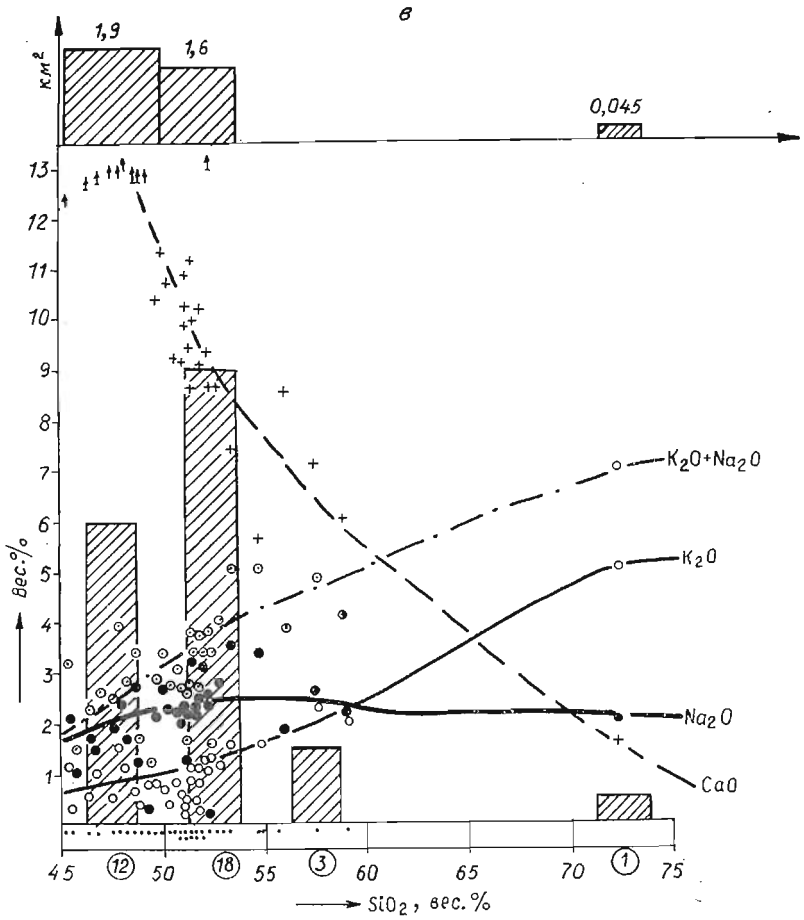


Рис. 64. Статистико-петрохимические диаграммы интрузивов в Кульджуктауском ареале.

а — Тозбулакский интрузив (см. табл. 22), квадратиками обведены составы послегранитовых даек (при построении гистограммы не учтены); *б* — Таушанский, Актостинский и Шайдаразский интрузивы (см. табл. 23); *в* — Бельтауский интрузив (см. табл. 24).

мерной наложенной гранитизацией габброидов, но не исключено присутствие и разных по составу первичных пород.

Граниты Таушанского интрузива по облику, составу в шлифах и химизму (№ 9—12 в табл. 23) сходны с биотитовыми гранитами Тозбулака, но отличаются повсеместным развитием мусковита и переходами в настоящие грейзены.

Таким образом, в Таушанском интрузиве, с учетом данных Я. Б. Айсанова, представлена вся гамма пород Кульджуктауской серии, которые были описаны в Тозбулакском интрузиве: габброиды, биотитовые граниты, мелкозернистые двуслюдяные граниты, кварцевые диорит-порфириты, диорит-порфириты и спессартиты.

Актостинский интрузив

Интрузив расположен западнее Таушанского (см. рис. 62). По Я. Б. Айсанову, вмещающие породы терригенные (C_1) на юге и северо-востоке, карбонатные (D_1) — на севере и юго-востоке. Граниты занимают около 6 кв. км, габбро и диориты — меньше 0,5 кв. км. По нашим наблюдениям, габброиды, как и в Таушанском интрузиве, приз-

матически-зернистые и офитовые, всегда с кварцем в интерстициях, иногда с микроклином. Они секутся жилами пегматитов с турмалином и гранатом. Широко распространены жилы гранитов и участки гранитизации. Габброиды большей частью сильно катаклазированы, с сильными вторичными изменениями (№ 13 в табл. 23).

В Актостинском интрузиве развиты мелко-среднезернистые биотитовые мелаграниты, переходящие в двуслюдяные граниты, сходные с поздними гранитами Тозбулака, и средне-крупнозернистые двуслюдяные граниты, богатые мусковитом, сильно грейзенизированные, почти повсеместно давленые (№ 14—16 в табл. 23). В 200—300 м на восток от верхнего колодца, в сае Актосты, отмечены резкие контакты между обоими типами гранитов, причем в более поздних средне-крупнозернистых у контакта развиты пегматоидные обособления.

Шайдаразский интрузив

Интрузив преимущественно сложен габброидами. И. Х. Хамрабаев и А. Ф. Свириденко (1964, с. 397) отнесли его частью к раннему (C_2?), а частью к позднему (C_3—P_1) комплексам, предполагая наличие как самостоятельных базитов, так и «гибридных» (т. е. ассимиляционных производных гранитной магмы). В более поздней публикации Г. Г. Лихойдова (1966) габброиды целиком отнесены к первому комплексу и сопоставлены с одноименными породами Бельтауского интрузива. Этим автором отмечены взаимопереходы между норитами, габброноритами, нормальными и роговообманковыми габбро, обусловленные, как он считает, ассимиляцией вмещающих песчанико-сланцевых пород и влиянием летучих во время кристаллизации. Г. Г. Лихойдовым дана обстоятельная минералогическая и петрохимическая характеристика пород; отмечены повышенные (до 5%) содержания TiO_2; приведены многочисленные факты прорывания габброидов гранитами и их жильными производными.

В 1963—1964 гг. интрузив был закартирован Я. Б. Айсановым и его сотрудниками. По их данным, площадь интрузива около 10 кв. км, на долю гранитов приходится не более 0,5 кв. км. Ими выделены тела порфировидных биотитовых гранитов и шток двуслюдяных гранитов в районе кол. Шайдараз (см. рис. 62). В 1969 г. через интрузив М. В. Сухиным пройдено два геолого-геофизических разреза (рис. 65). В 1967 и 1969 гг. интрузив изучался Э. П. Изохом.

Габбро по облику, составу и химизму (№ 17—27 в табл. 23) совершенно аналогичны описанным выше. Это такие же меланократовые породы с призматически-зернистой, офитовой или пойкилоофитовой структурой, с основным плагиоклазом (№ 45—60 и более), обычно сильно соссюритизированным, с моноклинным пироксеном и бурой, иногда оранжево-бурой роговой обманкой типа керсутита, с красным биотитом, с часто присутствующим в интерстициях кварцем, реже микроклином. Много ильменита, окруженного каемкой лейкоксена, но практически нет магнетита (Изох, Вахрушев, 1972). Весьма характерны сильные вторичные изменения: развитие актинолита, часто полностью замещающего цветные минералы, соссюрита, эпидота, хлорита, скаполита (?), кварца (вплоть до полного окварцевания в отдельных зонах). Широко проявлены катаклаз и милонитизация.

Вмещающими породами к югу от колодца Шайдараз служат кварцитовидные ороговикованные песчаники, серицитизированные, с примесью кальцита. У непосредственного контакта в них появляются плагиоклаз и биотит. В эндоконтактовых габбро существенных изменений состава не отмечено. Не фиксируются таковые и по петрофизическим признакам; по ним выделяются лишь участки сильно измененных габброидов (рис. 65).

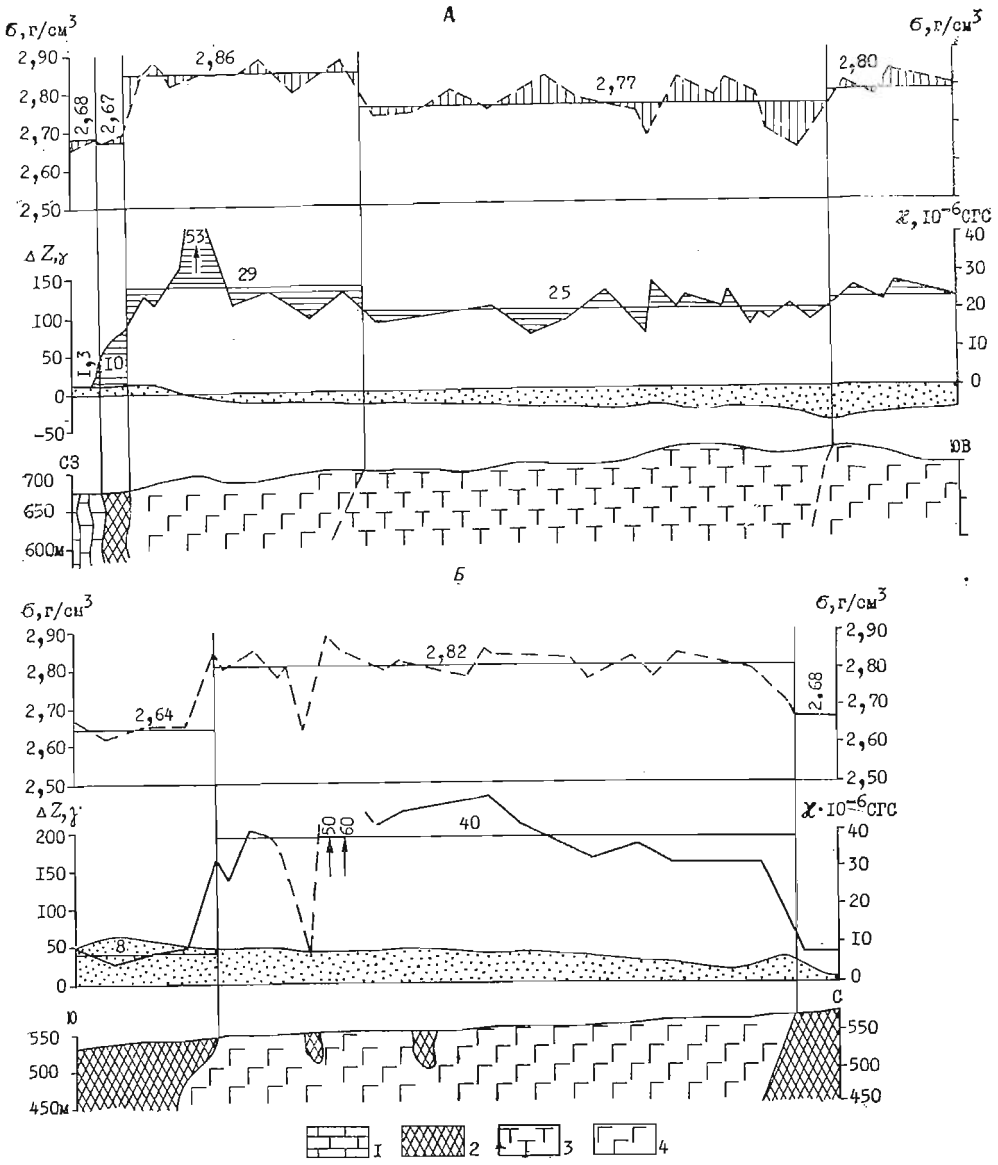


Рис. 65. Геолого-геофизические разрезы через северную (*а*) и юго-восточную (*б*) части Шайдаразского интрузива, по М. В. Сухину.

1 — мраморы; *2* — роговики; *3* — измененные окварцованные габбро; *4* — пироксеновые габбро. Графики: σ — плотности, ϰ — магнитной восприимчивости, ΔZ — наземной магнитометрической съемки.

Как в габброидах, так и во вмещающих роговиках во многих местах наблюдались жилы пегматитов с турмалином и гранатом, инъекции гранитного материала, неправильные пегматоидные обособления и участки метасоматической гранитизации. Это означает, что гранитизация и гранитные инъекции не принадлежат самим габброидам, как могло бы показаться с первого взгляда, а связаны с нижележащим гранитным телом. С этим предположением согласуются данные М. В. Сухина о том, что габброиды Шайдаразского интрузива слабо выделяются в гравитационном поле из-за малой эффективной массы. Плохо выделяются они и в магнитном поле.

Граниты севернее колодца Шайдараз средне-крупнозернистые, розовые, сильно катаклазированные, у контактов разгнейсованные. Как

Таблица 23

Таушанский, Акстостинский и Шайдаразский интрузивы

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							Таушанский интрузив										
							1. Габброиды										
1	3604-4в	47,50	0,72	14,59	1,16	4,00	0,10	10,30	14,80	1,61	1,20	0,08	2,86	0,17	1,26	0,01	99,09
2	3604-3в	48,0	0,95	14,47	2,11	5,08	0,13	8,78	13,25	2,72	0,77	0,08	2,53	0,17	0,49	0,04	99,04
3	1413	48,68	0,73	17,64	1,68	4,97	0,08	8,31	13,75	1,45	0,62		2,30	—	—		100,21
4	58г	50,25	0,75	17,33	5,60	0,36	0,10	8,70	11,98	2,48	0,80	0,05	1,96	0,02		0,13	100,38
5	3604-в	50,85	0,80	17,80	1,32	4,67	0,11	7,27	10,29	3,50	0,82	0,11	2,43	0,16	0,24	0,03	100,13
6	1389	52,60	0,78	16,55	0,70	5,54	0,11	6,95	8,26	2,74	3,55	0,02	2,40	0,12	0,72	0,03	100,32
7	3604-1б	52,87	0,95	16,55	2,09	4,20	0,11	6,46	9,58	2,78	1,63	0,08	2,13	0,17	0,46	0,02	99,60
8	3604-9в	54,48	0,25	14,77	1,32	5,12	0,11	7,07	8,60	2,40	1,90	0,08	2,41	0,17	0,33	0,01	98,68
Среднее	из 8	50,65	0,74	16,21	2,00	4,24	0,08	7,98	11,31	2,46	1,41	0,05	2,38	0,12	0,44	0,03	99,63
							2. Граниты										
9	1414	69,50	Сл.	15,35	1,61	0,64	—	0,88	1,40	3,80	5,12		2,08	—	—		100,38
10	3604-10в	70,01	0,20	14,56	0,26	1,72	Сл.	0,30	2,39	3,30	5,25	0,07	2,19	0,15	1,04	0,02	100,40
11	1412	71,70	—	13,65	1,20	—	»	0,21	1,55	2,72	4,72		2,26	—	2,38	—	98,01
12	1411	72,92	0,13	12,54	0,51	1,16	»	0,45	0,70	2,88	4,79		3,36	0,03	—	—	99,47
Среднее	из 4	71,03	0,08	14,02	0,89	0,88	»	0,46	1,51	3,17	4,97	0,02	2,47	0,04	0,85	0,005	99,54
							Актостинский интрузив										
							1. Габброиды										
13	61в	53,69	2,12	15,85	8,12	0,16	0,12	5,25	7,54	2,50	1,90	0,15	2,07	0,16		0,09	99,63
							2. Граниты								SO_3	CO_2	
14	1392	70,04	0,29	14,47	0,79	1,85	0,05	1,50	1,68	2,23	5,18	0,10	1,60	0,20	0,08	1,60	99,98
15	1397	73,90	0,40	11,67	0,68	2,00	0,06	1,50	2,29	1,48	4,67	0,10	1,80	0,23	—	—	100,78
16	62б	75,98	0,05	13,23	0,71	0,86	0,05	0,25	0,70	3,17	4,47	0,02	0,76	0,00	0,23		100,25
Среднее	из 3	73,31	0,25	13,12	0,73	1,57	0,05	1,08	1,56	2,29	4,77	0,07	1,39	0,14	0,10	0,53	100,33

Шайдаразский интрузив

1. Габброиды

17	1	45,71	5,00	15,66	3,81	8,54	0,11	6,45	10,16	1,60	0,40		2,70	0,34	0,06	0,16	100,68
18	2	47,01	2,95	16,73	2,26	11,74	0,14	4,28	8,34	2,01	0,49		3,32	0,30	0,04	0,08	99,74
19	3	48,36	0,40	18,63	0,42	5,53	0,10	9,42	10,44	1,52	0,14		4,52	0,09	0,12	1,37	99,91
20	66г	48,38	0,45	17,97	1,58	5,43	0,10	8,97	9,98	2,08	1,75	0,10	2,39	Сл.	0,08		99,15
21	4	48,58	2,40	18,72	1,50	10,24	0,18	2,75	8,64	2,83	0,66		2,08	0,76	0,16	0,60	99,34
22	5	49,59	0,60	17,82	0,72	6,75	0,08	8,26	10,37	1,91	0,40		3,00	0,15	0,07	0,11	99,99
23	1385	49,92	1,00	17,46	1,05	7,55	0,15	7,55	10,39	2,04	0,58		1,56	0,11	0,30		99,66
24	1370	50,42	0,24	20,66	3,39	0,48	0,13	10,50	10,20	1,61	0,22		1,42	0,00	0,58		99,85
25	М-102	51,10	0,27	18,75	1,43	5,43	0,10	7,80	8,06	2,41	0,32	0,24	3,80	0,05	0,16	0,40	99,76
26	65а	51,61	0,37	18,33	0,90	4,60	0,09	7,67	10,63	2,20	0,48	0,08	2,22	0,00	0,14		99,18
27	1618	51,96	0,30	15,15	1,50	5,04	0,12	10,80	8,54	1,49	0,61	0,25	4,14	0,05	0,21	0,66	99,95
Среднее	из 11	49,33	1,27	17,81	1,69	6,48	0,12	7,68	9,61	1,97	0,55	0,06	2,83	0,17	0,09	0,31	99,75

2. Приконтактовые габброиды

28	1381	52,65	1,38	11,50	5,59	5,47	Сл.	7,65	11,01	2,16	0,42		2,43	Сл.	—	0,05	101,06
29	6	52,91	2,45	16,11	0,10	8,94	0,10	4,05	7,43	2,54	1,81		2,90	0,19	0,11	0,44	99,59
30	7	53,46	0,61	17,99	0,31	5,74	0,07	6,34	8,70	2,49	0,98		2,60	0,14	0,05	0,31	99,57
Среднее	из 3	53,01	1,48	15,20	2,00	6,72	0,06	6,01	9,05	2,39	1,07		2,64	0,11	0,05	0,27	100,07

3. Граниты

31	1410	70,52	0,23	14,40	0,19	2,08	0,06	1,10	1,61	2,96	4,80	0,12	0,96	0,12	0,74	0,09	99,15
32	1400	73,08	Сл.	13,65	0,33	0,79	Сл.	0,42	1,50	3,36	4,92	0,08	1,30	—		—	99,43
33	67а	74,38	0,10	13,55	0,50	1,17	0,05	0,05	1,69	4,00	4,22	0,15	0,68	0,00		0,08	100,54
34	534а	74,28	0,12	13,60	0,60	0,82	0,05	0,50	1,26	3,68	4,27	0,10	0,58	0,05	0,24	0,10	99,91
Среднее	из 4	73,06	0,11	13,80	0,40	1,21	0,04	0,51	1,52	3,50	4,55	0,06	0,88	0,04	0,25	0,07	99,78

4. Приконтактовые лейкограниты

35	534в	75,07	0,10	12,81	0,33	0,79	0,05	0,30	1,54	5,55	2,81	0,11	0,62	0,05	0,96		100,13
36	534б	75,80	0,10	13,20	0,59	0,61	0,05	0,40	0,80	4,20	3,67	0,10	0,50	0,05	0,24		100,07
Среднее	из 2	75,44	0,10	13,00	0,46	0,70	0,05	0,35	1,17	4,88	3,24	0,10	0,56	0,05	0,60		100,10

5. Жильный лейкогранит

37	67г	73,79	0,05	15,11	0,40	0,50	0,05	0,07	0,67	5,29	3,26	0,11	1,00	0,15	0,13		100,45

Таблица 23 (продолжение)

Примечание. 1 — габбро, по Я. Б. Айсанову. 2 — то же. 3 — габбро, по Ш. Сабдюшеву. 4 (Э. И.) — габбро офитовое, район колодца Таушан. 5 — габбро, по Я. Б. Айсанову. 6 — гибридный габбро-диорит, по А. Ф. Свириденко. 7 — кварцевый диорит, по Я. Б. Айсанову. 8 — то же. 9 — биотитовый гранит, по С. Юлдашеву. 10 — порфировидный гранит, по Я. Б. Айсанову. 11 — серицитизированный и мусковитизированный биотитовый гранит, по С. Юлдашеву. 12 — графитизированный биотитовый гранит, по А. Ф. Свириденко. 13 (Э. И.) — габбро-диорит, кварцсодержащий, сильно измененный, восточная окраина интрузива. 14 — гранит, по А. Ф. Свириденко. 15 — мелкозернистый биотитовый гранит, по И. Х. Хамрабаеву. 16 (Э. И.) — среднезернистый двуслюдяной гранит, близ колодца Актосты. 17 — габбро-норит, по Г. Г. Лихойдову (1966). 18 — роговообманковое габбро, по Г. Г. Лихойдову. 19 — норит, по Г. Г. Лихойдову. 20 (Э. И.) — габбро офитовое, актинолитизированное, район колодца Шайдараз. 21 — габбро, по А. Ф. Свириденко и В. М. Железнову (Лихойдов, 1966). 22 — габбро-норит, по Г. Г. Лихойдову. 23 — диорит, по А. Ф. Свириденко. 24 — габбро-диорит графитизированный, по Г. Г. Лихойдову. 25 — габбро-амфиболизированное, по М. В. Сухину. 26 (Э. И.) — габбро-диорит с офитовой структурой, актинолитизированный, район колодца Шайдараз. 27 — сильно измененное габбро, по М. В. Сухину. 28 — габбро-диорит, эндоконтактовый, по Г. Г. Лихойдову. 29 — эндоконтактовое роговообманковое габбро, по Г. Г. Лихойдову. 30 — то же, среднее из 2 анализов. 31 — двуслюдяной гранит, по А. Ф. Свириденко. 32 — хлоритизированный и мусковитизированный гранит, по С. Юлдашеву. 33 (Э. И.) — среднезернистый двуслюдяной гранит, район колодца Шайдараз. 34 — то же. 35 (Э. И.) — приконтактовый аплит, там же. 36 (Э. И.) — приконтактовый лейкогранит, там же. 37 (Э. И.) — мелкозернистый мусковитизированный гранит из дайки в двуслюдяных гранитах, там же. Анализы с номерами между 1370 и 1415 взяты из «Петрографии Узбекистана», т. II (1965).

и в Актостинском интрузиве, они скорее всего, принадлежат самой последней интрузивной фазе. Они содержат гранат, обогащены мусковитом. По химизму (№ 31—34 в табл. 23) это такие же калиевые породы, как и в других массивах Кульджуктау. Однако на контакте с кварцитовидными роговиками или слюдистыми сланцами количество микроклина в гранитах уменьшается и они по составу приближаются к плагиогранитам (№ 35—36 в табл. 23). Двуслюдяные граниты изобилуют пегматоидными обособлениями с мусковитом и турмалином, часто с гранатом, секутся дайками мелкозернистых аплитовидных мусковитовых гранитов (№ 37 в табл. 23). Отмечены дайки диорит-порфиритов и спессартитов.

Следовательно, Шайдаразский интрузив сложен теми же главными типами пород, что и другие описанные выше интрузивы Кульджуктау (см. рис. 64). После констатации этого факта важно привести данные Я. Б. Айсанова (1971) о том, что габброиды Шайдаразского интрузива прорывают камыстинскую свиту C_2m_2. Контакт, как он пишет, интрузивный. Характерные для камыстинской свиты известняковые конгломераты скарнированы; содержащиеся в них обломки сланцев ороговикованы. Габбро в зоне 1 м от контакта более лейкократовые.

Этим важнейшим фактом определяется нижний возрастной предел габброидов Кульджуктауской серии, которые, таким образом, оказываются не более древними, чем C_3.

Бельтауский интрузив

Это один из наиболее изученных габбровых интрузивов Западного Узбекистана; к нему приурочено известное графитовое месторождение Тасказган.

Основываясь на наблюдениях О. М. Шиллера, М. Ш. Шарафиева, Л. Б. Когана, Я. С. Висьневского, В. В. Баранова, К. М. Кромской и своих данных, И. Х. Хамрабаев и А. Ф. Свириденко (1964) описывают интрузив как сложное межпластовое лополитообразное тело, сложенное породами двух комплексов: ранневарисского габброидного (C_1) и поздневарисского гранитного (C_3—P_1).

Позднее Бельтауский интрузив был весьма детально изучен Ю. Ф. Баскаковым и Н. И. Крыловым (1966), а также Г. Г. Лихойдовым (1966). По их данным, он является лополитом, т. е. имеет форму асимметричной воронки или чаши многоэтажной из-за обилия межпластовых тел. Последние внедрены в полости отслоения пологой мульды, сложенной известняками и доломитами S_2 (рис. 66). Судя по



Рис. 66. Строение Бельтауского габбрового интрузива по Ю. Ф. Баскакову и Н. И. Крылову (упрощенно).

1 — мраморы; *2* — пироксенитовые габбро; *3* — амфиболовые габбро и габбро-диориты; *4* — места развития секущих гранитных инъекций.

гравиметрическим данным, подошва лополита располагается на глубине не более 1,5—2,2 км. В состав его входят габбро-перидотиты, лерцолиты, плагиолерцолиты, анортозиты, троктолиты, нориты, габбро-нориты, титан-авгитовые габбро, амфиболовые габбро и габбро-диориты, переходящие в диориты и кварцевые диориты. Вариации состава, как подчеркивают упомянутые исследователи, такие же, как в любых стратифицированных габбровых массивах.

Основность пород не возрастает, а, напротив, нередко уменьшается по направлению к контактам. Пестрота состава габброидов Ю. Ф. Баскаковым и Н. И. Крыловым объясняется внедрением различных порций магмы меняющегося состава в различные по размерам полости, приоткрывающиеся по мере погружения центрального блока по коническим разломам. Г. Г. Лихойдов (1967) разнообразие состава, напротив, относит за счет ассимиляции карбонатного материала, последующей кристаллизационной дифференциации и, главное, широкого участия летучих, способствовавших автометасоматозу, образованию на контактах скарнов и формированию графитовых залежей.

Как указывает М. В. Сухин, по плотности и магнитной восприимчивости различаются пироксеновые габбро, амфиболовые габбро и габбро-диориты (рис. 67). Благодаря практическому отсутствию магнетита и преобладанию ильменита породы слабомагнитны. Поэтому в магнитном поле они почти не выделяются среди мраморов. В гравитационном поле над интрузивом устанавливается интенсивная локальная положительная аномалия.

Всеми исследователями отмечены прорывающие габброиды мелкие тела биотитовых гранодиоритов и гранитов, лейкогранитов, аплитов и пегматитов, что свидетельствует о наличии на некоторой глубине гранитного тела. Есть указания на присутствие также граносиенитов и сиенитов (Хамрабаев, Свириденко, 1964). Я. Б. Айсанов упоминает о сиенито-диоритах и линзах карбонатитов с перовскитом и лопаритом, а также о дайках диабазовых порфиритов, диорит-порфиритов и спессартитов.

Таблица 24

Бельтауский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	П. п. п.	P_2O_5	H_2O^-	CO_2	SO_3	Сумма
1. Габбро-перидотиты																		
1	1	41,00	Сл.	10,73	5,98	7,41	0,17	24,55	4,30	0,43	0,35	3,92	—	Н. о.	0,88	Н. о.		99,72
2	1360	42,84	0,09	9,79	11,00		0,14	24,10	4,86	1,11	0,35		4,90	0,09	0,71			99,98
3	2	42,87	0,51	8,51	2,35	8,95	0,16	25,19	4,51	1,02	0,50	3,56	—	0,07	0,35	0,47	0,02	98,55
Среднее	из 3	42,24	0,20	9,68	6,44	5,45	0,16	24,61	4,56	0,85	0,40	2,49	1,63	0,06	0,65	0,16	0,006	99,42
2. Габбро																		
4	78а	44,73	0,09	16,10	6,65	1,40	0,14	5,80	16,20	2,10	1,13	0,07	4,58	0,04			0,41	99,03
5	3	45,27	0,72	12,38	1,68	8,81	0,06	17,54	10,03	1,03	0,34		—	0,15	1,39			99,40
6	1363	46,64	1,11	14,58	0,46	7,27	0,12	6,20	17,96	1,74	0,61		2,70	0,12	0,05			99,56
7	4	46,80	0,86	16,63	0,67	5,88	0,08	6,25	17,16	1,48	1,10	Н. о.	2,22	0,19	0,20	0,69	0,01	99,52
8	1364	47,76	0,96	16,57	0,31	6,13	0,14	5,79	16,42	1,95	0,55		3,03	0,15	0,20			99,96
9	1365	47,97	0,37	21,37	0,26	3,19	0,07	3,37	16,26	2,40	1,60		3,24	0,06	0,03			100,19
10	5	48,19	0,55	16,95	2,32	2,80	0,05	6,70	16,38	1,70	1,16	0,17	3,25	0,05		1,10	0,10	100,27
11	6	48,67	0,36	25,95	0,21	2,62	0,04	2,85	14,25	2,73	0,67	0,72	—	0,06	0,08	0,46	0,03	99,21
12	1366	48,97	1,64	13,81	4,72	0,60	0,03	6,48	18,00	1,21	0,42		1,55	Сл.	0,49	1,82	—	97,92
13	7	49,31	0,67	14,91	2,75	3,50	0,18	7,00	15,96	0,34	0,78	0,40	2,66	0,06		0,11	0,34	98,52
14	1367	49,59	0,78	17,65	0,36	7,34	0,12	7,83	10,37	2,18	0,81		2,52	0,12	0,11			99,78
15	1368	50,00	2,37	15,55	0,93	7,77	0,14	5,80	11,38	2,70	0,69		2,00	0,38	0,16	0,37	0,12	99,87
16	1369	50,30	1,19	16,86	0,42	7,34	0,10	8,10	10,73	2,33	0,42		1,63	0,12	0,16			99,70
Среднее	из 13	48,01	0,90	16,87	1,67	4,97	0,10	6,90	14,70	1,83	0,79	0,15	2,26	0,11	0,19	0,35	0,08	99,45
3. Кварцевые габбро и габбро-диориты																		
17	8	50,67	1,14	17,50	1,54	6,58	0,13	6,54	9,20	2,24	0,85	2,70	—	0,13	0,51	0,39	Н. о.	99,73
18	1371	50,74	0,44	20,16	0,73	5,34	0,11	7,15	9,15	2,08	0,62		3,30	0,09	0,32	0,27	0,04	100,23
19	1372	50,90	0,40	19,04	0,81	6,41	0,13	7,45	9,90	2,36	0,27		1,70	0,04	0,24	0,55	0,03	99,65
20	9	50,98	1,11	16,52	1,09	7,00	0,11	7,96	10,31	2,29	0,50	1,27	—	0,10	0,25	0,27	0,09	99,49
21	1373	51,06	0,49	20,88	4,40	3,92	0,11	4,65	10,90	1,27	0,36		1,26	Сл.	0,54	0,02		99,84
22	10	51,26	1,21	16,77	0,96	6,55	0,11	6,93	9,45	2,63	1,16	1,99		0,21	0,26	0,41	0,01	99,49

23	1374	51,36	0,87	17,21	5,09	4,64	0,09	7,38	8,66	2,34	0,87		0,18	Сл.	0,56	0,58	—	99,25
24	1375	51,37	1,33	17,44	0,71	6,99	0,13	6,04	9,88	0,82	2,60		2,12	0,19	1,18			100,80
25	1376	51,40	0,85	17,91	0,37	7,20	0,11	6,95	11,20	2,23	0,48		0,84	0,88	0,60	0,28	0,03	101,02
26	1377	51,50	1,87	16,31	0,31	8,64	0,13	5,40	9,10	2,56	1,18		2,20	0,22	0,20	0,70	0,07	99,62
27	1378	51,68	1,80	18,73	2,47	5,76	0,22	3,50	10,22	3,18	0,34		2,40	0,15	0,38	0,20	0,07	100,83
28	1379	51,80	1,05	16,48	0,20	7,35	0,14	6,80	9,44	2,60	1,24		2,00	0,22	0,06	0,48	0,03	99,38
29	М-104	52,02	0,82	19,59	1,20	5,28	0,09	6,00	8,64	2,41	1,03	0,09	2,59	0,13		0,30	0,10	99,89
30	7505	52,27	0,95	12,01	1,67	5,76	0,18	4,40	16,10	0,19	1,30	0,19	2,60	0,06		1,20	0,19	97,68
31	1380	52,60	1,00	16,92	0,33	6,84	0,09	6,70	8,64	2,86	1,20		2,10	0,16		0,55	0,03	99,44
Среднее	из 15	51,44	1,02	17,56	1,46	6,28	0,13	6,26	10,05	2,14	0,93	0,42	1,55	0,17	0,34	0,41	0,05	99,75

4. Приконтактовые габбро

32	11	53,35	1,50	16,54	0,01	7,13	0,11	6,10	7,45	3,54	1,58	1,87	—	0,12	0,38	0,29	0,02	99,68
33	1382	54,88	1,31	16,30	0,74	6,54	0,10	3,80	5,63	3,40	1,70		4,95	0,23	0,30			99,88
34	12	55,88	1,15	15,94	2,69	3,71	0,01	5,87	8,60	1,94	1,98	1,37	—	0,07	0,48	Н. о.		99,74
Среднее	из 3	54,70	1,32	16,26	1,15	5,79	0,07	5,26	7,23	2,96	1,75	1,08	1,65	0,14	0,39	0,10	0,01	99,76

5. Кварцевые диориты

35	1383	57,60	0,87	15,50	0,55	5,40	0,11	4,10	7,10	2,60	2,30		3,50	0,13	0,10		0,03	99,86
36	13	59,08	0,60	16,51	1,00	6,07	0,14	4,00	6,00	2,06	2,03	1,20	—	0,06	0,12	Н. о.	0,01	98,87
Среднее	из 2	58,34	0,74	16,00	0,77	5,74	0,12	4,05	6,55	2,33	2,17	0,60	1,75	0,10	0,11	Н. о.	0,01	99,37

6. Гранит

37	1395	72,28	0,30	12,89	1,05	3,08	0,22	0,60	1,61	2,02	5,00		0,96	0,09	0,10	0,17	0,40	100,11

Примечание. 1 — троктолит, по Г. Г. Лихойдову (1967). 2 — перидотит, по К. М. Кромской. 3 — лерцолит, по Г. Г. Лихойдову. 4 — габбро пироксеновое с керсутитом, по Э. П. Изоху, район южных карьеров. 5 — плагиолерцолит, по Г. Г. Лихойдову (среднее из 3 ан.). 6 — титан-авгитовое габбро, по И. Х. Хамрабаеву. 7 — то же, по Г. Г. Лихойдову (среднее из 4 ан.). 8 — габбро, по И. Х. Хамрабаеву. 9 — габбро, по К. М. Кромской. 10 — меланократовое габбро, по М. В. Сухину. 11 — анортозит, по Г. Г. Лихойдову (среднее из 2 ан.). 12 — авгитовое габбро, по Г. Г. Лихойдову. 13 — габбро, по М. В. Сухину. 14 — роговообманковое габбро, по И. Х. Хамрабаеву. 15 — кварцевое габбро, по М. Шарафиеву. 16 — габбро-норит, по И. Х. Хамрабаеву. 17 — кварцевое габбро, по М. Шарафиеву, 19 — кварцевое роговообманковое габбро, по М. Шарафиеву. 20 — габбро-норит, по Г. Г. Лихойдову. 21 — мелкозернистое габбро, по Г. Г. Лихойдову. 22 — роговообманковое габбро (среднее из 11 ан.), по Г. Г. Лихойдову. 23 — габбро-норит, по Г. Г. Лихойдову. 24 — кварцевое роговообманковое габбро, по И. Х. Хамрабаеву. 25 — кварцевое габбро, по М. Шарафиеву. 26—28 — то же. 29 — биотит-амфиболовый диорит, по М. В. Сухину. 30 — разнозернистое габбро, по М. В. Сухину. 31 — кварцевое габбро, по М. Шарафиеву. 32 — эндоконтактовое роговообманковое габбро, по Г. Г. Лихойдову. 35 — диорит, по К. М. Кромской. 36 — кварцевый диорит, по Г. Г. Лихойдову. 37 — гранодиорит, по В. М. Железнову.

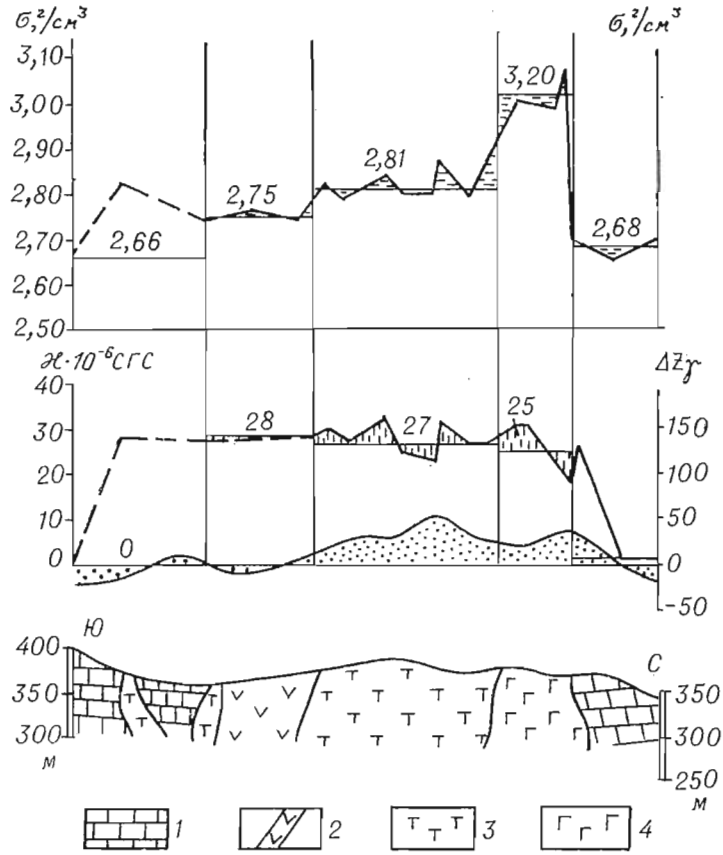


Рис. 67. Геолого-геофизический разрез через Бельтауский интрузив. Сост. И. В. Сухин и П. А. Кашуба.

1 — мраморы; *2* — габбро-диориты; *3* — пироксеновое габбро; *4* — амфиболовые габбро. Графики: σ — плотности, κ — магнитной восприимчивости, ΔZ — наземной магнитометрической съемки.

Э. П. Изох и М. В. Сухин, вслед за упомянутыми исследователями, также приходят к выводу о том, что Бельтауский интрузив сопоставим с другими габбро-гранитовыми интрузивами Кульджуктау, в первую очередь — с Шайдаразским, где габброидный комплекс представлен наиболее полно. В частности, бросается в глаза широкое развитие в Бельтауском интрузиве кварцсодержащих габбро с биотитом; развитие в них офитовых, пойкилоофитовых и призматически-зернистых структур; присутствие оранжево-бурого амфибола типа керсутита; переходы к габбро-диоритам и диоритам; сильные вторичные изменения (актинолит, хлорит, эпидот-цоизит, соссюрит, пренит и т. п.); обилие обособлений габбро-пегматита с крупными кристаллами амфибола и ильменита как признак высокой насыщенности магмы летучими. Весьма примечательна такая же, как и в других интрузивах, слабая магнитность габброидов.

Граниты мелких тел, прорывающих габброиды, явно калиевые породы (табл. 24). Широко распространены гранитизированные габбро с жилообразными инъекциями и новообразованиями гранитного состава типа тех, которые широко развиты в Шайдаразском и Таушанском интрузивах. Справедливость такого сопоставления иллюстрируется петрохимическими данными (табл. 23 и 24) и петрохимическими диаграммами (см. рис. 64).

Мелкие интрузивы в западной части Кульджуктау

Между Тозбулакским и Бельтауским интрузивами Я. Б. Айсановым закартировано несколько небольших удлиненных в широтном направлении тел габброидов, гранитов и лейкогранитов длиной от 0,5 до 3 км при ширине 50—250 м, прорывающих терригенную толщу D_3 или C_1. Габброиды рвутся гранитами и гранитизируются ими. В тех же местах развиты дайки диорит-порфиритов и спессартитов. К северу от Шайдаразского интрузива А. И. Даутовым описан Султанбибинский интрузив площадью 4,5×2 км, сложенный на 70% габброидами и диоритами, которые рвутся гранитами и двуслюдяными гранитами. Все эти данные интересны тем, что подчеркивают теснейшую пространственную сопряженность габброидов с гранитоидами повсюду в Кульджуктауском ареале.

Резюме по Кульджуктаускому ареалу

1. К ареалу отнесены интрузивы: Таушанский, Актостинский, Шайдаразский, Тозбулакский (частично), Бельтауский, а также мелкие безымянные интрузивы в западной части гор Кульджуктау. Все они сложены однотипными габброидами и гранитами и своим расположением на площади фиксируют контуры единого крупного магматического очага или системы сближенных очагов, развивавшихся по одному плану. Это, собственно, и позволяет относить их к одному очаговому ареалу.

2. В ареале общая последовательность внедрения следующая: габброиды — среднезернистые биотитовые граниты — крупнозернистые биотитовые лейкограниты — мелкозернистые двуслюдяные граниты и мелаграниты — среднезернистые двуслюдяные граниты и лейкограниты — кварцевые диорит-порфириты — диорит-порфириты и спессартиты.

Внедрение габброидов большинство исследователей рассматривает как одноактное явление, т. е. относит к одной фазе. Однако, как отмечают на примере Бельтау Ю. Ф. Баскаков и Н. И. Крылов (1966), более вероятно формирование их путем многократных инъекций магмы меняющегося во времени состава.

3. Во всех интрузивах ареала наблюдаются породы трех комплексов: габброидного, гранитового и послегранитовых даек. Интрузивная серия здесь отчетливо прерывистая.

4. Эта серия в то же время весьма контрастная, так как практически нет пород гранодиорит-адамеллитового ряда, очень мало кварцевых диоритов. Эта черта интрузивов Кульджуктау всеми исследователями подчеркнута выделением двух комплексов: габброидов и гранитов.

5. Интрузивная серия в ареале завершенная: гранитовый комплекс состоит из кислых и ультракислых гранитов.

6. Характерно широкое развитие послегранитовых даек повышенной основности, которые по химизму и ряду особенностей минерального состава аналогичны габброидам и диоритам раннего комплекса той же серии, но закономерно отличаются от них структурой, переходами к спессартитам и другими признаками, вообще присущими послегранитовым дайкам.

7. Для рассматриваемой серии характерно, что Na_2O и K_2O в ходе эволюции меняются местами: в комплексах габброидов и послегранитовых даек преобладает Na_2O, а в гранитах — K_2O. Это общая особенность большинства габбро-гранитовых серий (см. рис. 22 и 68).

8. Индивидуальные различия между интрузивами Кульджуктауского ареала, как отмечено при их описании, сравнительно невелики. Они касаются относительной роли биотитовых или двуслюдяных гранитов в гранитном комплексе и главным образом — габброидов. В круп-

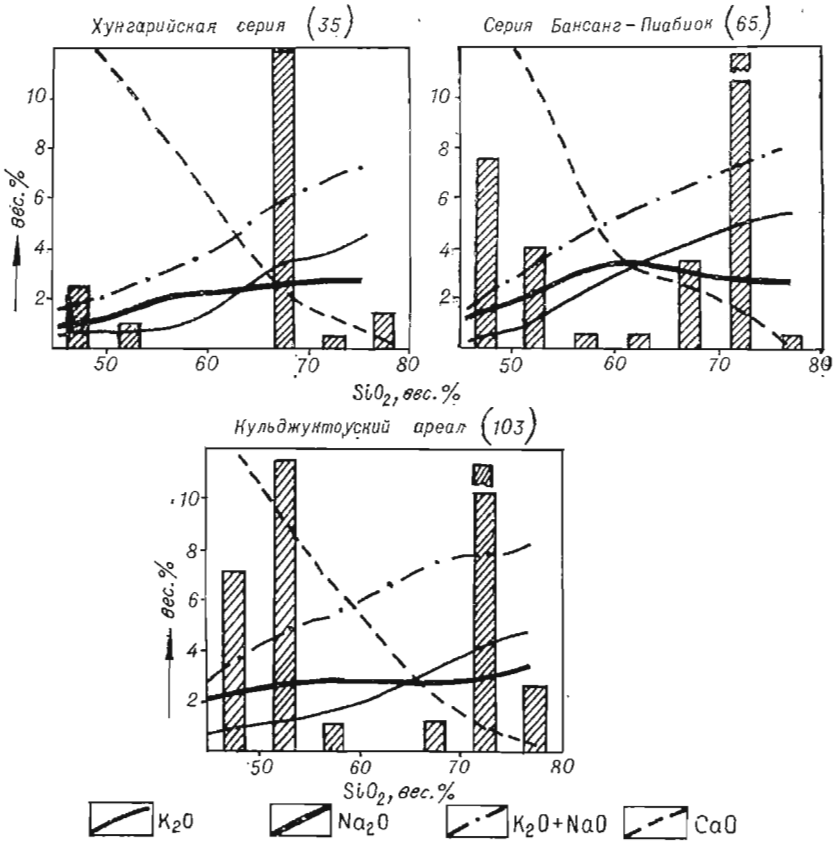


Рис. 68. Статистико-петрохимические диаграммы Кульджуктауского ареала и резкоконтрастных габбро-гранитовых (с гипербазитами) серий других областей: незавершенной Хунгарийской серии (Изох и др.; 1967) и завершенной серии Бансанг-Пиабиок (Изох, 1965). В скобках указано число анализов.

ных Бельтауском и Шайдаразском интрузивах отчетливее, чем в мелких телах, выражена грубая стратификация, или расслоенность. Таким образом, Бельтауский и Шайдаразский интрузивы приобретают черты, свойственные самостоятельной габбро-пироксенит-дунитовой формации (по Ю. А. Кузнецову, 1964). Для резко прерывистых и контрастных серий, примеры которых даны на рис. 68, это обстоятельство отнюдь не противопоказано, что ранее уже было отмечено (Изох, 1965).

9. Итак, в Кульджуктауском очаговом ареале с наибольшей отчетливостью проявлены все главнейшие черты Кульджуктауской серии. Этим обстоятельством обусловлен и выбор ее названия. Далее ареал используется в качестве «прототипа» при сопоставлении с ним других объектов той же серии.

ЗИРАБУЛАКСКИЙ И ЗИАЭТДИНСКИЙ ОЧАГОВЫЕ ОРЕАЛЫ

В Зирабулакский ареал входят два интрузива: собственно Зирабулакский (Центральный) и расположенный рядом Чиракджуринский (рис. 69). В связи с наличием скарново-шеелитового месторождения Ингичке Зирабулакский интрузив был объектом многолетнего и разностороннего изучения. В числе ведущих исследователей следует упомя-

нуть А. С. Аделунга, И. Х. Хамрабаева, Х. Н. Баймухамедова, А. Ф. Свириденко, Н. Д. Ушакова, И. М. Евфименко, Б. М. Уразаева, Е. И. Барковскую и Э. С. Сорокина. Н. И. Оранским выполнены обстоятельные геофизические исследования района, дополненные М. В. Сухиным. Геологами, изучавшими район, собрано чрезвычайно много фактических данных, обобщить которые и свести воедино мы не стремились. Цель дальнейшего изложения — обратить внимание на те данные, которые позволяют определить положение интрузивов Зирабулакского ареала в общей схеме возрастного и формационного расчленения гранитоидов Западного Узбекистана и наметить наиболее важные индивидуальные особенности данного ареала.

И. Х. Хамрабаевым (1958) в Зирабулакских горах были выделены породы всех четырех фаз верхнепалеозойского интрузивного комплекса: диоритов и кварцевых диоритов, гранодиоритов, биотитовых и двуслюдяных гранитов, лейкократовых гранитов. Этого подразделения придерживались и другие исследователи (Свириденко, 1965).

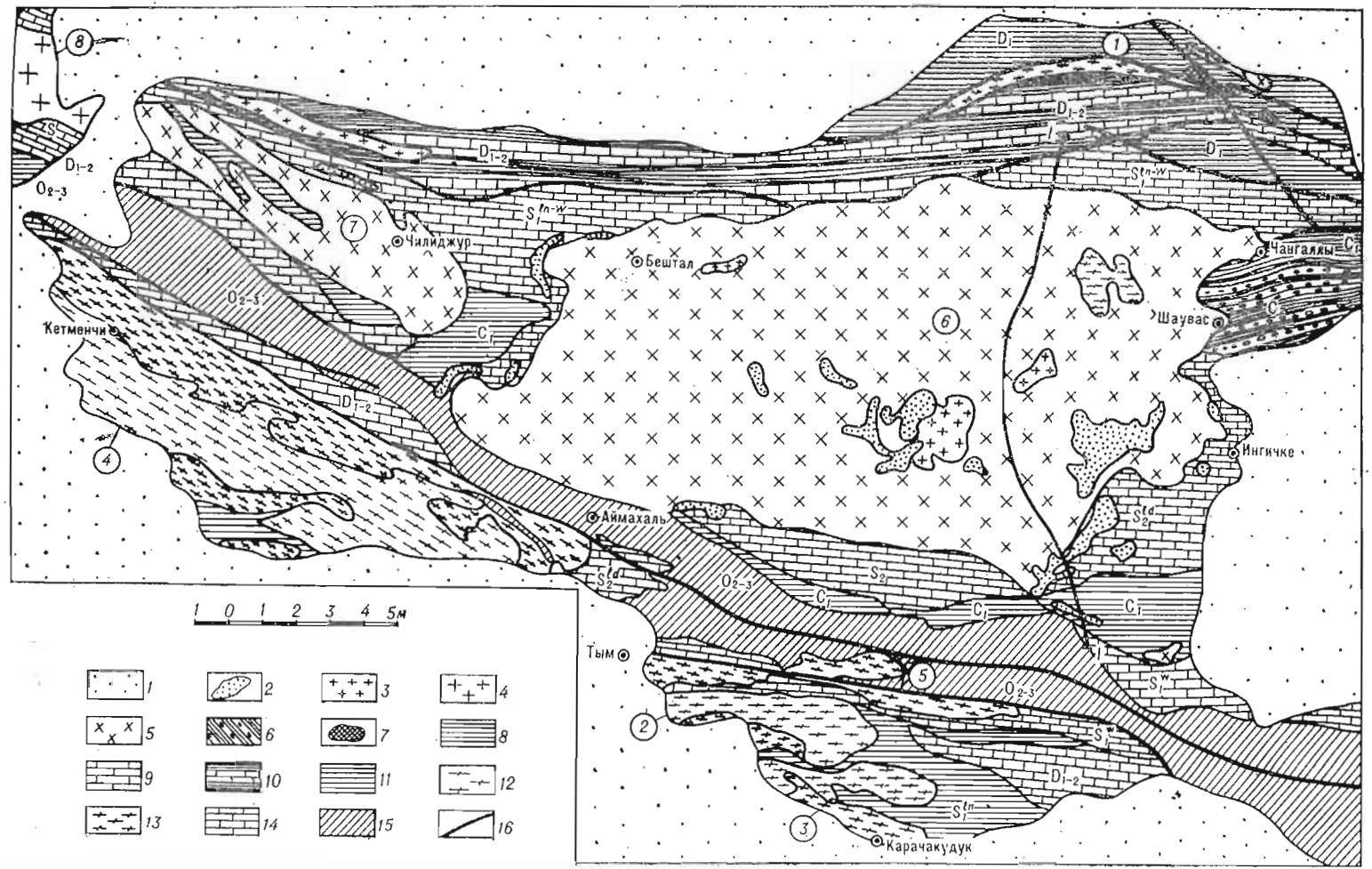
В Зиаэтдинский очаговый ареал входят интрузивы (с востока на запад): Карнабский, Акмазарский, Гунжакский, Майзакский, Кошкудукский, Каратагский и ряд более мелких тел (см. рис. 74). Разрозненные сведения о них есть в работах И. Х. Хамрабаева, А. Ф. Свириденко, Х. Н. Баймухамедова, А. С. Аделунга, Е. И. Барковской, Э. С. Сорокина и других геологов. Приводимые ниже описания основаны преимущественно на материалах маршрутных пересечений, выполненных Э. П. Изохом.

Зирабулакский интрузив

Особенно детально интрузив изучался А. Ф. Свириденко, который наибольшее внимание уделял лейкократовым гранитам и их генезису. Его выводы во многом подтверждены нашими наблюдениями.

Площадь Зирабулакского интрузива около 225 кв. км (Свириденко, 1965). В согласии с другими исследователями, нами выделены следующие группы пород (от ранних к поздним): 1 — роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, 2 — биотитовые адамеллиты и граниты, 3 — двуслюдяные граниты. Широко развиты разнородные лейкограниты, аплиты и пегматит-аплиты. В гранодиоритах и адамеллитах есть ксенолиты более древних биотитовых и двуслюдяных гранитов, отнесенные к Тымскому комплексу и описанные в гл. IV. В окрестностях интрузива, кроме того, есть мелкие тела диоритов и дайки диорит-порфиритов, спессартитов, срезаемые гранитами (Уразаев, 1954; Евфименко, Петров, 1962) и, вероятнее всего, принадлежащие Бокалинской серии (см. гл. VI). В самом интрузиве подобных даек нет; отмечены лишь единичные дайки щелочных габброидов Южно-Тяньшаньской серии (P_2—T).

Роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты — это породы главной фазы Зирабулакского интрузива: наиболее распространенные, весьма однообразные и однородные на отрезках, измеряемых многими километрами. Уже одно это обстоятельство заставляет считать их нормальными, а не гибридными породами, вопреки высказывавшимся ранее представлениям. Породы порфировидные, с прямоугольными вкрапленниками микроклина до 1,5—2 см в длину. Различимы редкие призмочки темно-серой роговой обманки, обильный блестящий биотит, игольчатые кристаллы смоляно-черного ортита в ржавой «рубашке» длиной до 3—5 мм и более. В микроскоп видно преобладание плагиоклаза над микроклином. Плагиоклаз многократно зональный с ядром № 40—45 и широкой каймой № 25—30; микроклин непертитовый, слаборешетчатый; биотит темно-бурый, рыжеватый; роговая обманка бледная, буровато-зеленая или зеленая


Чилиджур
Бештал
Кетменчи
Аймахаль
Тым
Карачакудук
Шаувас
Ингичке
Чангалаы
1 0 1 2 3 4 5м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

до бесцветной, с плохо выраженными кристаллографическими ограничениями. Акцессорные: сфен, апатит, циркон, ильменит, ортит. Породы слабодавленые.

Вариации содержаний кремнезема (от 64 до 68%) и соответственно всех прочих породообразующих окислов (№ 1—21 в табл. 25), небольшие, т. е. это довольно компактная группа пород, основные члены которой отвечают собственно гранодиоритам, а кислые — адамеллитам. Данные по химизму, собранные независимо друг от друга различными авторами в разное время, служат объективным подтверждением вывода об однородности пород.

Во внутренних частях интрузива гранодиориты и адамеллиты содержат редкие ксенолиты ороговикованных песчанико-сланцевых пород: от слабоизмененных до сильно переработанных и частично гранитизированных, т. е. содержащих порфиробласты полевых шпатов, лейкогранитные и аплитовые участки и т. п. Не раз встречались ксенолиты сливного жильного кварца, сходного с тем, который слагает «добатолитовые» жильные системы (районы Алтыугула, Шибара и др.). В отдельных местах вблизи контактов ксенолитов роговиков особенно много, и притом нередко там, где адамеллиты непосредственно граничат с мраморами (рис. 70, *а*). Это очевидное свидетельство внедренного характера адамеллитов. Важно подчеркнуть, что даже в наиболее насыщенных ксенолитами местах адамеллиты не становятся более основными, чем в центральных частях интрузива (№ 9, 10 в табл. 25).

Контакты гранодиоритов — адамеллитов отчетливо интрузивные, с многочисленными апофизами, которые, как уже сказано, нередко выносят ксенолиты не обнажающихся поблизости пород. В районе Чангаллы адамеллиты у контакта с мраморами резкопорфировидные, переходящие в адамеллит-порфиры, но тем не менее с зонами приконтактовой лейкократизации шириной от нескольких сантиметров до 0,5 м и более (рис. 70, *а*, *в*). Сложены эти зоны пегматоидными и аплитовидными лейкогранитами, которые по облику и составу в шлифах неотличимы от одноименных жильных пород. Такой же характер имеют апофизы, удаленные на 0,7—0,8 км от контакта и пересекающие системы ранних кварцевых жил (см. гл. VI).

В районе Чангаллы некоторые крупные апофизы адамеллит-порфиров имеют сложное строение, т. е. образованы по меньшей мере двумя инъекциями магмы почти одинакового состава. Отвечающие им породы различаются по зернистости основной массы, по общей окраске и другим тонким признакам и имеют друг с другом резкие контакты. Этот факт является свидетельством неоднократного внедрения магматических расплавов сходного состава, которое стало заметным лишь благодаря быстрой кристаллизации (закалке) в апофизах. Можно думать, что внутри интрузива при медленном охлаждении подобные раздельные внедрения в лучшем случае будут выражены интрузивными телами с расплывчатыми границами, а то и вовсе останутся незамеченными. Близ колодца Шаувас интрузив прорывает тепаликскую свиту C_2m_2—C_3 глинистых сланцев, песчаников, гравелитов и мелко-крупногалечных конгломератов. Конгломераты содержат

Рис. 69. Схематизированная геологическая карта Зирабулакских гор (по Е. И. Барковской, Э. С. Сорокину, В. С. Корсакову с поправками Э. П. Изоха).

1 — мезокайнозойские отложения; *2—5* — породы Кульджуктауской серии: *2* — лейкограниты, *3* — двуслюдяные граниты, *4* — биотитовые граниты (Карнабский интрузив), *5* — нерасчлененные гранодиориты, адамеллиты, граниты Зирабулакского и Чиракджуринского интрузивов; *6* — тепаликская свита сланцев, песчаников, конгломератов C_2m—C_3; *7* — тела гипербазитов; *8* — песчаники и сланцы C_1; *9* — известняки D_{1-2}; *10* — песчанико-сланцевые отложения с прослоями известняков D_{1-2}; *11* — песчанико-сланцевые отложения S_1; *12* — адамеллиты Тымского комплекса; *13* — граниты того же комплекса; *14* — известняки S_2; *15* — песчанико-сланцевые отложения O_{2-3}; *16* — разломы. *I—I* — линия геолого-геофизического разреза, показанного на рис. 125.

Номера интрузивных массивов: *1* — Северный, *2* — Тымский, *3* — Карачакудукский, *4* — Кетменчинский, *5* — Джалкырский, *6* — Зирабулакский, *7* — Чиракджуринскнй, *8* — Карнабский.

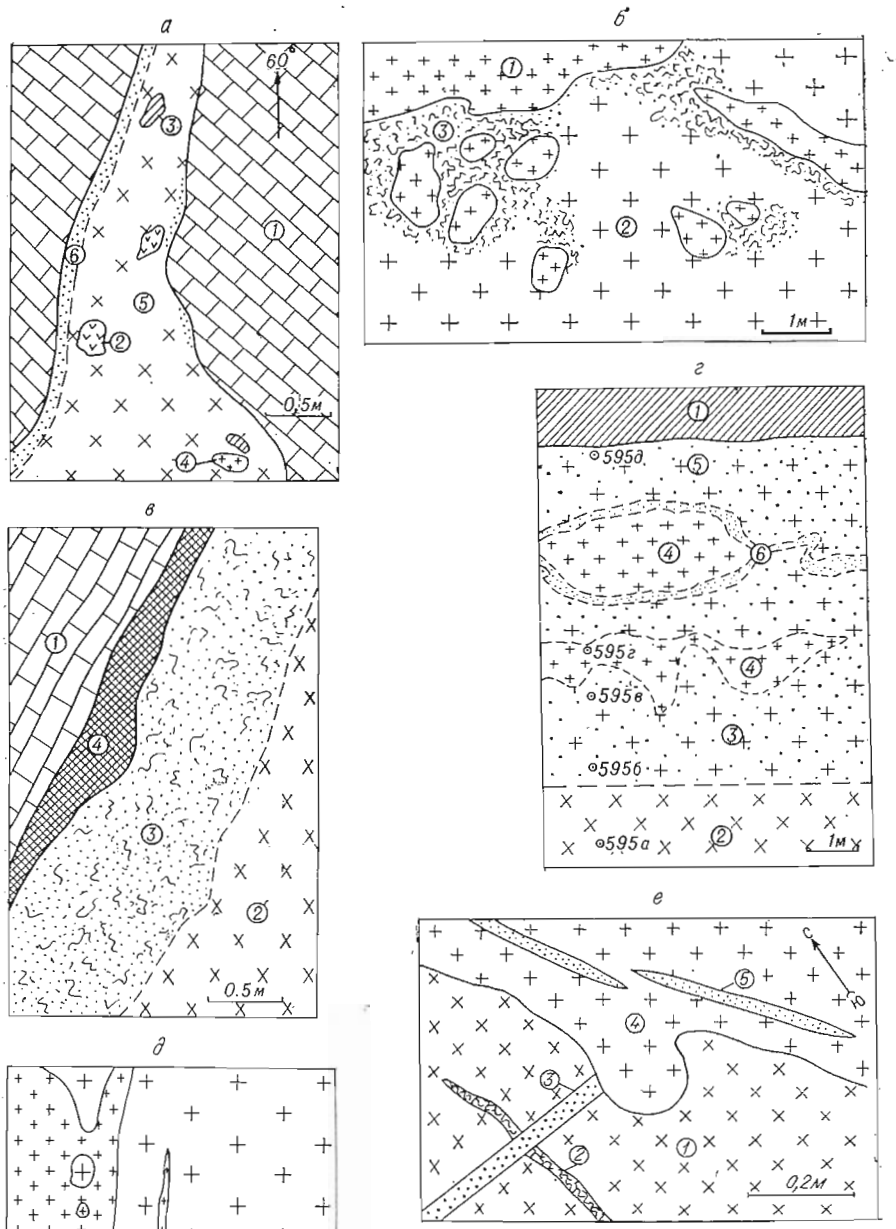


Рис. 70. Зарисовки обнажений в Зирабулакском интрузиве.

а — обн. 600, в центре кишл. Чангаллы, левый борт сая (*1* — мраморы, *2* — ксенолиты диоритов, *3* — ксенолиты роговиков, *4* — ксенолиты мелкозернистого гранита, *5* — апофиза резкопорфировидных адамеллитов, *6* — оторочка лейкогранит-аплита); *б* — обн. 604, к юго-западу от кишл. Алтыугул (*1* — блок-ксенолит мелкозернистых гранитов Тымского комплекса, *2* — порфировидные биотитовые адамеллиты, *3* — приконтактовые пегматоидные лейкограниты); *в* — обн. 600, там же, где «*а*», контакт интрузива (*1* — мраморы, *2* — резкопорфировидные адамеллиты, *3* — приконтактовый пегматит-аплит, *4* — скарны); *г* — обн. 595, район кишл. Шаувас, к югу от выс. 833,5 м, контакт интрузива (*1* — пятнистые роговики по глинистым сланцам, *2* — среднезернистый гранодиорит, *3* — среднезернистый биотитовый граинт, *4* — мелкозернистый биотитовый мелагранит — скиалит, *5* — лейкогранит, переходящий в пегматит-аплит, *6* — пегматоидные обособления и оторочки); *д* — обн. 249, верховья сая Бурутли, коитакт двух тел (*1* — крупнозернистые биотитовые адамеллиты — граниты, *2* — мелкозернистые двуслюдяные граниты, *3* — ксенолиты роговиков); *е* — обн. 16, по А. Ф. Свириденко, Ингичкесай, 500 м выше поселка (*1* — гранодиориты, *2* — пегматиты, *3* — ранний аплит, *4* — аляскит — двуслюдяной гранит, *5* — поздний аплит).

гальку гранитоидов Тымского комплекса (см. гл. IV), они очень сильно ороговикованы, местами скарнированы (т. е. с новообразованиями пироксена, волластонита, актинолита и т. п.). Ближе к интрузиву конгломераты рассечены дайками-апофизами лейкогранитов и пегматит-аплитов. Глинистые сланцы превращены в узловатые кордиеритовые роговики, песчаники сильно биотитизированы.

В этом же районе на контакте гранодиоритов с роговиками развиты широкие (до 10 м) зоны приконтактовой лейкократизации, имеющие то размытые, то относительно четкие границы с гранодиоритами (рис. 70, *г*). В таких случаях их можно принять за дайки, внедренные вдоль контактовой плоскости. Видимо, именно в качестве таковых они большей частью описывались ранее. Доказательством того, что это именно автохтонные приконтактовые образования, а не внедренные дайки, служит изменчивая мощность рассматриваемой зоны по простиранию и переход ее в узкие лейкократовые каемки, следующие вдоль линии контакта или обрамляющие отдельные ксенолиты (фото 48). Примечательно, что и в последнем случае лейкократовые зонки имеют как относительно резкие, так и «размытые» границы.

Зона приконтактовой лейкократизации в районе кишл. Шаувас по всему разрезу охарактеризована химическими анализами (№ 22, 24, 25 и 30 в табл. 25). Расположение их показано на рис. 70, *г*. Породы приконтактовой зоны по сравнению с адамеллитами гораздо богаче кремнеземом и калием и беднее кальцием и железом, т. е. по составу отвечают нормальным и лейкократовым гранитам (см. рис. 73). По структуре они варьируют от мелкозернистых аплитов до крупнозернистых пегматитов, т. е. отражают разные стадии кристаллизации и перекристаллизации в зависимости от участия летучих компонентов. Только в непосредственном контакте с роговиками появляется тонкая (0,5 см) кварц-плагиоклазовая (плагиогранитная) оторочка. Химически она не охарактеризована. Приконтактовые лейкограниты содержат чешуйки красноватого биотита, присутствуют сфен и ортит; отмечены гранофировые участки. Характерны неправильные обособления более меланократового облика, обогащенные биотитом; по составу и химизму они отвечают мелагранитам (№ 22 в табл. 25). Эти обособления сходны с сильно переработанными и существенно дезинтегрированными ксенолитами роговиков и, вероятнее всего, таковыми и являются. Это неустойчивые образования, постепенно исчезающие в процессе лейкократизации.

В экзоконтакте фиксируется слабая гранитизация роговиков; широко развиты лейкократовые апофизы, ответвленные от зон приконтактовой лейкократизации. Примерно такой же характер, как описано выше, имеют контакты гранодиоритов и адамеллитов с роговиками в районе Аймахаля, в сае Бурутли и других местах.

Биотитовые адамеллиты и граниты по облику и составу очень близки к породам описанной выше группы, но не содержат роговой обманки и менее основные (№ 16—21 в табл. 25). Развиты они на обширных площадях преимущественно в средней части интрузива (например, в районе Алтыугула). При картировании они не были отделены от гранодиорит-адамеллитовой группы, хотя это кажется вполне осуществимым. Об этом свидетельствуют данные М. В. Сухина (рис. 71), который в средней части интрузива среди внешне сходных между собой гранодиоритов и адамеллитов выделяет интервал с иными физическими свойствами пород: со средней плотностью меньше на 0,02—0,03 г/см^3, с магнитной восприимчивостью меньше на $7 \cdot 10^{-6}$ СГС и остаточной намагниченностью меньше на $0{,}5 \cdot 10^{-6}$ СГС. Заметны изменения и в радиоактивных свойствах. Породы этого интервала по составу и химизму ближе всего стоят именно к адамеллитам — гранитам. Эти данные свидетельствуют о возможности более детального расчленения и картирования гранитоидов.

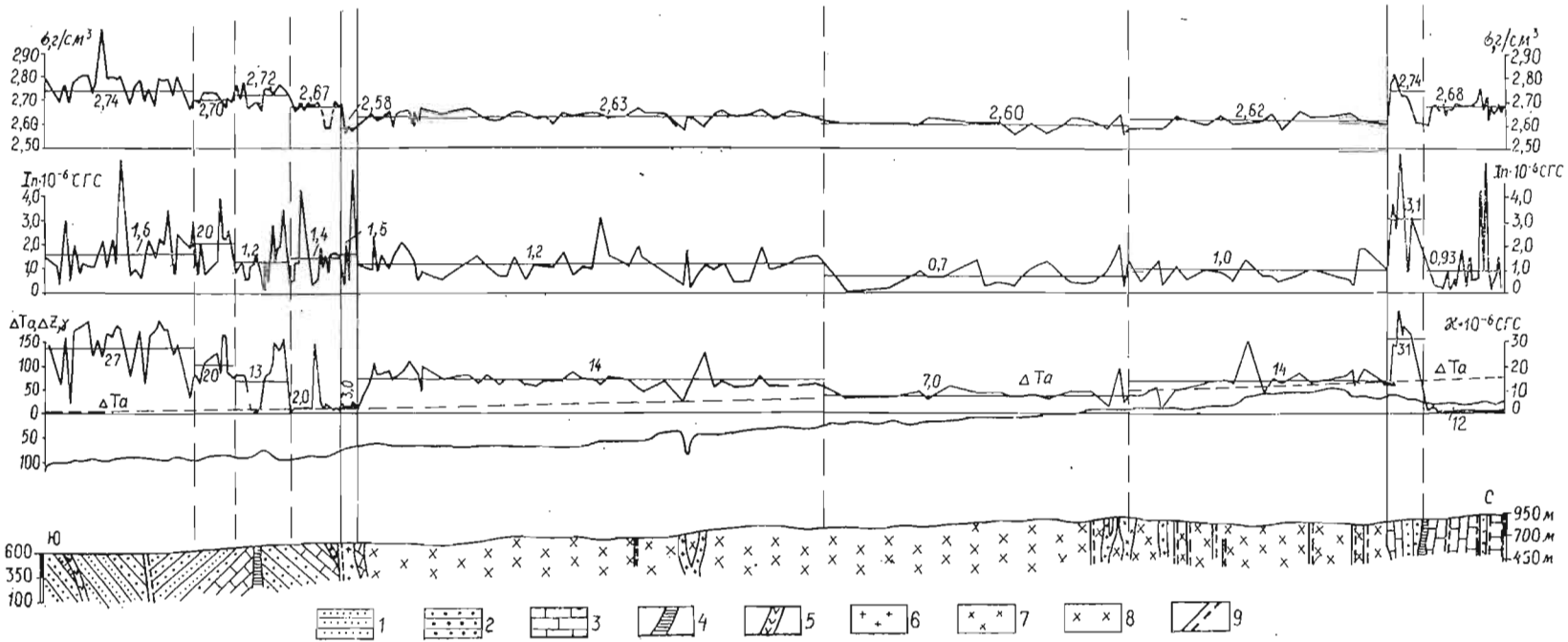


Рис. 71. Геолого-геофизический разрез через восточную часть Зирабулакского интрузива, по М. В. Сухину.

1 — песчаники; *2* — роговики; *3* — известняки; *4* — кварцевые жилы; *5* — кварцевые диорит-порфириты; *6* — аплиты, гранит-аплиты; *7* — мелкозернистые двуслюдяные граниты; *8* — крупнозернистые порфировидные биотитовые адамеллиты и граниты; *9* — тектонические нарушения. Графики: σ — плотности, χ — магнитной восприимчивости, *In* — остаточной намагниченности, ΔZ — наземной магнитометрической съемки, ΔTa — аэромагнитной съемки.

Соотношения между обоими типами гранитоидов проясняют наблюдения к западу от кол. Чангаллы. Здесь резкопорфировидные адамеллиты — гранодиориты прорваны телом также резкопорфировидных биотитовых гранитов, переходящих в гранит-порфиры (№ 19 в табл. 25). Контакты резкие, отчетливо рвущие, с апофизами, проникающими вглубь гранодиоритов — адамеллитов. Эти соотношения ранее были описаны также И. Х. Хамрабаевым (1958).

Двуслюдяные мелкозернистые граниты. Отдельное интрузивное тело этих пород диаметром около 300 м наблюдалось в верховьях сая Бурутли среди порфировидных биотитовых адамеллитов предыдущей фазы. Контакты четкие, с апофизами, ксенолитами гранитов и роговиков, вынесенных при внедрении (рис. 70, *д*).

Двуслюдяные граниты серые и светло-серые, слабопорфировидные. Структура гипидиоморфнозернистая до аллотриоморфнозернистой. Микроклин преобладает над слабозональным олигоклазом. Биотит грязно-бурый, темный, без красноватого оттенка, много плеохроичных ореолов вокруг микровключений. Мусковит развит преимущественно по плагиоклазу, но образует и сростки с биотитом. Акцессорные: апатит, циркон, нередко гранат. Широко развиты дайки таких же двуслюдяных гранитов, секущие породы всех предшествующих фаз. Встречаются мощные (более 10 м) пологие дайки со своими явлениями приконтактовой лейкократизации, с зонами эндоконтактовых пегматитов и аплитов (фото 49).

Двуслюдяные граниты — наиболее кислые и лейкократовые во всем ряду (№ 51—83 в табл. 25). Всеми исследователями они относились к 4-й (аляскитовой) фазе позднепалеозойского интрузивного комплекса. По облику и отчасти по микроскопии они сходны с мелкозернистыми двуслюдяными и биотитовыми гранитами Тымского комплекса, слагающими в Зирабулакском интрузиве ксенолиты в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах. Если бы не наличие прямых взаимоотношений, различить их друг от друга было бы не просто.

Лейкограниты и аплиты, очень широко развитые в Зирабулакском интрузиве, специально изучались А. Ф. Свириденко и впервые были разделены им на генетические группы: 1 — относящиеся к последней четвертой фазе, 2 — жильные, сопровождающие формирование гранитоидов разных фаз, 3 — метасоматические приконтактовые (образованные за счет гранодиоритов и гранитов второй и третьей фаз), 4 — вторичные аплиты, т. е. жилообразные тела или зоны, возникшие за счет метасоматической переработки тех же гранитоидов внутри интрузива.

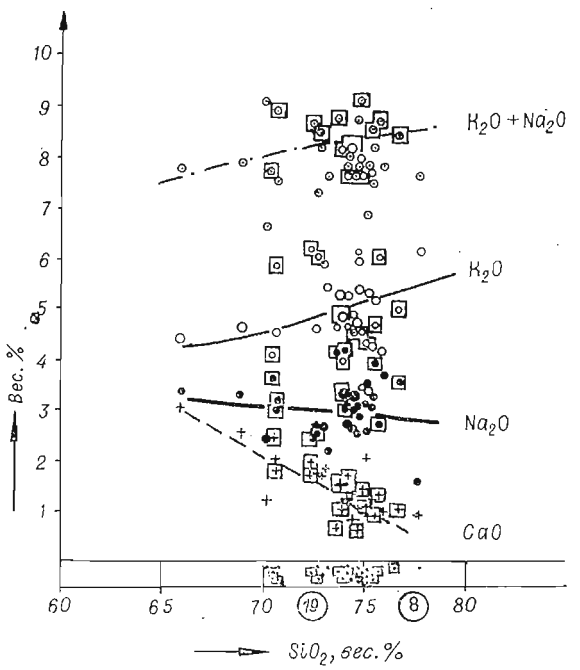


Рис. 72. Статистико-петрохимическая диаграмма приконтактовых и жильных лейкократовых пород Зирабулакского интрузива. Сост. по данным табл. 25. Квадратами обведены жильные породы.

А. Ф. Свириденко описаны факты прорывания ранних пегматитов и

Таблица 25

Зирабулакский интрузив (Кульджуктауская серия)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						1. Гранодиориты											
1	243е	63,20	0,62	16,63	0,21	3,67	0,09	2,20	3,50	3,50	4,33	0,12	1,06	0,23	0,44	0,10	99,36
2	595а	64,79	0,55	15,55	2,67	1,94	0,05	2,35	3,55	2,91	3,93	0,12	1,38	0,05	0,11	0,10	99,84
3	3686а	65,10	0,70	16,00	4,40	—	0,07	1,60	2,27	3,68	5,18	0,38	1,08	0,20		0,13	100,66
4	2287	66,23	0,55	15,63	1,05	2,65	0,06	1,32	3,79	3,17	4,18	0,17		0,05			98,85
5	686а	66,30	0,63	15,85	0,98	3,02	0,06	1,57	3,72	3,08	3,70	0,12		0,06			99,09
6	3667	66,36	0,70	15,80	4,40	—	0,07	1,75	2,25	3,30	4,72	0,16	0,64	0,22		0,11	100,37
7	И-61	66,60	0,45	16,37	0,78	2,90	0,03	1,05	2,80	3,30	4,23	—	0,72	0,18	0,35	0,03	99,41
8	9697	66,66	0,52	15,57	3,80	—	0,07	1,40	3,22	3,40	4,60	0,13		0,07			99,44
9	596б-2	67,21	0,55	15,25	0,46	2,95	0,06	1,25	2,66	3,05	4,46	0,14	1,80	0,14	0,38	0,10	99,98
10	615а	67,57	0,47	15,69	0,43	2,70	0,05	1,10	2,38	3,73	4,54	0,26	1,50	0,19	0,10	0,05	100,61
Среднее	из 10	66,00	0,57	15,83	1,92	1,98	0,06	1,56	3,01	3,31	4,39	0,16	0,82	0,14			99,75
						2. Адамеллиты											
11	9697-1	67,95	0,50	15,31	3,60	—	0,10	1,40	2,80	3,25	4,22	0,13		0,05			99,31
12	3679	68,45	0,45	14,79	2,80	—	0,07	1,35	2,59	3,18	4,53	0,32	0,51	0,16		0,12	99,20
13	1977	68,70	0,06	15,50	1,08	2,63	0,05	1,24	2,27	3,15	4,66	0,47	0,54	0,08	0,13	0,06	100,43
14	1825	68,80	0,50	14,35	0,78	2,72	0,01	1,43	2,58	3,46	4,42	0,14		0,11			99,30
15	3685	68,87	0,40	15,12	2,80	—	0,06	1,27	2,59	3,40	4,42	0,25	1,44	0,16		0,12	100,78
16	П-145	68,95	0,30	15,54	0,32	2,80	0,06	1,30	2,66	3,25	4,20	0,10	0,74	0,13	0,10	0,10	100,35
17	3676	69,42	0,35	15,04	2,60	—	0,05	0,87	2,10	3,45	5,00	0,18	1,06	0,16		0,14	100,28
18	3681	69,72	0,40	15,00	2,80	—	0,06	1,10	2,59	3,10	4,27	0,25	1,57	0,19		0,10	100,99
19	601б	69,89	0,27	14,73	0,18	2,19	0,04	0,30	2,38	3,40	4,93	0,15	1,85	0,05	0,28	0,10	100,36
20	3673	69,92	0,45	15,30	3,20	—	0,06	0,80	2,62	3,25	4,50	0,15	0,33	0,16		0,11	100,74
21	3669	70,02	0,43	14,41	2,60	—	0,05	1,10	2,03	3,10	5,01	0,16	1,02	0,18		0,10	100,11
Среднее	из 11	69,15	0,37	15,01	2,07	0,94	0,06	1,11	2,47	3,27	4,56	0,21	0,82	0,13			100,17
						3. Приконтактовые лейкограниты											
22	595г	70,35	0,40	13,92	0,72	2,26	0,05	0,90	1,17	2,45	6,61	0,14	0,88	0,07	0,27	0,10	99,92
23	И-61а	70,88	0,25	14,78	0,72	2,10	—	0,78	2,00	3,02	4,47	0,01	0,52	0,12		0,08	99,65

24	595б	72,78	0,25	12,58	1,02	1,80	0,05	0,90	1,71	2,64	4,60	0,56	1,38	0,06	0,27	0,10	100,33
25	595в	73,07	0,20	13,53	0,21	1,36	0,02	0,50	1,68	2,62	5,86	0,10	0,88	0,05	0,05	0,10	100,08
26	1975	73,24	0,04	14,09	0,22	1,27	Сл.	0,60	1,88	2,18	5,42	0,21	0,38	0,01		0,03	99,54
27	И-62а	74,20	0,10	12,88	0,20	1,62	»	0,80	1,40	2,66	5,24	—	0,52	0,02	0,35	0,06	99,64
28	И-66	74,60	0,07	12,96	0,50	1,90	»	0,30	1,33	2,74	4,85	—	0,52	0,02	0,25	0,06	99,79
29	И-62	74,70	0,12	12,64	0,65	1,85	»	0,30	0,90	2,53	5,35	—	0,52	0,04	0,25	0,10	99,60
30	595д	74,83	0,10	12,68	0,09	0,83	0,02	0,30	0,98	2,76	5,93	0,35	1,20	0,05	0,28	0,10	100,12
31	267	75,16	—	14,58	0,15	0,59	0,01	—	2,40	3,49	3,44	0,06	0,58	—			100,46
32	И-49	75,30	0,10	12,83	0,54	1,15	Сл.	0,55	0,90	2,46	5,28	—	0,40	0,02	0,25	0,12	99,53
33	И-63	75,36	0,07	12,86	0,57	1,10	»	0,15	1,19	2,93	5,18	—	0,52	0,02	0,35	0,10	99,95
34	И-65	75,50	0,07	13,31	0,42	1,07	»	0,45	1,05	3,22	4,23	—	0,40	0,02	0,12	0,03	99,74
35	60	76,10	0,16	12,90	0,61	0,62	0,04	0,20	0,95	3,64	4,16	0,16	0,34	0,01	—	Сл.	99,89
36	1973	77,82	0,03	11,64	0,28	1,10	Сл.	0,34	0,86	1,55	6,07	0,20	0,89	Сл.	0,09	0,01	100,78
Среднее	из 15	74,26	0,13	13,21	0,46	1,37	0,01	0,47	1,36	2,73	5,11	0,12	0,66	0,03			99,92

4. Жильные лейкограниты и аплиты

37	И-22	70,32	0,06	12,36	0,39	1,27	0,06	0,75	2,45	3,60	4,08	0,68	2,15	0,02	1,53	0,23	98,19
38	216	70,80	0,20	14,00	0,28	1,50	0,06	1,15	1,85	3,06	5,80	0,10	1,30	—	0,10	—	100,10
39	217	72,48	0,07	12,53	0,08	1,46	0,01	1,10	1,89	2,40	6,18	—	1,88	—	0,70	—	100,08
40	И-46	72,82	0,12	12,53	0,10	1,54	0,04	0,55	1,68	2,49	5,96	—	1,64	0,04	0,90	0,54	99,51
41	И-51б	73,80	0,05	12,88	0,19	1,00	0,03	0,25	0,63	4,10	4,60	—	1,60	0,02	0,30	1,00	99,15
42	605в	74,00	0,10	13,72	0,31	1,08	0,02	0,60	0,98	4,14	4,00	0,08	0,79	0,16	0,11	0,10	99,98
43	166	74,24	0,05	12,72	0,20	1,54	0,04	0,80	1,64	3,00	4,64	0,18	0,70	0,03	0,52	0,03	99,78
44	48	74,40	0,15	12,09	0,34	1,23	0,06	1,20	2,73	3,00	1,52	0,30	2,39	0,06	2,00	0,01	99,47
45	601в	74,64	0,05	13,39	0,18	0,79	0,02	0,40	0,56	3,05	6,05	0,14	0,55	0,07	0,16	0,10	99,89
46	И-44	75,00	0,07	12,62	—	2,00	0,03	0,25	1,40	3,09	4,56	0,12	0,74	0,04	0,33	0,14	99,92
47	214	75,30	0,15	12,85	0,89	1,00	0,06	0,40	1,05	3,40	4,27	0,10	0,90	—	0,60	—	100,37
48	245а	75,32	—	13,12	0,05	1,62	0,02	0,17	0,93	3,84	4,68	0,14	0,36	0,06			100,31
49	244б	75,72	0,17	12,63	0,33	0,43	0,05	0,50	1,26	2,72	5,98	0,06	0,30	0,05	0,05	0,10	100,20
50	П-148	76,45	0,05	13,23	0,26	0,68	0,04	0,30	0,98	3,46	4,96	0,08	0,44	0,10	0,11	0,10	101,03
Среднее	из 14	73,95	0,09	12,91	0,26	1,22	0,04	0,60	1,43	3,24	4,81	0,14	1,12	0,05			99,86

5. Двуслюдяные граниты и лейкограниты

51	2949	71,16	0,35	14,10	0,50	2,16	0,05	0,50	1,10	3,40	5,50	0,16	0,97	0,12	0,11	0,10	100,07
52	П-147	71,58	0,32	14,88	0,11	1,54	0,06	0,75	1,26	3,25	5,46	0,08	0,76	0,13	0,10	0,10	100,18
53	188	71,66	0,05	13,00	0,35	0,77	0,05	1,10	2,38	3,00	4,14	0,02	3,04	0,05	1,90		99,61
54	2865	71,88	0,25	14,27	0,05	2,16	0,08	0,50	1,68	3,18	4,60	0,12	1,30	0,18	0,22	0,14	100,25
55	И-45	71,96	0,09	13,50	0,31	2,23	0,04	0,25	1,75	2,85	5,60	0,08	0,88	0,03	0,60	0,10	99,57

Таблица 25 (окончание)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
56	И-60д	72,58	0,06	12,31	0,37	1,92	0,05	0,30	1,68	3,60	4,28	—	2,48	0,03	0,10	0,13	99,66
57	249б	73,09	0,27	13,88	0,70	0,45	0,05	0,40	1,12	2,87	5,92	0,13	0,99	0,05	0,39	0,10	99,92
58	И-85	73,20	0,10	13,68	0,77	1,20	Сл.	0,25	1,30	1,87	5,80	—	1,20	0,02	0,55	0,03	99,39
59	3672а	73,74	0,35	14,42	1,47	—	0,04	0,65	1,12	2,70	5,00	0,33	0,40	0,20		0,12	100,42
60	3668а	73,82	0,15	14,32	1,36	—	0,04	0,55	1,15	3,45	5,26	0,14	0,69	0,18		0,10	101,11
61	9539-1	73,89	0,18	13,67	1,01	0,65	0,00	0,90	1,95	3,50	4,70	0,13		0,13			100,71
62	9540-8	73,96	0,10	14,15	0,60	0,43	0,01	0,10	0,56	4,24	4,43	0,05		0,16			98,79
63	11	74,16	0,12	15,56	0,16	0,70	—	0,25	0,87	3,37	3,40	0,08	0,70	0,17	—	0,01	99,54
64	3012	74,24	0,07	12,82	0,05	1,65	0,04	0,30	1,82	3,12	5,20	0,10	1,20	0,04	0,66	0,10	100,65
65	2251	74,30	Сл.	14,28	0,47	1,14	0,06	Сл.	1,05	3,32	4,21	0,11	0,78	—			99,72
66	59	74,82	0,10	14,90	0,87	0,36	0,04	0,15	0,56	3,20	4,90	0,02	0,50	0,01	—	Сл.	100,42
67	19	74,90	0,10	14,14	0,12	0,29	—	0,30	1,47	3,84	4,16	0,14	0,62	0,04	—	0,01	100,12
68	9697-6	74,92	0,07	12,94	1,60	0,00	0,03	0,30	1,26	3,81	4,72	0,12		0,00			99,77
69	10	74,95	0,13	13,70	0,50	1,00	0,03	Сл.	1,16	2,57	5,05	0,12	0,58	Сл.			99,79
70	9540-7	75,24	0,10	13,06	0,80	0,61	0,01	0,29	1,55	4,40	3,19	0,11		0,08			99,44
71	288	75,42	0,10	13,26	0,17	0,46	0,02	Сл.	1,11	1,81	6,36	0,23	0,65	0,01	—	Сл.	99,60
72	1-581	75,56	Сл.	14,24	0,16	0,57	0,03	»	1,19	2,53	4,90	0,16	0,66				100,00
73	2972	75,59	0,10	13,20	0,17	1,48	0,04	0,30	1,12	3,90	4,00	0,10	0,67	0,04	0,06	0,10	100,71
74	945	75,60	0,04	13,74	0,24	0,35	0,01	0,15	1,34	3,40	4,30	0,37	0,18	0,05			99,77
75	9697-8	75,68	0,05	12,56	1,00	0,00	Сл.	0,20	1,12	3,53	5,25	0,13		0,00			99,52
76	442	75,72	0,25	12,06	—	1,08	—	1,43	1,20	2,60	4,57	—	0,58	0,01	0,28	—	99,50
77	3-581	75,85	0,01	13,39	0,39	1,18	Сл.	Сл.	1,21	2,48	5,19	0,10	0,37	Сл.			100,17
78	48а	75,86	—	14,84	0,56	—	0,01	0,54	1,00	4,20	2,08	0,12	0,56				99,77
79	2-581	76,00	0,20	13,44	0,31	0,27	Сл.	0,27	1,15	2,74	4,90	0,04	0,64	0,02			99,98
80	4-50ж	76,00	0,05	12,53	0,14	1,15	0,05	0,35	1,05	4,40	3,40	—	0,52	0,02	0,35	0,06	99,66
81	4у	76,10	Сл.	13,03	0,16	1,42	0,02	Сл.	1,15	3,18	4,73	0,20	0,35				100,34
82	3683а	76,58	»	12,70	0,72	—	0,00	0,33	1,19	3,38	5,00	0,12	0,20	0,02		0,10	100,24
83	157	76,62	—	13,73	0,35	0,50	Сл.	0,43	1,50	3,60	3,13	—	0,58	—			100,44
Среднее	из 33	74,44	0,11	13,65	0,50	0,84	0,03	0,36	1,28	3,25	4,65	0,11	0,70	0,05			99,97

Примечание. 1 (Э. И.) — порфировидный биотит-роговообманковый гранодиорит с крупным ортитом, севернее кишл. Аймахаль. 50 м от контакта с ороговикованными сланцами. 2 (Э. И.) — то же, 5 км к северу от Ингичке (см. рис. 70, *г*). 3 (Е. Б.) — гранодиорит у контакта с известняками в западной части интрузива. 4 (Е. Б.) — порфировидный гранодиорит, северо-восточная часть интрузива. 5 — то же. 6 (Е. Б.) — гранодиорит из западной части. 7 (А. С.) — хлоритизированный гранодиорит. 8 (Е. Б.) — порфировидный гранодиорит, северо-восточная часть интрузива. 9 (Э. И.) — гранодиорит-адамеллит из эндоконтакта интрузива, восточная окраина кишл. Чангаллы. 10 (Э. И.) — мелкозернистый гранодиорит-порфир, роговообманково-биотитовый, у контакта с мраморами, 0,2 км ниже кишл. Чангаллы по саю (на запад). 11 (Е. Б.) — порфировидный гранодиорит. 12 (Е. Б.) — адамеллит, западная часть интрузива. 13 (А. С.) — хлоритизированный гранодиорит. 14 (Е. Б.) — порфировидный гранодиорит. 15 — то же. 16 (М. С.) — биотитовый адамеллит. 17 (Е. Б.) — адамеллит. 18 (Е. Б.) — то же, западная часть интрузива. 19 (Э. И.) — адамеллит-порфир из интрузивного тела, рвущего гранодиорит-порфиры № 10. 20 **(Е. Б.) — адамеллит.** 21 (Е. Б.) — гранит, западная часть интрузива. 22 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый

мелагранит из обособления в зоне приконтактовой лейкократизации, там же, где № 2. 23 (А. С.) — слабо осветленный приконтактовый метасоматический гранит с корродированным биотитом, правобережье Каттасая. 24 (Э. П.) — крупнозернистый пегматоидный биотитовый гранит из зоны приконтактовой лейкократизации, там же, где № 2. 25 (Э. П.) — мелко-среднезернистый биотитовый лейкогранит, там же. 26 (А. С.) — то же, что № 23, Ингичке. 27 (А. С.) — метасоматический гранит, переходный к аляскиту, с микроклинизацией, Каттасай. 28 (А. С.) — псевдографический лейкогранит, слабоскарнированный, там же, из контакта со скарнами. 29 (А. С.) — слабо осветленный метасоматический гранит с корродированным биотитом, там же. 30 (Э. П.) — разнозернистый пегматит-аплит с биотитом, мусковитом, гранатом, из зоны приконтактовой лейкократизации, там же, где № 2. 31 (А. С.) — метасоматический гранит, к востоку от Джаурпиша. 32 (А. С.) — метасоматический биотитовый гранит, слабоосветленный, Джинское тело. 33 (А. С.) — лейкогранит окварцованный, Каттасай. 34 (А. С.) — лейкогранит псевдографический, слабоскарнированный, там же. 35 (А. С.) — аплит из дайки в граноднорнтах, пересеченный штоком аляскит Ингичке. 37 (А. С.) — аплит из дайки в мраморах и гранодиоритах. 38 (А. С.) — аплит окварцованный лейкогранит, там же. 36 (А. С.) — микроклинизированный аляскит Ингичке. 42 (Э. П.) — мелко-среднезернистый гранит-аплит, секущий из дайки в гранодиоритах, пересеченный штоком аляскитов, Ингичке. 39, 40 — то же. 41 (А. С.) — аплит, там же. 42 (Э. П.) — мелко-среднезернистый гранит-аплит, секущий крупновкрапленниковые биотитовые адамеллиты, центральная часть интрузива. 43 — аплит, по Б. М. Уразаеву. 44 — то же. 45 (Э. П.) — аплит из дайки в адамеллит-порфире. 46 (А. С.) — аплит. 47 — то же, что № 38. 48 (Э. П.) — аплит из дайки в гранодиоритах-адамеллитах, 2 км к северу от Аймахаля. 49 (Э. П.) — то же, 0,5 км к северу от Аймахаля. 50 (М. С.) — аплит. 51 (М. С.) — среднезернистый двуслюдяной гранит. 52 (М. С.) — мелкозернистый порфировидный двуслюдяной гранит. 53 — лейкогранит, по Б. М. Уразаеву. 54 (М. С.) — двуслюдяной гранит. 55 (А. С.) — лейкогранит. 56 (А. С.) — то же. 57 (Э. П.) — мелкозернистый двуслюдяной гранит из штока, рвущего порфировидные биотитовые адамеллиты, верховья сая Бурутли. 58 (А. С.) — лейкогранит из штока в роговиках, Ингичке. 59 (Е. Б.) — граниты, секущие адамеллиты. 60 (Е. Б.) — то же, западная часть интрузива. 61, 62 — то же. 63 (А. С.) — лейкогранит. 64 (М. С.) — двуслюдяной гранит. 65 (А. С.) — лейкогранит, по Е. М. Головину. 67 — то же. 68 (Е. Б.) — лейкогранит из дайки в гранодиоритах, северо-восточная часть интрузива. 69 (А. С.) — лейкогранит. 70 (Е. Б.) — то же. 71, 72 (А. С.) — то же. 73 (М. С.) — двуслюдяной гранит. 74 — лейкогранит, по Н. В. Лицемаер. 75 (Е. Б.) — то же. 76 — то же, по Х. Н. Баймухамедову. 77 — то же, по Е. Ф. Смирновой. 78 — то же, по Н. В. Лицемаер. 79 — то же, по Е. Ф. Смирновой. 80 (А. С.) — лейкогранит, 81 — то же, по Е. Ф. Смирновой. 82 (Е. Б.) — лейкогранит, рвущий адамеллиты главной фазы. 83 — лейкогранит, по К. Н. Вендланду, Ингичке. Индексами (А. С.) и (Е. Б.) помечены анализы, заимствованные у А. Ф. Свириденко и Е. И. Барковской.

аплитов гранитами (аляскитами) четвертой фазы (рис. 70, *е*), чем удостоверяется разновременность формирования жильных пород в пределах Зирабулакского интрузива.

Все описания лейкократовых пород, сделанные А. Ф. Свириденко в Зирабулакском и других гранитоидных интрузивах Западного Узбекистана, хорошо согласуются с нашими наблюдениями. Расхождения касаются лишь трактовки наблюдаемых явлений. А. Ф. Свириденко считает лейкограниты четвертой фазы продуктами кристаллизации родоначальной аляскитовой магмы, меняющей свой состав при взаимодействии с вмещающими породами, что трактуется как ассимиляция. Жильные лейкограниты и аплиты он по традиции относит к дифференциатам гранодиоритовой и гранитной магмы. Приконтактовые лейкократовые породы он считает метасоматическими образованиями, возникшими в постмагматическую стадию, одновременно со скарнообразованием. А. П. Пономарева и Э. П. Изох, в отличие от сказанного, не усматривают принципиальных различий между всеми лейкократовыми гранитными породами ни в генезисе, ни, тем более, в особенностях их минералогического состава и химизма. Последнее иллюстрируется вполне представительными петрохимическими данными для всех типов рассматриваемых пород (табл. 25, рис. 72).

Резюме по Зирабулакскому интрузиву:

1. Зирабулакский интрузив полихронный: помимо пород Кульджуктауской серии, в его составе принимают участие ксенолиты и крупные блоки гранитов Тымского комплекса. Ему предшествовало формирование мелких тел диоритов и пояса даек диорит-порфиритов, спессартитов, а также золотоносных кварцевых жил, относящихся к Бокалинской серии.

2. К Кульджуктауской серии относится следующий ряд пород (от ранних): рогово-обманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты — биотитовые адамеллиты и граниты — двуслюдяные граниты, лейкограниты, аплиты и пегматиты. Эволюция данной серии идет в гомодромном направлении; калий преобладает над натрием во всех породах гранитоидного комплекса (рис. 73, 76).

3. В интрузиве широко проявились процессы приконтактовой лейкократизации, приводящие к образованию лейкократовых гранитов, аплитов и пегматит-аплитов,

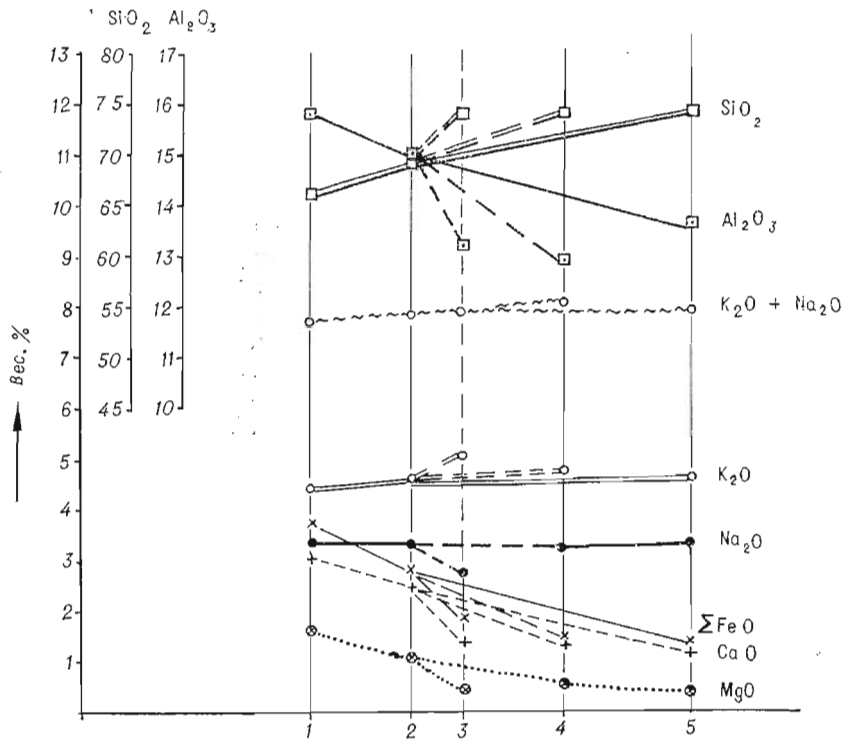


Рис. 73. Эволюция Зирабулакского интрузива по фазам и приконтактовым фациям. Сост. по данным табл. 25.

Группы пород: *1* — гранодиориты; *2* — адамеллиты; *3* — приконтактовые лейкограниты; *4* — жильные лейкограниты и аплиты; *5* — двуслюдяные граниты и лейкограниты.

которые очень сходны с одноименными жильными породами и зачастую от них неотличимы ни по минеральному составу, ни по химизму (рис. 72, 73). Те и другие в целом сходны с двуслюдяными гранитами и лейкогранитами последней фазы, которые отличаются главным образом более широким развитием мусковита и граната. Этот признак неустойчив и не всегда имеет решающее значение при установлении принадлежности пород к той или иной фазе.

4. Вдоль контактов широко распространены скарны, в том числе шеелитоносные (месторождение Ингичке). В гранитоидах есть зоны грейзенов и кварцевые жилы с касситеритом (Чангаллы).

5. В гравитационном поле интрузив выражен отрицательной аномалией интенсивностью до 5 мгал, количественная интерпретация которой позволила Н. И. Оранскому предполагать воронкообразную форму интрузива с «корнем» в юго-восточной части. Магнитное поле над ним слабодифференцированное, контакт с вмещающими породами выделяется плохо.

Карнабский интрузив

Известен интрузив благодаря оловянному месторождению Карнаб, которое изучалось в 40-х годах К. Б. Ильиным, Х. Н. Баймухамедовым и др. Однако сам интрузив остается слабо изученным. Он плохо обнажен, граничит с отложениями S_1ln—w (рис. 74). Сложен гранитами примерно одного типа: крупнозернистыми, с вкрапленниками микроклина до 1—1,5 см в длину, розоватыми или буроватыми, с мелким равномерно рассеянным биотитом. Микроклин слабопертитовый, с зонально расположенными включениями других минералов. Плагиоклаз слабозональный

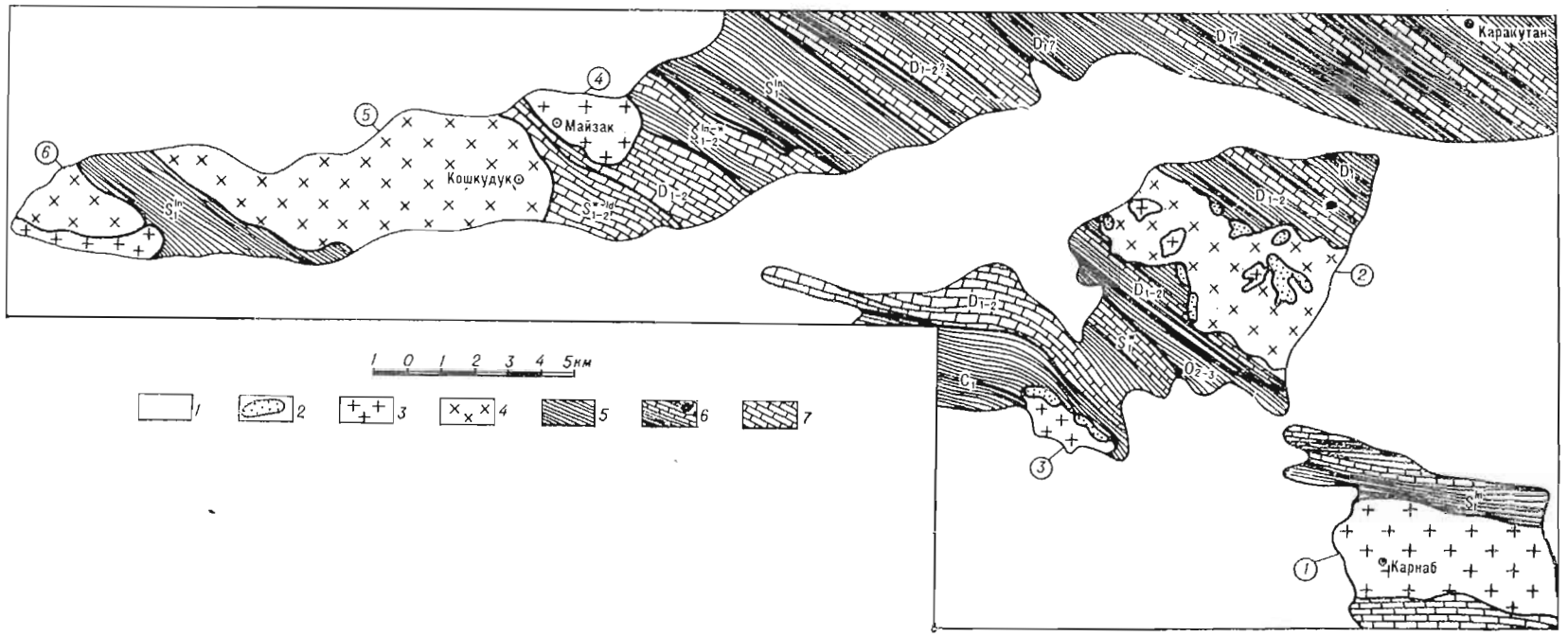


Рис. 74. Схематизированная геологическая карта Зиаэтдинских гор (по В. С. Корсакову, Э. С. Сорокину, Е. И. Барковской и др.).

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; *2* — лейкократовые граниты; *3* — биотитовые граниты; *4* — роговообманково-биотитовые адамеллиты; *5* — песчанико-сланцевые отложения; *6* — то же, с прослоями известняков; *7* — карбонатные отложения. Интрузивы: *1* — Карнабский, *2* — Акзамарский, *3* — Гунжакский, *4* — Майзакский, *5* — Кошкудукский, *6* — Каратагский.

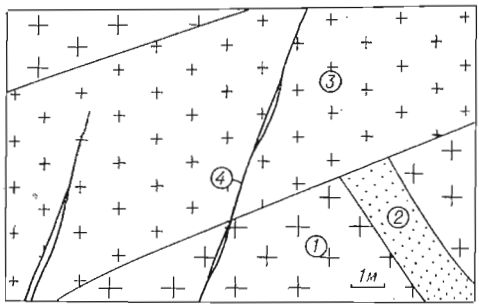


Рис. 75. Обн. 219. Карнабский интрузив, месторождение Карнаб (*1* — крупнозернистые граниты, *2* — аплит, *3* — дайка темного адамеллит-порфира, *4* — кварцевые прожилки).

(олигоклаз), с соссюритизированным ядром. Биотит ярко-рыжий. Развит мусковит, замещающий плагиоклаз и образующий сростки с биотитом, без видимого замещения. Породы сильнодавленые, в отдельных полосах милонитизированы, гнейсовидны. Широко распространены зонки хлоритизации и альбитизации. Породы отличаются высоким содержанием кремнезема и низким — извести и фемических окислов (№ 1—8 в табл. 26). Они секутся дайками лейкогранит-аплитов (№ 9—16 в табл. 26). В районе месторождения Карнаб отмечено пересечение последних мощной (около 5 м) дайкой мелкозернистого темного биотитового адамеллит-порфира (рис. 75) с мелкими вкрапленниками микроклина, кислым плагиоклазом, ярко-рыжим биотитом, сопоставимого с гранитоидами Шуракского комплекса Нуратинской серии (см. гл. VIII). Граниты рассечены мощными зонами грейзенов и сливного серого кварца с турмалином, мусковитом, с сульфидной вкрапленностью; присутствует касситерит.

Карнабский интрузив сопоставим с телами поздних фаз Зирабулакского интрузива; проявления оловоносности подчеркивают сходство.

Акмазарский интрузив

Площадь интрузива около 20 кв. км. Вмещающие породы: песчанико-сланцевая (с прослоями известняков) саппенская свита D_{1-2}. Главный тип пород — средне-крупнозернистые биотитовые граниты, иногда близкие к адамеллитам (№ 17—22 в табл. 26), с редкими вкрапленниками микроклина до 1—2 см в длину, очень сходные с гранитами Карнабского или Каратауского интрузивов.

В северо-восточном контакте в апофизах, уходящих в роговики, граниты значительно более лейкократовые, пегматоидные, мусковитовые (№ 24 в табл. 26). Эти апофизы отчетливо срезают кварцевые жилы, принадлежащие Каттармайскому золотоносному поясу. В свою очередь, граниты рассечены более поздними кварцевыми жилами и зонами окварцевания с гребенчатым, кокардовым кварцем с массой пустоток и мелких друз.

В районе Юлгунсая среди адамеллитов (№ 17 в табл. 26) отмечены мощные дайки, по-видимому, переходящие в интрузивные тела, гранит-порфиров (№ 21 в табл. 26). Широко распространены дайки еще более кислых и лейкократовых гранит-порфиров (№ 23 в табл. 26), а также аплитовидных лейкогранитов, принадлежащих минимум двум генерациям (№ 26—30 в табл. 26). Есть редкие жилы пегматитов.

Гунжакский интрузив

Расположен к юго-западу от предыдущего среди существенно терригенной тымской свиты C_1 (рис. 74). Перекрыт отложениями мела. Площадь около 3 кв. км. Главный тип пород — крупнозернистые порфировидные граниты, переходящие в крупновкрапленниковые (порфиробласты до 5—6 см). В западной части интрузива располагается интрузивное тело более поздних мелко-среднезернистых двуслюдяных гранитов, лишенных вкрапленников. Все имеющиеся химанализы (№ 31—35 в табл. 26) относятся либо к этому телу, либо к дайкам

лейкократовых пород. К контакту с роговиками двуслюдяные граниты становятся полосчатыми благодаря чередованию аплитовидных и пегматоидных полос. Та же картина наблюдается в крупных апофизах, вдающихся в роговики. Эти апофизы более всего обогащены мусковитом и турмалином.

Вблизи контакта в сильно ороговикованных песчаниках и сланцах проходят свиты кварцевых жил и прожилков, весьма сходных с теми, которые развиты в пределах Каттармайского пояса. Они повсеместно секутся апофизами гранитов.

Майзакский интрузив

Расположен целиком среди карбонатных отложений D_{1-2} и S_1 (рис. 74). Площадь не более 5 кв. км. Главный тип пород — среднезернистые граниты с крупными (2—3 см и более) выделениями ярко-розового микроклина, зональными благодаря включениям других минералов. Микроклин преобладает над олигоклазом. Биотит грязно-рыжий, замещаемый зеленым хлоритом. Есть редкие чешуйки мусковита. Акцессорные: сфен, циркон, апатит, ортит, ильменит. По химизму это нормальные граниты, богатые калием (№ 37—38 в табл. 26), иногда умеренно кислые, близкие к адамеллитам (№ 36). Как и в Гунжакском интрузиве, характерны полосы, струи и миаролоподобные скопления вкрапленников микроклина, особенно четко выраженные вблизи переработанных ксенолитов песчанико-сланцевых пород, но встречающиеся и вне связи с последними.

В описанных породах много даек лейкогранит-аплитов; пегматиты редки. Дайки аплитов секут вкрапленники микроклина и сами их не содержат. Пегматиты, напротив, обычно включают вкрапленники в свой состав. При этом вкрапленники очищаются от включений (признак избирательной перекристаллизации).

На контактах с мраморами наблюдается зона лейкогранит-аплита шириной до 2—3 м, имеющая с гранитами то нерезкую, то отчетливую границу, в последнем случае неотличимую от дайки, внедренной вдоль контакта. Интересно, что граниты, примыкающие к упомянутой приконтактовой зоне, более мелкозернистые и более лейкократовые, чем во внутренних частях интрузива (сравни № 38 с № 36 в табл. 26). Лейкогранит-аплиты — наиболее кислые и лейкократовые породы во всем ряду (№ 39 в табл. 26). Эти данные позволяют предполагать, что по мере приближения к контакту сначала происходила постепенная лейкократизация гранитов, а уже затем обособилась зона аплитовидных пород как таковая.

Кошкудукский интрузив

Интрузив (именуется также Чайдаразским) расположен западнее Майзакского, отделен от него узкой перемычкой мраморов (см. рис. 74). Площадь 25—30 кв. км. Вмещающие породы — карбонатные отложения S_1 и S_2 и терригенные — C_1t. В восточной части главный тип пород — однообразные биотитовые, реже роговообманково-биотитовые адамеллиты с вкрапленниками зонального микроклина 1,5—2 см, иногда до 3—5 см в длину. Простым глазом видны удлиненные тонкие призмочки ортита.

По химизму (№ 41—47 в табл. 26), как и по другим признакам, породы сопоставимы с адамеллитами-гранитами второй фазы Зирабулакского интрузива.

Местами в адамеллитах много ксенолитов роговиков, чаще всего гранитизированных, с порфиробластами микроклина, с бледной роговой обманкой, содержание которой в ксенолитах по сравнению

Таблица 26

Зиаэтдинский ареал

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						1. Карнабский интрузив											
1	2553	72,95	0,22	13,22	0,10	2,88	0,09	0,30	1,40	3,60	3,85	0,16	1,30	0,04	0,33	0,10	100,11
2	1645	73,00	0,40	13,87	0,32	1,73	0,08	0,57	1,61	4,17	3,27		0,46	0,09	0,46		99,57
3	1647	73,32	0,24	14,85	0,05	0,86	0,04	0,30	1,50	3,80	4,28	0,20	0,50	0,05	0,25	Сл.	99,99
4	II-140	73,49	0,15	14,01	0,11	1,36	0,04	0,50	1,26	3,89	4,65	0,08	0,92	0,05	0,27	0,10	100,51
5	II-139а	73,53	0,15	14,21	1,46	1,22	0,04	0,50	1,26	2,66	4,48	0,16	0,90	0,05	0,16	0,10	100,62
6	1675	73,60	Сл.	13,47	0,05	0,86	Сл.	0,10	2,52	4,05	4,15	0,20	0,70	0,03	0,30	0,06	99,73
7	219г	73,95	0,17	13,54	0,04	1,15	0,05	0,80	1,26	3,83	4,30	0,10	0,91	0,05	0,22	0,10	100,15
8	1644	74,40	0,20	13,51	0,25	0,97	0,14	0,38	1,34	4,39	3,56		0,95	0,06	0,78		100,19
Среднее	из 8	73,53	0,19	13,85	0,30	1,38	0,06	0,43	1,52	3,80	4,07	0,11	0,83	0,05	0,34	0,06	100,12
9	К-3	71,62	0,10	12,57	0,40	1,62	0,05	0,60	2,24	3,46	4,04	0,20	2,48	0,03	1,15	1,34	99,41
10	Ш-29	73,82	0,12	14,75	0,35	1,00	0,01	0,55	0,84	3,53	4,44	0,07	0,74	0,20	0,17		100,58
11	380-ж	73,91	0,01	15,16	0,37	0,72	—	0,52	0,95	4,15	3,00	0,16	0,87				99,82
12	К-15	75,68	—	17,48	0,24	0,48	—	0,28	2,20	2,14	1,12	—	0,20				99,72
13	К-29	75,74	—	16,32	0,23	0,45	—	Сл.	0,80	2,91	3,17	—	0,36				99,98
14	К-28	76,32	—	14,90	0,67	0,43	—	»	1,00	2,23	3,52	0,12	0,72				99,91
15	380д	77,45	—	13,94	0,14	0,25	—	0,11	0,64	3,32	3,62	0,03	0,47				99,97
16	5(5)	74,54	0,03	14,78	0,43	0,84	0,01	0,29	1,43	2,61	2,89	0,11	1,13	0,01	0,43	0,14	99,10
Среднее	из 8	74,89	0,04	14,98	0,35	0,72	0,01	0,29	1,26	3,04	3,22	0,09	0,87	0,03	0,22	0,19	99,79
						2. Акмазарский интрузив											
17	224а	69,52	0,37	15,10	0,00	1,91	0,04	1,50	2,38	4,00	4,20	0,10	0,76	0,09	0,27	0,10	99,97
18	III-31	71,29	0,32	14,24	0,21	1,90	0,04	1,00	1,84	3,28	4,38	0,08	1,07	0,20	0,33		100,18
19	III-56	71,87	0,32	13,97	1,10	1,73	0,04	0,60	2,24	3,48	4,10	0,06	0,33	0,05	0,28		100,17
20	1693	71,90	0,24	14,68	0,20	1,43	0,13	0,71	1,71	3,80	3,68	0,26	0,54	0,07			99,35
21	223а	72,59	0,17	13,88	0,52	1,16	0,05	0,50	1,82	3,54	4,31	0,10	1,02	0,07	0,39	0,16	99,73
22	583а	73,10	0,12	14,42	0,06	1,22	0,02	0,70	1,12	3,93	4,27	0,12	1,06	0,05	0,05	0,10	99,52
23	225в	74,30	0,12	13,71	0,75	0,41	0,05	0,50	1,12	3,79	4,70	0,12	0,38	0,05	0,11	0,10	100,00
24	583е	74,50	0,10	13,13	0,21	0,90	0,02	0,70	0,84	3,43	5,53	0,13	0,88	0,05	0,05	0,10	100,32
25	1650а	78,65	—	10,61	0,72	0,18	—	0,03	0,84	2,42	5,60	2,04	1,23	0,22		0,13	102,53
26	III-62	72,35	0,32	14,62	0,90	1,20	0,01	1,35	0,70	3,65	4,10	0,05	1,00	0,10	0,10		100,35

27	I-15	73,40	0,11	14,24	0,38	1,46	0,04	0,20	0,94	3,45	4,22	—	0,78	0,06	0,50	0,14	99,28
28	III-13	73,42	0,10	13,89	0,40	0,90	0,05	0,25	1,33	3,20	4,74	—	1,28	0,06	0,55	0,12	99,62
29	A-17	75,90	—	14,60	0,20	0,53	—	Сл.	1,20	3,86	3,36	0,16	0,28				100,09
30	III-64	76,95	0,07	12,95	0,09	0,47	0,01	0,50	0,70	3,79	4,05	0,05	0,53	0,05		0,38	100,21
Среднее	из 5	74,40	0,12	14,06	0,40	0,91	0,02	0,46	0,98	3,59	4,09	0,05	0,77	0,05	0,05	0,31	99,90
						3. Гунжакский интрузив											
31	IV-4	69,98	0,13	14,13	0,43	1,46	0,05	0,85	1,92	3,21	4,96	0,12	1,86	0,14	1,35	0,38	99,24
32	V-10	70,28	0,30	13,67	—	2,54	0,06	1,30	2,23	3,21	4,44	—	1,28	0,08	1,00	0,31	99,39
33	V-2	71,58	0,15	14,56	0,66	1,30	0,04	0,35	0,80	3,55	4,96	0,10	1,22	0,14	0,50	0,31	99,41
34	585б	73,53	0,12	13,97	0,06	1,40	0,04	0,40	0,98	3,26	4,93	0,09	1,17	0,10	0,05	0,10	100,05
35	IV-3	73,94	0,05	13,59	—	1,64	0,07	0,20	1,00	3,78	4,32	—	0,68	0,06	0,34	0,12	99,33
						4. Майзакский интрузив											
36	263г	69,81	0,35	14,86	0,20	2,09	0,06	1,30	2,10	3,67	4,72	0,11	0,81	0,15	0,22	0,10	100,23
37	1695	72,54	0,24	14,58	0,10	1,67	0,26	0,57	1,98	2,62	4,60	0,02	0,44	0,10			99,72
38	264г-1	72,98	0,31	13,45	—	2,80	0,03	0,58	0,93	3,75	3,96	0,22	0,87	0,13			100,01
39	264г-2	75,04	—	12,95	—	1,58	0,02	0,29	0,70	4,20	4,14	0,14	0,48	—			99,54
40	263б	75,62	0,27	13,29	0,74	0,42	0,05	0,50	0,84	3,96	3,98	0,12	0,40	0,05	0,16	0,10	100,24
						5. Кошкудукский интрузив											
41	267г	67,00	0,68	14,35	1,59	3,16	0,14	1,90	3,30	3,65	4,10		1,06				100,93
42	1692	69,34	0,40	14,78	0,36	2,78	0,19	1,07	2,51	2,86	4,20	0,08	0,66	0,13			99,36
43	1673	69,74	0,37	14,38	0,00	3,24	0,01	1,30	1,75	3,16	4,24		0,74	0,07	0,15	Сл.	99,00
44	1691	69,82	0,32	14,90	0,21	3,40	0,21	1,43	2,51	3,24	4,15	0,02	0,36	0,01			100,58
45	265а	69,93	0,37	15,81	0,06	1,77	0,05	1,60	1,68	3,47	3,72	0,14	1,47	0,05	0,44	0,10	100,12
46	267в	70,10	0,50	14,20	0,15	3,11	0,11	1,15	2,50	3,53	4,28		0,50				100,13
47	1643	70,22	0,34	14,40	0,33	3,05	0,13	0,60	1,34	3,62	4,50	0,04	1,16	0,05			99,78
Среднее	из 7	69,45	0,42	14,69	0,39	2,93	0,12	1,29	2,22	3,36	4,18	0,04	0,85	0,04	0,08	0,01	99,98
48	261г	72,81	0,25	13,88	0,14	1,37	0,05	0,90	1,54	3,00	5,25	0,10	0,87	0,06	0,16	0,10	100,22
49	261в	74,83	0,10	13,20	0,00	0,76	0,03	0,30	0,98	3,32	5,90	0,13	0,82	0,02	0,33	0,10	100,39

Примечание. 1 (М. С.) — крупнозернистый биотитовый гранит. 2 — порфировидный гранит, по Я. С. Висьневскому. 3 — порфировидный гранодиорит, по Х. Н. Баймухамедову. 4 (М. С.) — катаклазит биотитового гранита. 5 (М. С.) — то же. 6 — порфировидный гранодиорит, по Х. Н. Баймухамедову. 7 (Э. И.) — крупновкрапленниковый крупнозернистый биотитовый гранит из района месторождения Карнаб. 8 — порфировидный гранит, по Я. С. Висьневскому. 9 — лейкогранит четвертой фа-

Таблица 26 (окончание)

зы, по П. И. Салову. 10 — двуслюдяной дайковый гранит, по Н. Я. Гурейкину. 11 (А. С.) — лейкогранит. 12—14 — то же, по П. И. Салову. 15 (А. С.) — то же, среднее из 5 анализов. 17 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый порфировидный гранит-адамеллит, 3 км от контакта с роговиками, юго-восточная часть интрузива 18, 19 — биотитовый гранит, по Н. Я. Гурейкину. 20 — адамеллит, по А. С. Аделунгу. 21 (Э. И.) — биотитовый гранит-порфир из интрузивного тела, рвущего адамеллиты, юго-восточный контакт. 22 (Э. И.) — крупнозернистый биотитовый гранит, порфировидный, северо-восточный контакт. 23 (Э. И.) — лейкократовый гранит-порфир из дайки в адамеллитах, юго-восточный контакт. 24 (Э. И.) — мелкозернистый лейкогранит с мусковитом из апофизы в роговиках, северо-восточный контакт. 25 (А. С.) — доскаровая аплитовидная порода, зим. Туали, по А. Ф. Свириденко. 26 — дайковый аплит, по Н. Я. Гурейкину. 27 (А. С.) — лейкогранит четвертой фазы. 28—30 — то же. 30 — аплитовидный гранит, дайковый, по Н. Я. Гурейкину. 31 (А. С.) — аплит дайковый. 32 (А. С.) — лейкогранит четвертой фазы. 33 — то же. 34 (Э. И.) — мелко-среднезернистый двуслюдяной гранит. 35 (А. С.) — лейкогранит. 36 (Э. И.) — крупновкрапленниковый биотитовый гранит. 37 — биотитовый гранит, по А. С. Аделунгу. 38 (Э. И.) — крупновкрапленниковый гранит близ контакта с мрамором. 39 (Э. И.) — лейкогранит-аплит из контакта с мрамором. 40 (Э. И.) — то же, из дайки в крупновкрапленниковых гранитах. 41 (Э. И.) — среднезернистый крупновкрапленниковый роговообманково-биотитовый адамеллит, 20—25 м от контакта с роговиками, близ колодца Тутак. 42 — гранит, по А. С. Аделунгу. 43 — порфировидный гранодиорит, по Х. Н. Баймухамедову. 44 — гранит, по А. С. Аделунгу. 45 (Э. И.) — среднезернистый крупновкрапленниковый биотитовый адамеллит, 1 км от устья сая с колодцем Кошкудук. 46 (Э. И.) — мелкозернистый крупновкрапленниковый адамеллит — адамеллит-порфир из контакта с роговиками, колодец Тутак. 47 — порфировидный гранит, по Я. С. Бисыгевскому. 48 (Э. И.) — средне-крупнозернистый биотитовый гранит из эндоконтактовой зоны, юго-восточный контакт, сай с колодцем Майзак. 49 (Э. И.) — мелкозернистый лейкогранит-аплит из контакта с мрамором, там же.

с вмещающими адамеллитами заметно повышено. Наблюдаются обогащенные биотитом меланократовые полосы, в том числе волнистые, изогнутые, которые, скорее всего, представляют собой бывшие ксенолиты, частично дезинтегрированные вследствие пропитывания гранитным материалом, размягченные и участвовавшие в общем течении магмы.

В северо-восточной части интрузива у контакта с мраморами в эндоконтактовой зоне шириной более 20 м породы становятся неоднородными — перемежаются полосы и пятна средне-крупнозернистого биотитового гранита, более кислого и лейкократового (№ 48 в табл. 26), мелкозернистого биотитового мелагранита и лейкократового гранит-аплита (№ 49 в табл. 26). Ситуация здесь очень близка к той, которая описана в контакте Зирабулакского интрузива близ колодца Шаувас. Разница лишь в том, что вмещающая среда в данном случае не терригенная, а карбонатная. Переход от адамеллитов к зоне приконтактовой лейкократизации постепенный.

Вблизи колодца Тутак контакт адамеллитов с кварцитовидными песчаниками и глинистыми сланцами резкий, с послойными инъекциями. Приконтактовая лейкократизация выражена слабее. У самого контакта граниты такие же крупновкрапленниковые, как внутри интрузива, но отличаются тонкозернистой основной массой, приближаясь к адамеллит-порфирам. Это типичная зона краевой закалки, фиксируемая лишь по зернистости основной массы. Севернее колодца Ярмыкчи адамеллиты прорваны небольшим интрузивным телом мелкозернистых спорадофировых биотитовых и двуслюдяных гранитов. Контакты их с адамеллитами резкие. Эти породы — ближайшие аналоги двуслюдяных гранитов последней фазы Зирабулакского интрузива.

Резюме по Зирабулакскому и Зиаэтдинскому очаговым ареалам

1. В отличие от Кульджуктауского в обоих ареалах отсутствует габбро-диоритовый комплекс, т. е. интрузивная серия является неполной. Это наиболее общий признак, сближающий оба ареала и отличающий их от других объектов Кульджуктауской серии.

2. В обоих ареалах набор главных типов интрузивных, приконтактовых и жильных пород и общая последовательность их формирования однотипны. Сравнительно легко осуществляется корреляция между разными интрузивами по фазам внедрения (табл. 27). Это позволяет говорить о том, что глубинные магматические очаги, будучи сближены пространственно, развивались по сходному плану.

Таблица 27

Схема корреляции пород разных фаз в интрузивах Зирабулакского и Зиаэтдинского очаговых ареалов

Интрузивы						
Зирабулакский	Чиракджурминский	Карнабский	Акмазарский	Гунжакский	Майзакский	Кошкудукский
Лейкограниты, аплиты	Лейкограниты, аплиты	Лейкограниты, аплиты	Лейкограниты, аплиты	Лейкограниты, аплиты	Лейкограниты, аплиты	Аплиты
Мелкозернистые двуслюдяные граниты (15)	?	Крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты (20)	Гранит-порфиры (1)	Мелко-среднезернистые двуслюдяные граниты (1)	?	Мелкозернистые двуслюдяные граниты (1,0?)
Порфировидные биотитовые адамеллиты-граниты (40)	Крупновкрапленниковые биотитовые адамеллиты (10)	—	Порфировидные биотитовые (иногда с роговой обманкой) адамеллиты (17)	Крупновкрапленниковые биотитовые адамеллиты — граниты (2)	Крупновкрапленниковые биотитовые граниты, близкие к адамеллитам (5)	Порфировидные биотитовые и роговообманково-биотитовые адамеллиты (25)
Порфировидные роговообманково-биотитовые гранодиориты-адамеллиты (170)	Гранодиориты — адамеллиты (10?)	—	—	—	—	—

Примечание. Цифрами в скобках указаны примерные площади, занятые породами разного состава (км²).

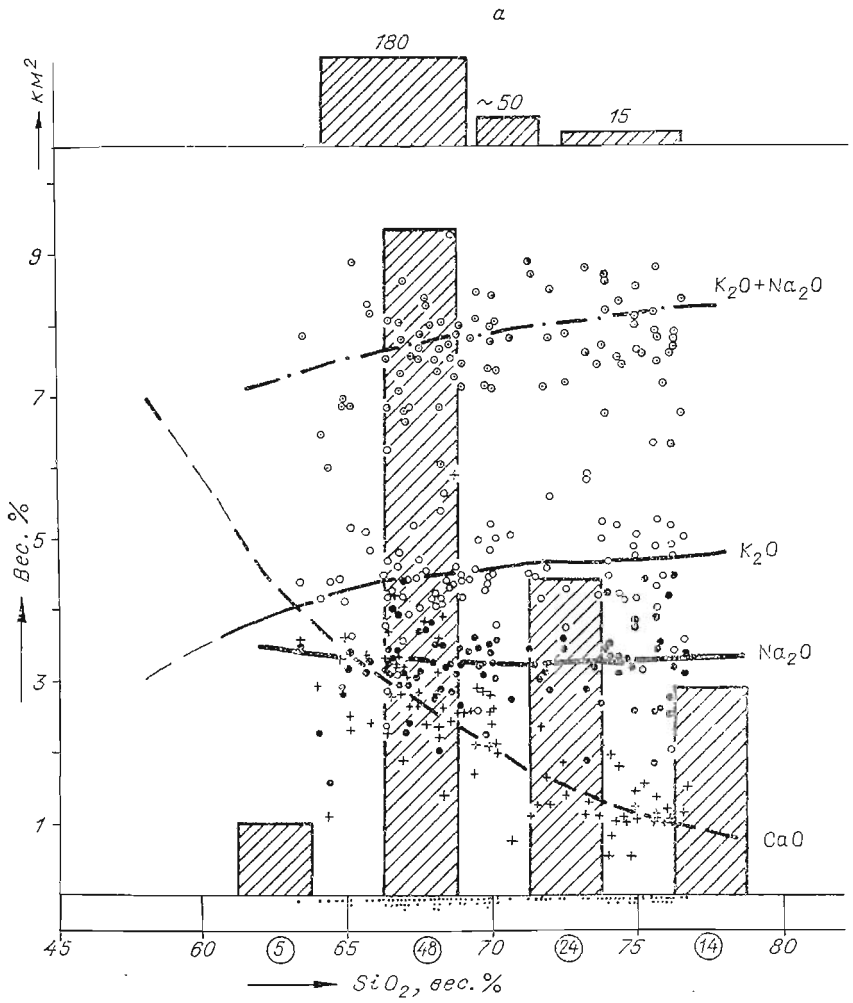
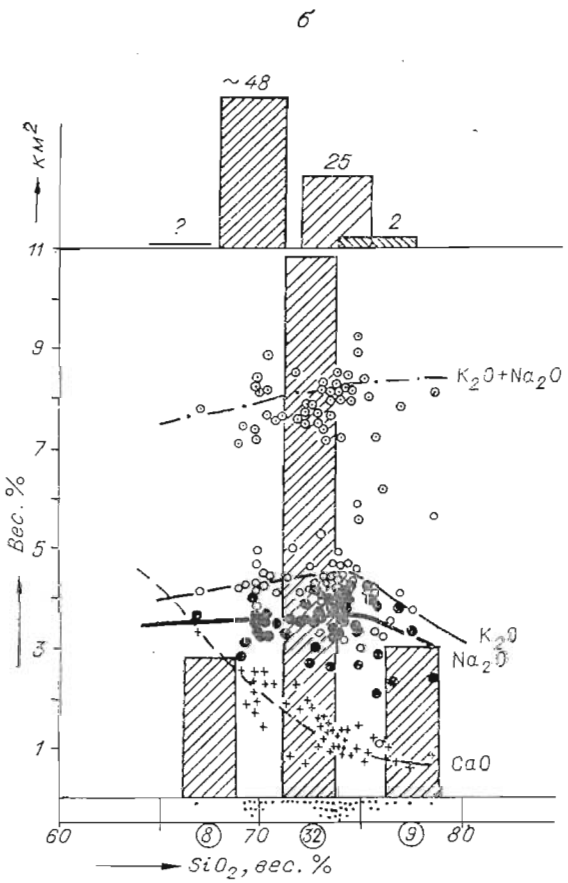


Рис. 76. Статистико-петрохимические диаграммы Зирабулакского (*а*) и ской серии. Сост. по данным табл. 25; использованы также анализы из

3. Главное различие между ареалами сводится к тому, что в первом доминирующая роль принадлежит гранодиорит-адамеллитам (SiO_2 64—68%), а во втором—адамеллитам-гранитам (SiO_2 68—71%). В обоих случаях кислым и ультракислым гранитам принадлежит существенная, но все же подчиненная роль (рис. 76).

В Зирабулакском ареале гранитоидный комплекс Кульджуктауской серии является завершенным, гранодиорит-адамеллит-гранитовым натрово-калиевым (рис. 76, *а*). В Зиаэтдинском ареале тот же комплекс определяется как адамеллит-гранитовый. Во всех интрузивах Зирабулак-Зиаэтдинских гор (кроме, по-видимому, Акмазарского) отсутствуют послегранитовые дайки повышенной основности. Видимо, эта черта присуща всем гранитоидным комплексам, которые не имеют габброидных предшественников.

4. В обоих ареалах интрузивы залегают как в карбонатной, так и в песчанико-сланцевой среде. Некоторые интрузивы (Зирабулакский, Кошкудукский и др.) прорывают как те, так и другие вмещающие породы. Ни в одном случае нет оснований говорить о зависимости состава интрузивных пород от состава рамы. Изучение приконтактовых зон приводит к выводу, что главный тип эндоконтактовых изменений —



Зиаэтдинского (*б*) очаговых ареалов Кульджуктау-

книги «Петрография Узбекистана», т. II (1965).

лейкократизация, проявленная практически одинаково у карбонатной или песчанико-сланцевой рамы. Фаций повышенной основности или щелочности, несмотря на специальное внимание к этому вопросу, не зафиксировано.

5. Многофазный процесс формирования интрузивов, однородность состава интрузивных тел гранитоидов, независимость от состава боковых пород, слабые проявления экзоконтактовой гранитизации и, наконец, нередкий вынос в виде ксенолитов пород, не обнажающихся в непосредственной близости, свидетельствуют о внедренном характере гранитоидов. Это значит, что основные черты их состава закладывались где-то на глубине, скорее всего в очагах магмообразования. Отсюда понятно единообразие состава и истории формирования интрузивов, относящихся к одному очаговому ареалу.

6. Обращает на себя внимание сосредоточение скарново-шеелитового оруденения только в пределах Зирабулакского очагового ареала, где широко развиты породы гранодиорит-адамеллитового ряда. Связь скарнов с гранитоидами повышенной основности, но притом обязательно эволюционирующих в сторону все более кислых и лейкократовых, подчеркивалась А. Ф. Свириденко и другими исследователями, и эту связь нельзя считать случайной. Бросается в глаза также сосредоточение наиболее значительного оловянного оруденения в Карнабском интрузиве, сложенном наиболее кислыми во всей серии гранитами.

Каратауский интрузив

Расположен интрузив на самом юге Южно-Нуратинских гор. Изучался В. Ф. Поповым, Б. Ф. Василевским и М. Н. Михно, Г. С. Чикрызовым и Х. В. Рыскиной, а затем И. К. Лазаревым. В последние годы закартирован в масштабе 1:50 000 Д. М. Огаревым, Н. В. Чалбышевой и Б. Д. Клименко. Их данные, дополненные наблюдениями Э. П. Изоха, положены в основу дальнейшего изложения.

Обнаженная часть интрузива занимает площадь около 170 кв. км (см. рис. 48). Как отмечает М. В. Сухин, он приурочен к северной части крупного гравитационного минимума, занимающего почти всю депрессию между Южным Нурата и Зирабулак-Зиаэтдинскими гора-

ми, и, по-видимому, соответствующего скрытому под наносами гораздо более крупному интрузиву. Эти данные позволяют предполагать, что Каратауский интрузив входит в одну систему сближенных очаговых ареалов, к которой относятся интрузивы Зирабулакских и Зиаэтдинских гор.

Каратауский интрузив, по Д. М. Огареву, прорывает однородную флишеподобную песчанико-сланцевую толщу S_1ln, содержащую редкие прослои туфогенных пород умеренно кислого состава. Как описано в гл. VI, контакты и апофизы интрузива секут более ранние дайки и системы кварцевых жил Каратауского золотоносного пояса.

В районе колодца Карамечеть есть шток габбро-диоритов, а в верховьях р. Сармич — выходы гранитоидов, приуроченные к апикальной части слабоэродированного интрузивного тела, скорее всего — сателлита Каратауского интрузива. В самом интрузиве выделяются следующие группы пород: порфировидные адамеллиты и адамеллит-порфиры; крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; мелкозернистые двуслюдяные граниты; лейкограниты, аплиты, пегматиты. В восточной части граниты рассечены сложной дайкой габбро-диабазов, кварцевых диорит-порфиритов и гранит-порфиров.

Габбро-диориты слагают небольшое тело размером 60×200 м, расположенное в 2,5 км от северного контакта гранитов, к юго-западу от кишл. Карамечеть. Вмещающие породы — глинистые сланцы силура с проходящей здесь свитой кварцевых жил Бокалинской серии (см. гл. VI).

Габбро-диориты — среднезернистые меланократовые породы, очень похожие на габброиды Кульджуктау или Каратюбе. В краевых частях тела они сильно разгнейсованы, катаклазированы, милонитизированы. Структура призматически-зернистая, переходная к офитовой или диабазовой. Состав: андезин-лабрадор (50—60%), зональный, замещенный соссюритом, серицитом, эпидотом; роговая обманка и (или) моноклинный пироксен, почти нацело замещенный хлоритом, эпидотом, кальцитом, актинолитом (25—30%); крупные ситовидные выделения ярко-красного (т. е. типичного для габброидов) биотита; в интерстициях — до 10% кварца (№ 1 в табл. 28).

Адамеллит-порфиры. Небольшие краевые тела этих пород наблюдались в северном контакте интрузива на левобережье р. Сармич, в 0,5 км на восток от выс. 771,9 м. Поперечник тел не более 20 м. Породы серые, с вкрапленниками полевых шпатов и кварца размером до 2—3 см, с темной обогащенной биотитом мелкозернистой основной массой. Кварц во вкрапленниках сильнодавленый; микроклин с грубыми пертитовыми вростками; плагиоклаз слабозональный и незональный (олигоклаз). Основная масса микрогранитовая, гранобластическая, с обильным биотитом, в том числе мелкочешуйчатым, кучно расположенным. Адамеллит-порфиры содержат ксенолиты роговиков, с вмещающими породами имеют четкие контакты без видимых приконтактовых изменений. В свою очередь, они прорываются крупнозернистыми гранитами главной фазы, имеют с ними резкие контакты, секутся их апофизами и т. п. Сами они секут системы более ранних кварцевых жил (см. рис. 49, г в гл. VI) и вместе с гранитами главной фазы пересечены более поздними кварцевыми жилами.

Крупнозернистые граниты главной фазы светло-серые, буроватые, розоватые до красных, нередко слабопорфировидные. Видны обильный серый кварц, яркий блестящий биотит (до 5%), отдельные чешуйки мусковита, мелкие миароловые пустотки, иногда содержащие турмалин. Структура гипидиоморфозернистая, переходная к аллотриоморфнозернистой, гранулитовая. Кварц давленый, гранулированный. Плагиоклаз зональный, с измененным ядром и чистой альбит-олигоклазовой каймой. Микроклин решетчатый, с волнисто-ленточными

пертитовыми врастками, пелитизированный, образует вкрапленники размером до 1—1,5 мм. Биотит темно-коричневый, красновато-бурый, с обильными плеохроичными «двориками», часто хлоритизирован. Мусковит находится в срастках с биотитом, частично замещает полевые шпаты. Акцессорные: турмалин, апатит, циркон, ортит, эпидот-цоизит, в протолочках обнаруживаются ильменит, ксенотим, монацит, флюорит и касситерит.

Граниты на всей площади интрузива чрезвычайно однообразны, что подтверждается петрофизическими данными (рис. 77) и данными по химизму (№ 4—24 в табл. 28). Однородность гранитов нарушается ксенолитами как слабо, так и сильно переработанных роговиков, изредка образующих струеподобные скопления, обогащенные биотитом, со следами пластических деформаций. Часто отмечаются зонки грейзенов с мусковитом и турмалином, иногда налеты молибденита по трещинам. Широко распространены зоны катаклаза с эпидотом, хлоритом и интенсивным покраснением гранитов.

Контакты гранитов с ороговикованными песчаниками и сланцами прямолинейные или слегка извилистые, большей частью пологие, с многочисленными апофизами, далеко уходящими во вмещающие породы. Обычно граниты сохраняют свой облик, состав и крупнозернистую структуру вплоть до самого контакта (фото 51). Часто в узкой (1—2 см) эндоконтактовой зоне граниты становятся более лейкократовыми, аплитовидными или пегматоидными (фото 52, 53).

В случае развития мелкозернистых аплитовидных приконтактовых оторочек эндоконтактовые роговики или их ксенолиты в отдельных пятнах и тонких шнуровидных зонках обогащаются биотитом. Гранитизация в них почти не проявлена, контаминации гранитов материалом роговиков при этом не происходит. Эндоконтактовые зоны либо более кислые и лейкократовые, чем граниты главной фазы, либо почти не отличаются от них по валовому химическому составу (№ 25 в табл. 28).

В случае отсутствия аплитовидной оторочки граниты в эндоконтакте остаются крупнозернистыми, от них в роговики отходит масса инъекций — апофиз лейкогранитов и пегматит-аплитов (№ 29 в табл. 28). При этом в роговиках интенсивно проявлена приконтактовая гранитизация в виде пятен, неправильных по форме участков, параллельных слоистости, или разноориентированных сетчатых зонок лейкогранитового состава (фото 51, 54). Эти новообразования в роговиках имеют либо «расплывчатые» границы и тогда явно относятся к метасоматическим образованиям, либо резкие и тогда имеют вид инъекций, хотя, скорее всего, возникли на месте путем магматического замещения роговиков после предварительной их гранитизации или одновременно с последней. В эндоконтактовой зоне и апофизах ксенолиты роговиков сильно гранитизируются, причем наблюдается вся гамма переходов — от четко очерченных остроугольных мало измененных ксенолитов до почти полностью переработанных, имеющих неясные контуры и облик меланократовых «шлиров». По химическому составу такие сильно переработанные роговики близки к адамеллитам (№ 30 в табл. 28), а по минеральному составу — к биотитовым мелагранитам. Особенно сильно гранитизируются ксенолиты в крупных апофизах; порой от них остаются своеобразные «футлярообразные» реликты (фото 55).

Гранитизация роговиков не выходит за пределы экзоконтактовой зоны шириной обычно 2—3 м, редко до 20—25 м. Таким образом, размеры этой зоны несоизмеримы с поперечником интрузива (более 10 км). Эти соотношения позволяют считать гранитизацию именно приконтактовым явлением, сопутствующим становлению интрузива после его внедрения, но не признаком его формирования на месте.

Отдельные крупные апофизы имеют мощность 2—3 м и более и удаляются в боковые породы на 50—100 м, редко до 500 м. Сложены

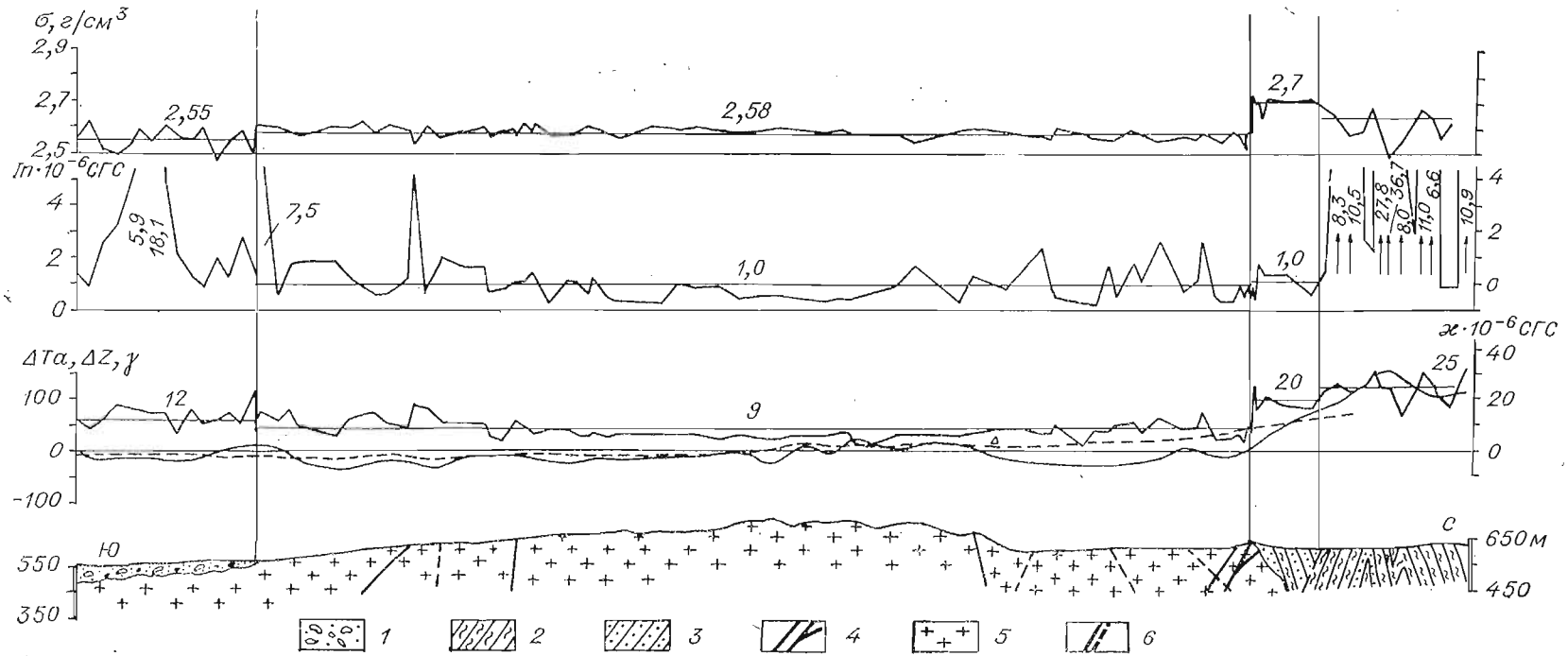


Рис. 77. Геолого-геофизический разрез восточной части Каратауского интрузива. Сост. М. В. Сухин и П. А. Кашуба.

1 — конгломераты; *2* — сланцы; *3* — песчаники; *4* — дайки лейкократовых и двуслюдяных гранитов; *5* — крупнозернистые биотитовые граниты; *6* — разрывные нарушения. Графики: σ — плотности, χ — магнитной восприимчивости, *Jn* — остаточной намагниченности, *ΔZ* — наземной магнитометрической съемки, *ΔTa* — аэромагнитной съемки.

они средне-крупнозернистыми лейкогранитами, мелкозернистыми аплитовидными лейкогранитами, пегматит-аплитами и пегматитами с мусковитом и турмалином, но без граната, который для Каратауского интрузива не характерен. Судя по химическим анализам (№ 26—28 в табл. 28), по мере удаления от контакта в апофизах возрастает роль натрия, что связано большей частью с альбитизацией. Некоторые апофизы по простиранию обогащаются мусковитом и иногда топазом; при этом породы приобретают состав и облик типичных грейзенов.

Ширина контактового ореола к северу и востоку от Каратауского интрузива 400—500 м, в отдельных участках — до 1 км. Вблизи интрузива роговики имеют специфический коричневатый оттенок вследствие сильной биотитизации. Преобладают пятнистые, узловатые (в том числе кордиеритовые) роговики по глинистым сланцам. В близком эндоконтакте роговики становятся более крупнозернистыми, имеют биотит (мусковит)-плагиоклаз — кварцевый состав. При гранитизации в них развиваются микроклиновые, биотит-микроклиновые и биотит-кварц-микроклиновые пятна и прожилки, иногда с плагиоклазом. С удалением от гранитов на 100 м и более биотитизация роговиков сменяется серицитизацией. Местами сохраняется пятнистость. По химическому составу (№ 64—66 в табл. 28) преобладающие по объему роговики довольно «основные», формально близкие к кварцевым диоритам. Тем не менее, как показано выше, взаимодействие гранитов с боковыми породами приводит не к повышению, а к существенному снижению основности эндоконтактовых зон.

Мелкозернистые двуслюдяные граниты. Отдельное тело этих пород площадью 0,5—0,6 кв. км закартировано Д. М. Огаревым в южной части интрузива среди крупнозернистых гранитов. Дайки аналогичных пород секут крупнозернистые граниты во многих местах. По химизму (№ 31—37 в табл. 28) они очень близки к гранитам главной фазы и отличаются лишь несколько более высоким содержанием натрия и меньшим — железа (рис. 78).

Граниты главной фазы секутся многочисленными дайками и жилами лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов, пегматит-аплитов. Они особенно многочисленны ближе к контактам, главным образом в южной части интрузива. В составе этих пород существенная роль принадлежит мусковиту и турмалину. По химизму они практически неотличимы от лейкократовых пород краевых фаций и апофиз (№ 38—53 в табл. 28, рис. 78).

В восточной части интрузива находится единственная в районе дайка основных пород, секущая граниты. По данным И. В. Мушкина и Н. В. Чалбышевой, согласующимся с более поздними наблюдениями Э. П. Изоха, дайка имеет сложное строение: зальбанды сложены диабазовыми порфиритами или габбро-диабазами, а осевая часть — гранит-порфирами (№ 54—62 в табл. 28). Небольшими пятнами развиты мелкозернистые лейкограниты (№ 63). Последовательность формирования дайки гомодромная: есть ксенолиты диабазовых порфиритов в гранит-порфирах и апофизы последних в более основных породах.

Резюме по Каратаускому интрузиву:

1. В Каратауском интрузиве (включая его сателлиты) представлена следующая серия пород (от ранних): габбро-диориты — адамеллит-порфиры — крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты (главная фаза) — мелкозернистые двуслюдяные граниты — лейкограниты, аплиты, пегматиты — диабазовые порфириты — гранит-порфиры.

2. Роль габброидов и адамеллитов весьма невелика, здесь развит существенно гранитный завершенный натрово-калиевый интрузивный комплекс (рис. 78, 79), по своему характеру близкий к таковому Знаэтдинского ареала.

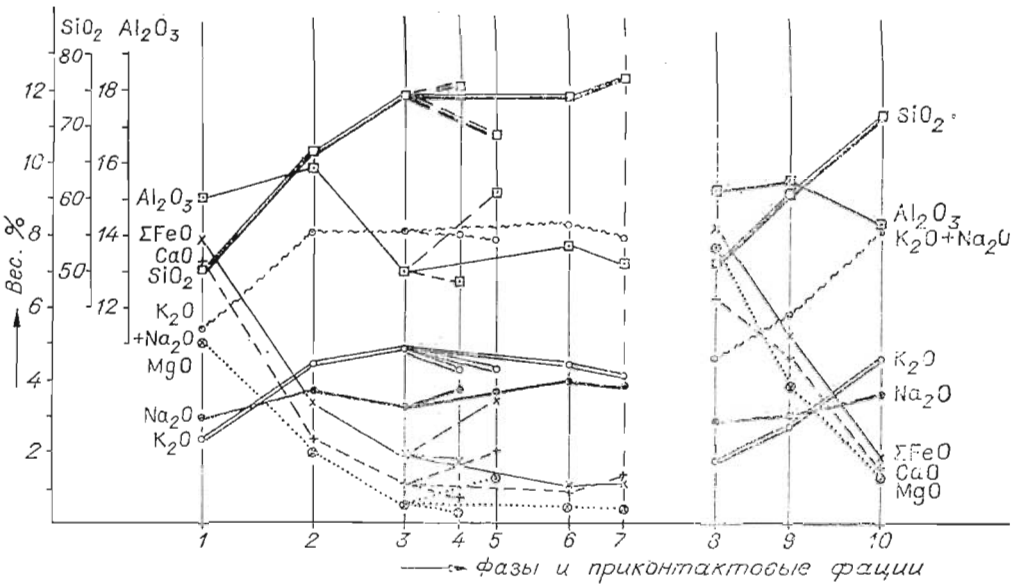


Рис. 78. График эволюции Каратауского интрузива по фазам и приконтактовым фациям. Сост. по данным табл. 28.

1 — габбро-диорит; *2* — адамеллит-порфиры; *3* — крупнозернистые граниты главной фазы; *4* — приконтактовые лейкограниты; *5* — контаминированный биотитовый мелагранит; *6* — мелкозернистые двуслюдяные граниты; *7* — жильные и дайковые лейкограниты, аплиты; *8* — диабазовые порфириты сложной дайки в гранитах главной фазы; *9* — кварцевые диорит-порфириты; *10* — гранит-порфиры той же дайки.

3. По М. В. Сухину, биотитовые граниты главной фазы Каратауского интрузива обладают выдержанными физическими свойствами, а по плотности и магнитной восприимчивости сходны с двуслюдяными гранитами других интрузивов. Они обладают повышенной общей естественной радиоактивностью и высокими содержаниями элементов-примесей. Этими признаками они существенно отличаются от биотитовых гранитов, играющих главную или существенную роль в других интрузивах Кульджуктауской серии. Поэтому сопоставлять их, очевидно, следует лишь с самыми кислыми и лейкократовыми породами наиболее поздних фаз этой серии.

4. Каратауский интрузив, как отмечает М. В. Сухин, выделяется среди вмещающих ороговикованных пород пониженной плотностью и магнитностью.

5. Интрузив сечет дайки и кварцевые жилы Каратауского золотоносного пояса и относится к более поздней магматической эпохе (см. гл. VI). В свою очередь, он пересечен сложной дайкой габбро-диабазов, порфиритов и гранит-порфиров, сформированной в гомодромной последовательности и свидетельствующей о проявлении еще более молодого магматического ритма (см. рис. 78). Этот ритм обнаруживается в составе и истории развития Нуратинской серии (см. гл. VIII).

6. Изучение контактов приводит к выводу, что интрузив является внедренным телом, хотя и сопровождается локальной гранитизацией роговиков. Ведущий тип эндоконтактовых изменений — лейкократизация и покисление.

7. По Д. М. Огареву, непосредственно с гранитами Каратауского интрузива связаны проявления олова. Содержания этого элемента в грейзенах достигают 3%, в биотитах из гранитов — 80—140 г/т. В бассейне р. Терпая есть россыпь касситерита. Акцессорный касситерит встречается в протолочках гранитов. Редкометальное оруденение, связанное с интрузивом, моложе, чем золотое (см. гл. VI).

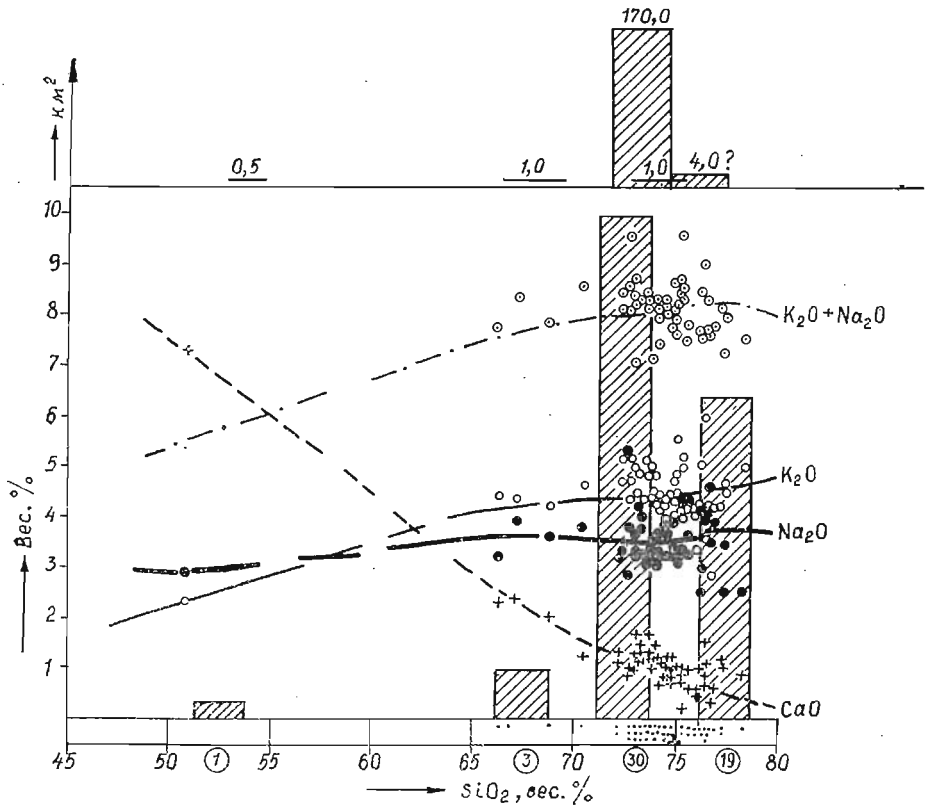


Рис. 79. Статистико-петрохимическая диаграмма Каратауского интрузива. Сост. по данным табл. 28.

Каратюбинский очаговый ареал

К этому ареалу относится крупнейший в Западном Узбекистане Каратюбинский интрузив (около 850 кв. км) и его сателлиты: Гурмакский, Сарыкульский, Лолабулакский, Аткамарский и другие (рис. 80). И. Х. Хамрабаевым (Хамрабаев, 1958; Кучукова, Хамрабаев, 1965) интрузивные породы Каратюбе были отнесены к единому позднепалеозойскому (C_3—P_1) магматическому циклу и подразделены на 4 группы, отвечающие фазам и названные формациями: 1 — кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов, 2 — порфировидных биотитовых гранодиоритов, адамеллитов, гнейсогранодиоритов и гранитов, 3 — биотитовых гранитов, двуслюдяных гранитов, реже гранодиоритов и адамеллитов, 4 — аляскитов и лейкократовых гранитов.

На протяжении более 10 лет интрузивы Каратюбе картировались Г. Д. Шмулевич и В. С. Корсаковым. Ими установлены факты, послужившие основанием для выделения в Каратюбе гранитоидов Тымского комплекса (см. гл. IV) и сиенитоидов Кошрабатской серии (см. гл. V). Вместе с тем схема формирования собственно позднепалеозойского интрузивного комплекса по сравнению с представлениями И. Х. Хамрабаева принципиально не изменилась. В нее внесены лишь некоторые дополнения. Дальнейший текст основан главным образом на данных Г. Д. Шмулевич, дополненных наблюдениями Э. П. Изоха и М. В. Сухина.

Вмещающими для Каратюбинского интрузива и его сателлитов служат терригенные и карбонатные толщи ордовика, силура и раннего карбона, а также молассовые отложения C_2m—C_3(?). В основании последних залегают конгломераты, гравелиты, песчаники, сланцы, в вер-

Таблица 28

Каратауский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	CaF_2	Сумма
								1. Габбро-диорит										
1	536г	50,57	0,95	15,00	1,81	6,19	0,12	5,00	7,28	2,94	2,42	0,22	7,63	0,21	0,10	4,29		100,33
								2. Адамеллит-порфиры										
2	558в	66,30	0,48	15,59	0,21	3,45	0,03	2,39	2,29	3,25	4,48	0,07	0,98	0,30	0,10	0,11		99,82
3	558г	66,97	0,65	16,13	0,46	2,59	0,03	1,60	2,38	4,00	4,40	0,17	0,81	0,16	0,18	0,14		100,35
Среднее	из 2	66,64	0,56	15,86	0,34	3,02	0,03	2,00	2,33	3,63	4,44	0,12	0,89	0,23	0,14	0,13		100,09
								3. Граниты главной фазы										
4	3618/1	70,40	0,37	15,04	1,05	1,40	0,05	0,60	1,26	3,88	4,70		1,56					100,31
5	3560а	72,07	0,25	14,82	0,32	2,05	0,05	0,50	1,12	3,28	5,20		0,69					100,35
6	3656/2	72,12	0,20	13,92	0,58	1,65	0,02	0,55	1,33	3,40	4,75		0,91	0,07				99,51
7	4516	73,02	0,20	12,49	0,29	1,83	0,05	0,90	1,67	3,21	3,88	0,40	1,79	0,16	0,10	0,38		99,89
8	3833	73,19	0,42	13,39	0,45	2,20	0,02	0,45	1,66	3,37	4,90		0,08					100,14
9	3565	73,20	0,12	13,70	0,35	1,22	0,02	0,45	1,50	4,09	4,35		1,27					100,28
10	3535	73,38	0,37	13,87	0,20	1,94	0,02	0,50	1,18	3,28	5,13		0,36					100,24
11	4243	73,63	0,25	13,29	0,00	2,23	0,05	0,60	1,26	3,24	5,06		0,84	0,10			0,58	100,55
12	85а	73,66	0,22	13,10	0,98	1,73	Сл.	0,20	1,69	3,20	3,90	0,05	0,35	0,05	0,21			99,13
13	3666	73,77	0,24	13,66	1,92	0,00	0,02	0,47	1,22	3,34	4,85		0,62					100,12
14	588	73,97	0,20	13,14	0,11	1,34	0,05	0,45	1,26	3,05	4,36	0,24	0,85	0,13	0,10	0,05		99,15
15	4537	74,28	0,17	12,60	0,52	1,14	0,05	0,40	1,22	3,10	4,86	0,30	1,07	0,16	0,10	0,22		99,87
16	3960	74,70	0,20	12,61	0,42	1,42	0,05	0,70	1,26	3,30	4,45		0,87				0,39	99,98
17	4243/1	74,82	0,25	12,19	—	2,23	0,04	0,40	1,26	3,34	4,30		1,52	0,06				100,41
18	4243/9	74,86	0,23	12,85	—	1,91	0,04	0,70	0,70	3,36	4,74		1,38	0,05			0,39	100,82
19	3498	74,97	0,42	12,61	0,00	2,07	0,02	0,45	0,97	3,26	4,90		0,36					100,04
20	4282/14	75,00	0,13	12,28	0,10	1,13	0,025	0,15	1,05	3,12	5,60		0,80	0,02				99,40
21	3561	75,14	0,18	13,50	0,00	1,94	0,025	0,40	0,77	3,28	5,00		0,62					100,86
22	3575	75,69	0,22	12,69	0,00	1,98	0,05	0,60	0,98	3,28	4,20		0,65					100,34
23	3890	76,17	0,34	11,46	0,32	1,33	0,025	0,80	1,04	2,51	5,02		0,66				0,39	99,67
24	4282/6	76,22	0,13	12,23	0,00	1,25	0,02	0,30	0,70	3,00	6,02		0,63	0,02				100,41
Среднее	из 21	74,36	0,24	12,97	0,29	1,62	0,03	0,50	1,12	3,24	4,84	0,04	0,82	0,03	0,02	0,02	0,10	100,10

4. Приконтактовые лейкограниты

25	550б	73,83	0,16	13,03	0,30	1,91	0,02	0,70	0,98	3,38	4,85	0,09	0,86	0,06	0,10	0,33		100,17
26	540б	74,22	0,15	13,03	0,05	1,44	0,04	0,90	1,12	3,67	4,42	0,08	0,74	0,04	0,10	0,33		99,90
27	91а	75,28	—	12,84	—	1,72	0,02	0,08	0,23	4,38	4,20	0,08	0,53	0,09				99,45
28	91г	76,52	—	13,39	—	2,16	0,03	—	0,35	4,65	2,90	0,06	0,56	0,06				100,68
29	90в	78,40	0,10	11,10	0,39	1,00	—	0,10	0,90	2,50	5,00	0,11	0,64	0,03				100,27
Среднее	из 5	75,65	0,08	12,68	0,15	1,64	0,02	0,36	0,72	3,72	4,27	0,08	0,67	0,05	0,04	0,13		100,09

5. Приконтактовый мелагранит

30	90а	68,92	0,30	15,15	0,64	2,82	0,01	1,28	2,02	3,63	4,23	0,02	0,70	0,04				99,76

6. Двуслюдяные граниты третьей фазы

31	3656/5	73,00	0,13	13,39	0,48	0,83	0,00	0,50	1,30	3,70	5,00	1,31		0,13				99,77
32	3656/7	73,15	0,20	14,20	0,22	0,97	0,00	0,65	1,23	4,30	4,00		0,69	0,025				99,64
33	3647	73,24	0,18	14,97	0,20	0,90	0,05	0,85	1,19	3,88	4,50		1,04				0,39	101,00
34	3899	74,52	0,10	13,59	0,35	0,50	0,06	0,35	0,84	3,90	4,40		0,69				0,39	99,30
35	3912	74,61	0,05	13,32	0,33	0,47	0,025	0,35	0,84	3,76	4,23		1,46				0,39	99,44
36	4131	75,78	0,04	13,55	0,30	0,73	0,05	0,15	0,61	3,65	4,13		0,68	0,025				99,70
37	3691/7	74,90	0,05	12,61	0,18	0,90	0,025	0,40	0,84	4,23	4,50		0,65	0,21				99,50
Среднее	из 7	74,17	0,11	13,66	0,29	0,76	0,03	0,46	0,98	3,92	4,39	0,19	0,74	0,05			0,17	99,74

7. Жильные лейкограниты и аплиты

38	3906	72,80	0,12	13,55	1,02	0,84	0,025	0,70	0,98	3,80	4,75		1,43					100,02
39	4141	72,82	0,27	13,35	0,50	1,90	0,07	0,96	0,84	2,89	5,21		0,85	0,05				99,26
40	2383	72,83	0,46	14,52	0,84	0,025	0,15	0,97	5,23	4,34			0,33					99,69
41	3992	74,10	0,05	13,52	0,02	1,91	0,02	0,00	1,50	3,60	4,40		0,30	0,05				99,47
42	3602	74,76	0,12	14,12	0,62	0,43	0,02	0,30	0,70	4,19	4,05		0,50				0,39	99,82
43	3978	74,85	0,09	13,10	0,00	1,62	0,02	0,60	1,10	3,95	3,95		0,47	0,05				99,81
44	3914	75,07	0,05	12,90	0,00	0,50	0,02	0,15	1,12	4,36	4,06		1,20					99,43
45	3908	75,13	0,02	13,40	0,01	0,18	0,02	0,30	0,84	4,40	5,16		0,57				0,39	100,03
46	3557	75,89	0,10	12,97	0,02	0,88	0,02	0,55	0,55	4,18	4,23		0,13				0,39	99,52
47	3847	76,02	0,07	13,65	0,51	0,35	0,02	0,35	0,50	4,20	3,43		0,55				0,39	99,66
48	3472/3	76,21	0,07	13,15	0,28	0,53	0,02	0,15	0,83	3,99	4,27		0,52				0,39	100,03
49	85б	76,50	0,04	12,90	0,40	0,50	0,05	0,10	1,55	4,10	3,50	0,17	0,37	0,03	0,08			100,21
50	3863	76,60	0,05	13,10	0,12	0,79	0,02	0,40	1,10	3,50	4,25		0,30	0,05				100,29
51	3869	76,73	0,07	12,70	0,65	0,77	0,02	0,35	0,59	3,90	4,21		0,34					100,34
52	3691/5	77,24	0,14	11,53	0,40	0,90	0,02	0,60	1,20	2,50	4,70		1,10	0,02				100,36
53	3587	77,33	0,12	11,99	0,00	0,90	0,02	0,15	1,08	3,40	4,55		1,21				0,39	100,76
Среднее	из 16	75,30	0,11	13,15	0,31	0,81	0,04	0,41	1,23	3,83	4,04	0,-	0,64	0,01	0,005		0,14	99,95

Таблица 28 (окончание)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	CaF_2	Сумма
8. Дайковые габбро-диабазы и диориты																		
54	4243/6	46,28	1,31	14,76	0,85	7,34	0,11	7,60	7,28	2,96	1,23		9,41	0,21				99,34
55	4243/3	50,15	1,47	15,07	1,19	8,12	0,17	8,10	6,34	3,03	1,70		3,50	0,31			0,37	99,15
56	545б	50,65	0,95	15,64	1,35	7,14	0,17	8,00	6,44	2,50	3,10		3,50	0,24				99,81
57	4243—2	51,02	1,13	14,23	0,89	6,95	0,13	9,60	4,20	2,80	0,52		7,83	0,19				99,49
58	547в	52,79	1,10	15,8	2,51	6,45	0,13	7,00	5,94	2,80	1,79	0,15	3,18	0,29				99,93
59	544а	55,45	0,95	15,51	1,15	6,05	0,13	5,10	6,02	2,92	2,14	0,13	4,00	0,31				99,86
Среднее	из 6	51,05	1,15	15,17	1,32	7,01	0,14	7,67	6,20	2,83	1,75	0,04	5,23	0,27				99,61
9. Дайковый кварцевый диорит-порфирит																		
60	545а	60,50	0,67	15,43	0,40	5,26	0,09	3,75	4,62	3,00	2,75	0,31	3,25	0,21	0,10	0,77		100,24
10. Дайковые гранит-порфиры																		
61	3874	69,00	0,70	14,67	—	2,16	0,03	3,00	1,87	3,40	4,70		0,90	—			0,28	100,43
62	3636	70,72	0,31	14,63	0,17	2,01	0,05	0,65	1,40	3,58	4,80		1,18	—			0,18	99,50
63	3859	74,58	0,30	13,48	0,01	1,48	0,03	0,40	1,32	3,80	4,12		1,20	—			0,18	100,72
Среднее	из 3	71,43	0,44	14,26	0,06	1,88	0,04	1,35	1,53	3,59	4,54		1,09	—			0,21	100,22
11. Вмещающие породы																		
64	91д	61,50	1,17	19,65	4,29	1,58	0,18	2,30	1,77	1,72	3,40		0,39					96,95
65	90е	79,56	0,35	8,78	0,18	3,73	0,02	1,20	0,47	1,70	3,33	0,16	0,52	0,04				100,04
66	91б	59,38	0,93	19,88	2,14	4,12	0,05	2,82	0,47	1,34	5,10	0,26	3,68	0,11				100,28

Примечание. 1 (Э. И.) — габбро-диорит среднезернистый, кварцсодержащий, сильно катаклазированный и измененный. 2 (Э. И.) — дайка в долине р. Сармич, близ западного контакта интрузива. 3 — то же. 4 (Д. О.) — альбитизированный гранит. 5 (Д. О.) — биотитовый гранит. 6 — то же. 7 — то же, с амфиболом. 8 (Д.О) — биотитовый гранит. 9 — то же. 11 (Д. О.) — то же. 12 (Э. И.) — крупнозернистый биотитовый гранит с мусковитом и турмалином, выше кишл. Аксакалата по саю. 13 (Д. О.) — биотитовый гранит. 14 (М. С.) — то же. 15 — то же. 16 (Д. О.) — то же. 17—23 — то же. 24 (Д. О.) — то же. 25 (Э. И.) — аплитовидный гранит, переходящий в гранит-порфир из зоны, обогащенной ксенолитами роговиков, район колодца Ханака. 26 (Э. И.) — мелкозернистый аплитовидный гранит из апофизы мощностью 2—3 м в роговиках, в 40 м от интрузива, южнее Карамечети. 27 — то же, в 25 м от контакта, верховья сая Чанглы. 28 (Э. И.)— пегматит с турмалином и мусковитом из жилы в роговиках, в 50 м от контакта. 29 (Э. И.) — среднезернистый лейкогранит из апофизы мощностью 0,5 м в роговиках близ контакта, верховья сая Чанглы. 30 (Э. И.) — мелагранит среднезернистый, с обогащенными биотитом участками (результат переработки ксенолитов роговиков), 2—3 м от контакта с роговиками, там же. 31—37 — по Д. М. Огареву. 38 (Д. О.) — мелкозернистый биотитовый гранит. 39 (Д. О.) — гранит-аплит. 40 (Д. О.) — лейкогранит. 41 (Д. О.) — аплитовидный гранит. 42 (Д. О.) — турмалинизированный биотитовый гранит. 43 (Д. О.) — аплитовидный гранит. 44 (Д. О.) — аплит. 45 (Д. О.) — неравномернозернистый жильный гранит. 46 — то же. 47 (Д. О.) — турмалинсодержащий двуслюдяной гранит. 48 (Д. О.) — мусковитсодержащий аплит. 49 (Э. И.) — мелкозернистый аплитовидный гранит с турмалином и мусковитом, к северу от кишл. Аксакалата. 50 (Д. О.) — аплит. 51 (Д. О.) — двуслюдяной гранит с турмалином. 52 (Д. О.) — порфировидный двуслюдяной гранит. 53 (Д. О.) — неравномернозернистый лейкогранит. 54 (Д. О.) — диабазовый порфирит. 55 — то же. 56 (Э. И.) — мелко-среднезернистый габбро-диабаз. 57 (Д. О.) — диабазовый порфирит. 58 (Э. И.) — мелкозернистый габбро-диорит. 59 (Э. И.) — мелкозернистый диорит-порфирит. 60 (Э. И.) — кварцевый диорит-порфирит, близкий к гранодиорит-порфиру, с «глазками» кварца. 61 (Д. О.) — гранит-порфир. 62 — то же. 63 (Д. О.) — лейкогранит. 64 (Э. И.) — узелковый роговик. 65 (Э. И.) — гранитизированный роговик. 66 (Э. И.) — пятнистый роговик.

ху — более однородная толща углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаников, гравелитов, конгломератов и известняков. В гальке конгломератов есть сильно измененные граниты и аплиты, причем сами конгломераты прорваны и метаморфизованы Каратюбинским интрузивом в райсне кишл. Тутлы, в бассейне Раватсая, на перевале Тахта-Карача. Эти данные — лишнее свидетельство существования в районе двух резко разновозрастных комплексов гранитоидов. В низах разреза грубообломочной толщи С. И. Клунниковым найдены растительные остатки *Lepidodendron, Calamites* (Pz_3). По Х. В. Рыскиной, в конгломератах есть переотложенная фауна D_2, C_1 и C_2b — m. Эта толща представляет собой аналог молассы C_2m_2—C_3, широко развитой во всех структурно-формационных зонах Западного Узбекистана. На перевале Тахта-Карача она прорвана гранитами, содержащими блоки габброидов, что определяет нижний возрастной предел Кульджуктауской серии в данном районе.

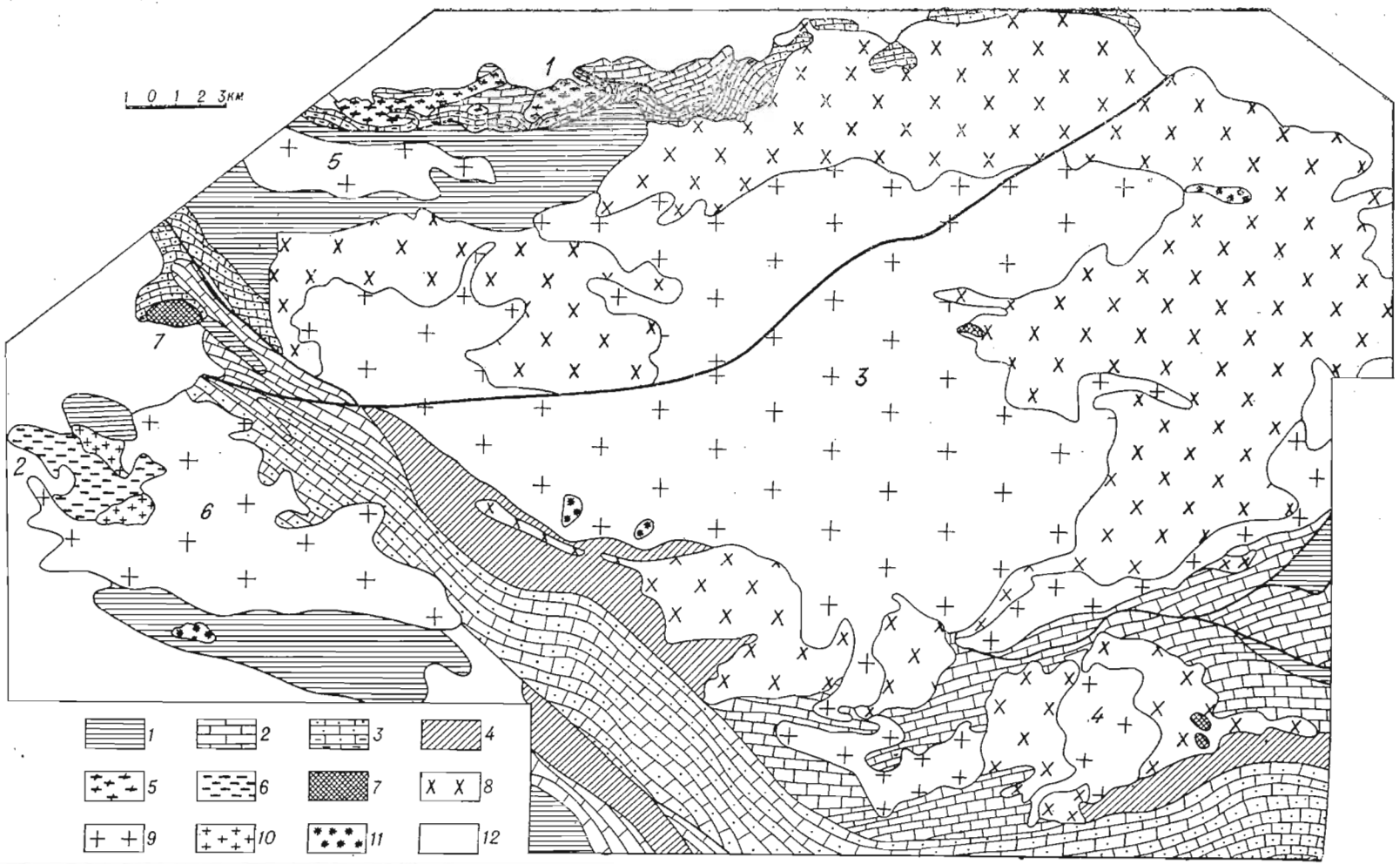
Каратюбинский плутон и его сателлиты залегают в ядре антиклинория, причем по отношению к крупным складкам 2-го порядка он несогласный и расчленяет их на разобщенные фрагменты. Можно считать, что интрузив внедрился в уже сформированную складчатую структуру. Широко развиты более древние, чем интрузив, разломы, обусловившие весьма сложную блоково-чешуйчатую структуру рамы, особенно в районе Аксая. Есть также крупные послеинтрузивные разломы, зоны катаклаза, милонитизации и гидротермальных изменений.

Породы Кульджуктауской серии отчетливо подразделяются на два комплекса: 1 — габбро и диоритов, 2 — гранитоидов.

Габброиды и диориты слагают Аткамарский интрузив (рис. 80), залегающий частью в терригенных породах, а частью в известняках. Он представляет собой сочетание нескольких сближенных небольших штоков суммарной площадью около 2 кв. км. скорее всего — выступов невскрытого более крупного тела. Здесь развиты темные мелко-среднезернистые габбро-диориты и диориты (№ 2, 9, 13—15 в табл. 29); а также более поздние кварцевые диориты (№ 16 и 18), имеющие друг с другом резкие контакты (фото 56). Кварцевые диориты здесь же рассечены дайками биотитовых адамеллитов.

Аналогичные аткамарским габбро-диориты и диориты, а кроме того настоящие пироксен-роговообманковые габбро обнажаются в Гурмакском сателлите на перевале Тахта-Карача (рис. 80). Они слагают многочисленные обломки, глыбы и крупные блоки (десятки и сотни метров в поперечнике), сцементированные гранитами и потому в своем большинстве сильно гранитизированные (рис. 81, фото 57—60). Видимо, здесь находилось отдельное тело основных пород, подобное Аткамарскому, которое при внедрении гранитов было раздроблено и расчленено на сотни фрагментов. Самостоятельность внедрения габброидов подчеркивается тем фактом, что они в отдельных крупных блоках (провесах кровли) непосредственно контактируют с песчанико-сланцевыми ороговикованными породами и вместе с последними в равной мере гранитизированы (рис. 81, *а*).

Габбро — черные крепкие породы со скорлуповатой отдельностью. В центральных «законсервированных» частях крупных блоков в районе Тахта-Карача они почти не переработаны гранитами. Их состав: плагиоклаз 55%, авгит 25%, роговая обманка 16%, прочие 4% (биотит, сфен, апатит, циркон, хлорит, эпидот-цоизит и др.). Структура призматически-зернистая, переходная к пойкилоофитовой. Плагиоклаз слабозональный, № 50—60; авгит бесцветный; роговая обманка зеленовато-бурая, переходящая в травяно-зеленую и светлую, актинолитовую; биотит красно-бурый: $Nm = 1{,}650$. Химический состав представлен анализами № 1—4 в табл. 29.


1 0 1 2 3км
1
2
3
4
5
6
7
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Габбро-диориты и диориты по облику и характеру минералов сходны с габбро, отличаются несколько более кислым плагиоклазом (№ 45—55), почти полным замещением пироксена роговой обманкой, развитием до 10—15% биотита, до 10% кварца и присутствием ксеноморфных выделений микроклина (до 25%). Из этих пород проанализирован биотит (№ 1 в табл. 30). Химизм иллюстрирован анализами № 5—15 в табл. 29. Некоторые из проанализированных пород в той или иной степени гранитизированы.

Кварцевые диориты более всего характерны для Аткамарского интрузива, где явления наложенной гранитизации не ощущаются. Это среднезернистые серые породы, однородные. Состав: плагиоклаз 45—50%, К-шпат 5—10%, кварц 5—10%, клинопироксен до 5%, роговая обманка 15%, биотит 10—12% (№ 16—18 в табл. 29). Плагиоклаз № 40—45; биотит красновато-бурый: $Nm=1{,}656$; клинопироксен бесцветный: $cNg=35$—$40°$, $2V=56$—$58°$, $Ng-Np=0{,}025$—$0{,}027$; роговая обманка буровато-зеленая до зеленой: $cNg=18°$, $2V=-64$—$78°$, $Ng=1{,}670$, $Np=1{,}650$ (№ 7 в табл. 30). Судя по составу и оптическим свойствам, это обыкновенная роговая обманка. Обогащенность ее калием обусловлена мельчайшими вростками биотита (результат биотитизации), который не удалось отделить при отборе мономинеральной фракции.

Важно подчеркнуть, что К-шпат и кварц в описываемых породах несомненные первичные: они заполняют интерстиции без признаков замещения других минералов, распределены сравнительно равномерно и лишь участками образуют более крупные выделения с пойкилитовой или монцонитовой структурой.

Гранитизация габброидов и диоритов выражается в развитии порфиробласт микроклина, метасоматических пятен и зон, в которых микроклин, кварц и биотит замещают плагиоклаз и цветные минералы, а также в обилии самых разнообразных инъекций, прожилков и жил гранитов, лейкогранитов, аплитов, пегматит-аплитов и т. п. (рис. 81, *а*, фото 57—60). Эти наложенные процессы происходили в районе перевала Тахта-Карача неоднократно в связи с формированием гранитов не менее чем трех фаз (фото 60). Нередко конечным продуктом гранитизации являются лейкократовые пегматоидные обособления, обогащенные турмалином.

Вследствие гранитизации рассматриваемые породы становятся весьма неоднородными: их состав и структура резко изменяются даже в пределах штуфов. Это типичные гибриды, двойственная природа которых бросается в глаза. Отдельные участки таких пород формально могут быть названы кварцевыми диоритами, монцонитами, гранодиоритами и т. п., однако эти названия будут относиться не к горным породам (обнажениям или телам), а всего лишь к шлифам, что, с нашей точки зрения, неправомерно и может служить лишь источником недоразумений.

В гранитоидном комплексе Кульджуктауской серии в Каратюбинском ареале выделяется несколько типов гранитоидов, отвечающих разным фазам и сопоставляемых со сходными по составу и положению в общем ряду интрузивных пород другими объектами Кульджуктауской серии. Однако надо заметить, что картирование

Рис. 80. Схематизированная геологическая карта Каратюбинского ареала (по Г. Д. Шмулевич).

1 — песчанико-сланцевые отложения $O—S_1ln$; *2* — карбонатные отложения $S_1—_2$; *3* — известняки с горизонтом пуднингов в основании D_1; *4* — песчано-сланцево- конгломератовые отложения $C_1—_2$ и $C_2m—C_3$; *5* — гнейсовидные гранитоиды Тымского комплекса (aD_1); *6* — сиенитоиды Кошрабатской серии ($D_3—C_1$) в Лолабулакском интрузиве; *7—11* — породы Кульджуктауской серии ($C_3—P_1$); *7* — габбро и диориты; *8* — гранодиориты и адамеллиты, *9* — биотитовые адамеллиты, граниты и двуслюдяные граниты Лолабулака, *11* — лейкограниты; *12* — мезозойско-кайнозойские отложения.

Номера интрузивов: *1* — Аксайский, *2* — Лолабулакский, сиенитовый, *3* — Каратюбинский, *4* — Гурмакский, *5* — Сарыкульский, *6* — Лолабулакский гранитовый, *7* — Аткамарский габброво-диоритовый.

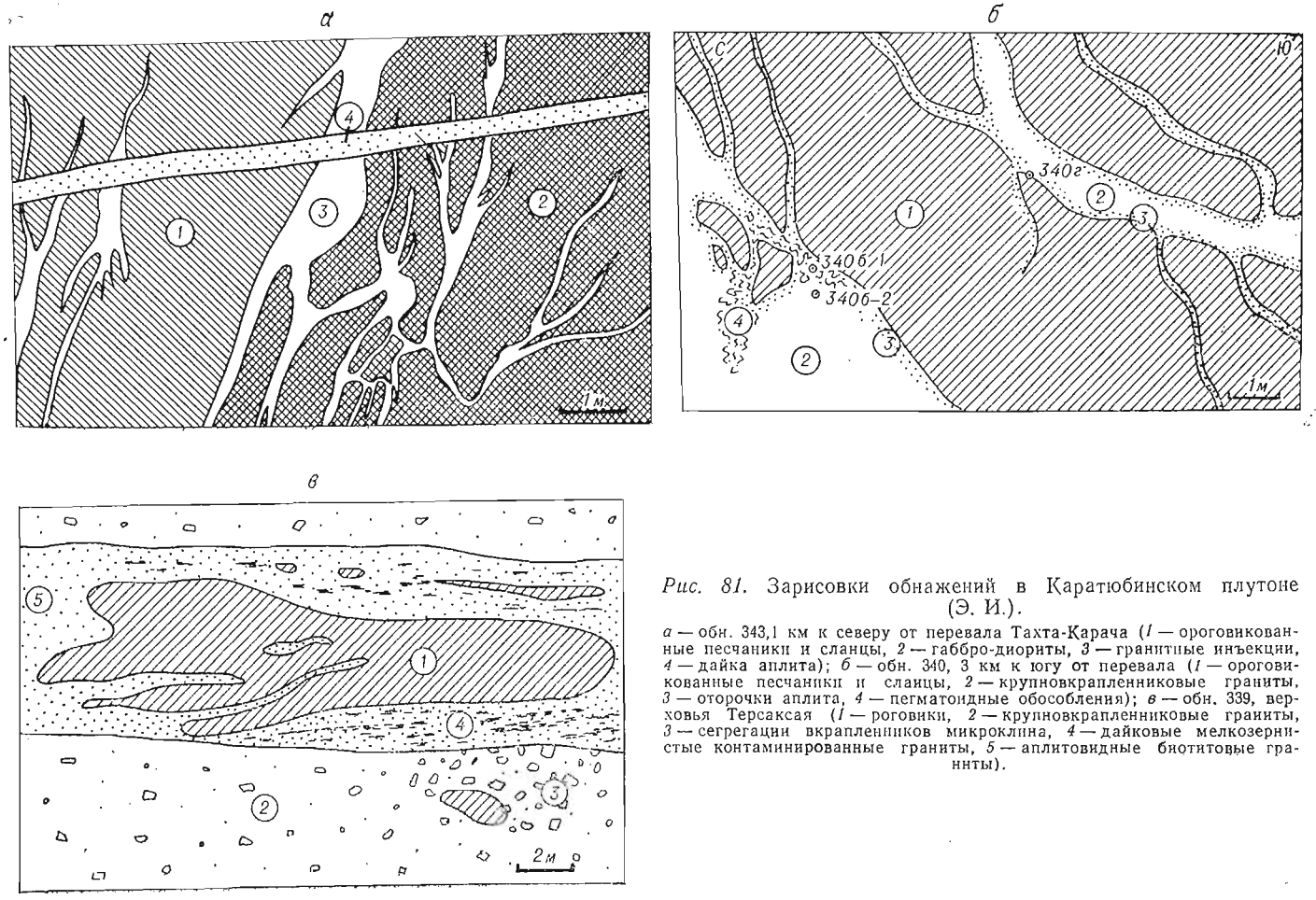


Рис. 81. Зарисовки обнажений в Каратюбинском плутоне (Э. И.).

а — обн. 343,1 км к северу от перевала Тахта-Карача (*1* — ороговикованные песчаники и сланцы, *2* — габбро-диориты, *3* — гранитные инъекции, *4* — дайка аплита); *б* — обн. 340, 3 км к югу от перевала (*1* — ороговикованные песчаники и сланцы, *2* — крупновкрапленниковые граниты, *3* — оторочки аплита, *4* — пегматоидные обособления); *в* — обн. 339, верховья Терсаксая (*1* — роговики, *2* — крупновкрапленниковые граниты, *3* — сегрегации вкрапленников микроклина, *4* — дайковые мелкозернистые контаминированные граниты, *5* — аплитовидные биотитовые граниты).

Каратюбинского плутона было завершено еще до наших работ, многие детали его расчленения остались неразработанными, поэтому изучение должно быть продолжено на новой основе.

Роговообманково-биотитовые и биотитовые крупновкрапленниковые гранодиориты и адамеллиты слагают значительные площади, но при картировании не были отделены от гранитоидов следующей группы. Породы средне-крупнозернистые, с вкрапленниками розоватого, буроватого или серого микроклина до 2—3 см в длину, с обильным биотитом и часто, но не всегда с видимой роговой обманкой. Простым глазом видны кристаллы ортита в ржавой «рубашке». По облику и составу породы до деталей схожи с одноименными породами Зирабулакского и Койташского интрузивов. Химический состав их охарактеризован анализами № 19—46 (табл. 29). Однако выборка эта довольно условна, так как возможно попадание в нее пород следующей далее группы.

Порфировидные биотитовые адамеллиты и граниты — весьма обширная группа, которая включает несколько разновидностей, различающихся по структуре и деталям облика. Наиболее распространены адамеллиты, близкие к предыдущим, но лишенные роговой обманки, а также граниты, содержащие мусковит и сходные с породами более поздних фаз. Данные породы в отличие от предыдущих беднее вкрапленниками, а эти последние — мельче (1—2 см). Породы обычно давленые, местами заметно гнейсовидные, однако далеко не в такой степени, как в Аксайском и других интрузивах Тымского комплекса. Встречаются меланократовые (обогащенные биотитом) полосы или «струи» типа сильно переработанных ксенолитов, испытавших пластические деформации.

Состав пород: плагиоклаз 30—35%, К-шпат 25—30%, кварц 25—30%, биотит 5—10%, мусковит 1—3%. Акцессорные: апатит, циркон, турмалин, монацит, торит, флюорит, ильменит; вторичные: серицит-мусковит, хлорит, эпидот, пелитовые продукты. Плагиоклаз слабозональный, № 20—28; К-шпат относится к низкому и промежуточному микроклин-пертиту (степень триклинности 0,6—0,9); биотит бурый и красновато-бурый: $Nm = 1{,}661—1{,}666$ (№ 3—5 в табл. 30), с многочисленными плеохроичными ореолами. Химический состав пород см. в табл. 29 (№ 47—57).

Наблюдались резкие контакты порфировидных гранитов с крупновкрапленниковыми гранодиоритами и адамеллитами, в том числе с зонами закалки. Но в большинстве мест взаимоотношения остаются неясными.

Контакты гранитов с роговиками изучались в районе перевала Тахта-Карача (рис. 81, *б*, фото 61). Они пологие, очень резкие, с послойными апофизами того же состава или более лейкократовыми. В эндоконтакте отмечаются оторочки мелкозернистого аплитовидного гранита, неоднородного по структуре, переходящего в крупнозернистый пегматоидный лейкогранит и в пегматит с биотитом, мусковитом и турмалином. Породы оторочек более кислые и лейкократовые, чем граниты (сравни № 52 и 58 в табл. 29). Оторочки имеют то резкие границы и приобретают вид инъекции, то постепенно переходят в граниты. Такой же облик и состав имеют апофизы, пронизывающие роговики на расстоянии до 10—20 м от контакта. В породах оторочек и апофиз микроклин преобладает над олигоклазом, а мусковит — над биотитом. Кварц присутствует в повышенном количестве, много апатита и циркона.

В других местах того же района с роговиками непосредственно граничат либо такие же граниты, как в центральных частях интрузива, либо более лейкократовые, в том числе с более мелкозернистой основной массой, переходящие в гранит-порфиры. В последнем случае можно

говорить о фации закалки, выраженной только в структуре основной массы, но не отразившейся на характере порфировых выделений, которые, следовательно, надо считать интрателлурическими. Приконтактовые гранит-порфиры — очень кислые и лейкократовые породы (№ 59, 60 в табл. 29). Это значит, что явления закалки не препятствовали процессу приконтактовой лейкократизации.

Экзоконтактовые роговики имеют кварц-биотит-плагиоклазовый или биотит-плагиоклазовый состав с переменным количеством мусковита. Микроклинизации или гранитизации их в районе Тахта-Карача не замечено. Однако в других местах вдоль северного и западного контактов Каратюбинского интрузива развиты зоны экзоконтактовой гранитизации шириной 2—3 м.

Контакты с мраморами хорошо обнажены в северной части района. Граниты обычно имеют маломощную (5—8 см) эндоконтактовую зонку лейкогранит-аплита. В мраморах фиксируется волластонит, местами развиты скарны.

Увеличение основности гранитов при приближении к контактам с песчанико-сланцевыми породами или с мраморами нигде не наблюдалось, что подтверждается геолого-геофизическим разрезом (рис. 82).

Мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты. Тела этих пород находятся в районе кишл. Гурмак, в Лолабулакском интрузиве и во многих других местах. Широко распространены дайки, прорывающие ранее описанные гранитоиды.

Для этих пород весьма характерно обилие ксенолитов ороговикованных песчанико-сланцевых пород: от сильно переработанных, дезинтегрированных или «теневых» до четко очерченных, остроугольных, сохранивших первичные черты состава и текстуры (рис. 81, *в* и фото 62). Вследствие этого граниты становятся неоднородными, с обогащенными биотитом пятнами, линзами, удлиненными тонкими полосками, несущими следы деформации и течения расплава, особенно в дайках. По составу породы варьируют от мелагранитов до нормальных гранитов и от существенно биотитовых до двуслюдяных, а в приконтактовых зонах и апофизах они становятся более лейкократовыми, нередко аплитовидными.

Мелкозернистые граниты секут биотитовые адамеллиты и граниты предыдущей группы (фото 62), а также зоны порфиробластеза в ксенолитах габбро. В Лолабулакском интрузиве они прорывают сиениты, но сами в виде ксенолитов попадают в двуслюдяные граниты более поздней фазы.

Под микроскопом мелкозернистые граниты обнаруживают разнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру, иногда порфировидную. Слабозональный олигоклаз преобладает над резкорешетчатым пертитовым микроклином. Биотит красноватый, мусковит развит главным образом по полевым шпатам. Характерны крупный апатит, циркон, ильменит. По химизму (№ 61—63 в табл. 29) это нормальные граниты. Однако следует оговорить, что контаминированные разности не анализировались, и в целом вся группа должна быть более близкой к адамеллитам.

Средне-крупнозернистые двуслюдяные граниты слагают почти всю центральную часть собственно Каратюбинского и преобладающую часть Лолабулакского интрузивов. Мелкие тела и многочисленные дайки этих пород в более ранних гранитоидах встречаются повсеместно. Породы разнозернистые, местами порфировидные, изредка крупновкрапленниковые. По облику и составу они довольно однородны, по химизму варьируют от нормальных до лейкократовых гранитов (№ 64—110 в табл. 29). Отклонения от средних значений в целом невелики. Однако и в данном случае мы имеем дело со «сборной» выборкой, объединяющей близкие, но все же различающиеся

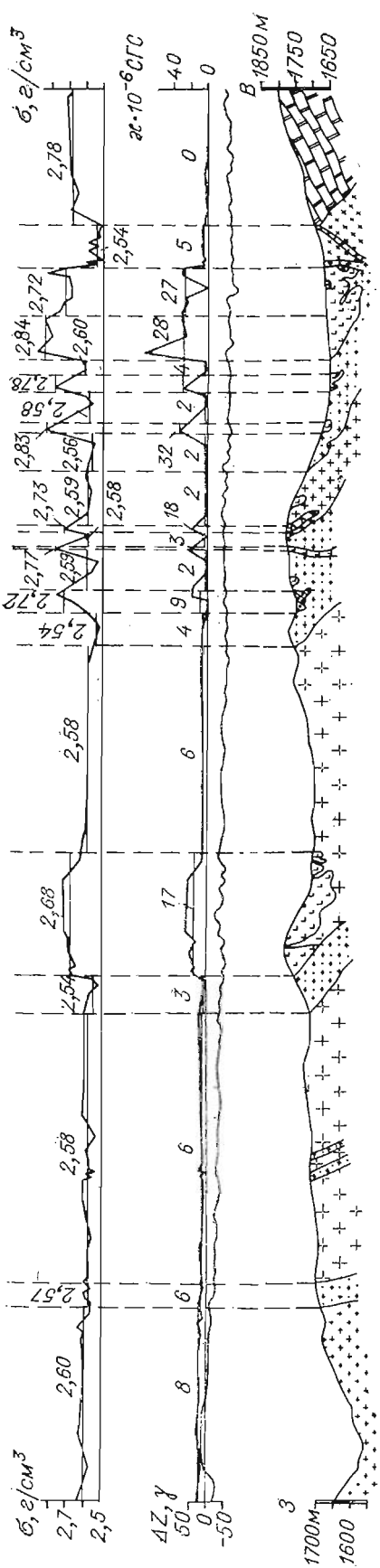


Рис. 82. Геолого-геофизический разрез через Гурмакский интрузив. Сост. М. В. Сухин и П. А. Кашуба.

1 — мраморы и мраморизованные известняки; *2* — ороговикованные сланцы в ксенолитах; *3* — двуслюдяные граниты; *4* — среднезернистые порфировидные биотитовые адамеллиты — граниты; *5* — крупнозернистые порфировидные биотитовые адамеллиты — граниты; *6* — мелкозернистые биотитовые граниты; *7* — мелкозернистые гранодиориты; *8* — габбро и габбро-диориты. Графики: σ — плотности, ж — магнитной восприимчивости, ΔZ — наземной магнитометрической съемки.

разновидности двуслюдяных гранитов, которые при специальном картировании могут быть расчленены более дробно. Состав пород: плагиоклаз 25—27%, микроклин 28—30%, кварц 30—35%, биотит 4—5%, мусковит 2—7%. Акцессорные: турмалин, апатит, циркон, торит, монацит, гранат, изредка андалузит; вторичные: серицит, хлорит, альбит. Повышены содержания B, Sn. Плагиоклаз почти незональный: № 18—25; микроклин резкорешетчатый; биотит грязно-бурый: $Nm = 1{,}660$ (№ 6 в табл. 30); характерны сростки его с мусковитом без признаков замещения; мусковит развит по полевым шпатам, но, кроме того, выполняет интерстиции, т. е. представлен двумя генерациями: поздне- и постмагматической; широко развиты настоящие грейзены. Двуслюдяные граниты в отличие от более ранних гранитоидов Кульджуктауской серии и даже сиенитоидов Кошрабатской серии (Лолабулак) на обширных площадях заметно гнейсовидны, они резко контактируют с биотитовыми гранитами и адамеллитами, в ряде случаев отчетливо их прорывают. Они имеют также самостоятельные контакты с сиенитами, ороговикованными песчаниками и сланцами и другими породами. Везде на контактах граниты становятся более лейкократовыми, обогащаются мусковитом. Некоторые апофизы обогащены мусковитом и по составу приближаются к грейзенам (Лолабулак).

Пегматиты, секущие двуслюдяные граниты, содержат крупный мусковит, а также гранат, турмалин, иногда акцессорные ильменит, колумбит-танталит,

Таблица 29

Каратюбинский ареал

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. Габбро и диориты										
1	203	48,12	1,36	14,45	1,60	6,49	0,40	8,70	14,28	2,46	1,84	0,07	0,13	0,12			100,02
2	1498	50,28	1,86	18,66	1,46	8,83	0,40	4,00	6,59	3,19	3,09	—		0,35			98,71
3	3605	50,30	2,19	16,67	1,45	8,32	0,15	4,70	7,42	3,44	2,61	0,14	1,76	0,58			99,73
4	775	50,94	0,42	20,08	1,30	7,20	0,15	4,79	7,56	1,00	2,58	0,53	2,50	0,52			99,57
5	3120	51,46	0,88	16,02	2,22	4,80	0,14	7,40	7,28	3,10	1,90	0,62	3,40	0,54			99,76
6	11	51,67	1,31	17,62	4,35	3,42	0,10	4,70	6,86	3,56	2,90	0,67	2,10	0,42			99,68
7	762	51,70	0,90	14,64	2,12	8,00	0,07	8,00	8,26	2,78	0,82	0,47	1,26	0,48			99,50
8	3531	51,80	2,00	16,14	1,54	7,88	0,12	3,85	5,81	3,46	3,90	0,27	2,27	0,45			99,49
9	II-1008	52,49	1,72	16,84	1,93	7,34	0,12	4,20	6,30	3,70	3,00	0,26	1,32	0,46	0,10	0,10	99,68
10	3194	53,38	0,62	14,81	2,08	7,02	0,21	7,50	7,42	2,21	2,27	0,37	1,94	0,17			100,00
11	3530	53,81	0,81	16,59	1,63	7,09	0,12	3,40	5,81	3,50	3,53	0,28	2,52	0,45			99,54
12	776	53,86	0,32	16,37	1,26	7,54	0,10	2,82	5,60	3,48	3,20	0,58	3,90	0,61			99,64
13	II-99	54,80	1,58	16,40	1,56	6,77	0,13	3,70	6,02	3,60	3,30	0,20	1,06	0,53	0,20	0,10	99,65
14	1495	55,90	2,00	14,66	2,27	8,10	0,90	2,96	6,15	3,56	2,70			0,37		0,21	99,57
15	7353	56,44	1,37	17,75	1,98	4,93	0,12	2,55	5,18	4,05	3,25	0,14	1,62	0,48	0,17	0,10	99,86
Среднее	из 15	52,46	1,29	16,52	1,91	6,91	0,22	4,88	7,10	3,14	2,72	0,31	1,72	0,43	0,03	0,03	99,61
							2. Кварцевые диориты										
16	3541	59,56	0,62	17,94	0,98	4,75	0,08	2,20	5,43	2,92	2,87	0,10	1,72	0,16			99,36
17	613	59,57	0,08	19,01	0,47	0,21	0,01	8,87	4,09	4,10	2,42	0,03	0,60	Сл.			99,46
18	4071/2	62,11	0,62	17,79	1,38	4,02	0,11	1,71	6,09	2,17	2,60	0,25	0,95	0,25			100,06
Среднее	из 3	60,41	0,44	18,25	0,94	2,99	0,07	4,26	5,21	3,06	2,63	0,12	1,09	0,14			99,61
							3. Крупновкрапленниковые гранодиориты и адамеллиты										
19	3131	64,01	0,60	17,56	0,48	3,20	0,06	1,50	4,06	3,62	3,77	0,10	0,68	0,21			99,85
20	3521	64,38	0,50	15,98	0,22	3,99	0,07	1,80	3,64	3,43	4,33	0,05	0,94	0,17			99,50
21	7777	65,88	0,09	16,28	1,50	3,18	0,09	1,05	2,67	3,83	3,74	0,18	0,54	0,38			99,41
22	336а	66,00	0,30	16,45	0,24	4,02	0,08	1,50	3,00	2,94	4,72		0,50				99,75
23	774	66,34	0,17	16,66	0,50	2,73	0,07	1,56	3,01	3,10	4,80	0,24	0,46	0,04			99,68
24	9966	66,54	0,50	15,30	0,69	2,31	0,00	0,80	3,08	4,90	4,20	0,25	0,81	0,32			99,70
25	2344	66,56	0,85	15,83	0,81	2,51	0,06	1,14	2,97	2,95	5,06	0,13	0,39	0,27			99,53

26	610	66,64	0,33	16,35	0,74	2,66	0,02	0,45	2,94	3,22	5,35	0,22	0,48	0,68			100,08
27	10	66,64	0,52	16,18	0,39	2,56	0,05	1,40	2,38	3,95	4,25	0,32	0,60	0,33			99,57
28	296	67,07	0,34	15,41	0,22	2,18	0,01	0,80	3,86	2,86	4,14	0,40	1,70	0,49			99,47
29	3604	67,18	0,73	15,65	0,43	2,70	0,06	1,20	2,80	3,25	4,90	0,12	0,75	0,29			100,06
30	3013	67,26	0,35	14,08	0,00	2,73	0,07	1,40	2,52	4,00	4,54	0,27	2,57	0,21			100,00
31	615	67,35	0,21	17,95	0,13	3,27	0,06	1,30	3,05	3,52	4,06						100,90
32	3606	67,38	0,55	15,77	0,53	2,34	0,04	0,90	1,96	3,62	5,90	0,13	0,71	0,29			100;12
33	744	67,42	0,08	16,38	0,50	2,36	0,05	1,01	3,18	2,94	3,62	0,28	1,10	0,51			99,43
34	3523	67,42	0,37	15,50	0,68	2,84	0,05	1,50	3,08	3,25	4,11	0,07	0,44	0,12			99,43
35	3133	67,57	0,45	15,44	0,71	2,45	0,08	1,30	2,38	3,62	4,65	0,14	1,54	0,15			100,48
36	9782	68,11	0,45	14,85	0,52	2,28	Сл.	0,70	2,31	3,75	5,44	0,14	0,77	0,02			99,34
37	616	68,31	0,18	15,96	0,62	1,23	»	1,66	2,80	2,60	4,14	0,35	1,70	0,28			99,83
38	743	68,40	0,07	15,49	0,36	2,40	0,05	1,01	2,10	3,46	3,82	0,25	1,51	0,45			99,37
39	3754	68,99	0,19	13,59	0,47	2,79	0,06	0,65	3,16	5,34	3,24	0,02	0,83	0,02			99,35
40	7666	69,38	0,07	15,35	1,01	1,36	0,05	0,55	1,65	3,22	4,64	0,28	1,42	0,42			99;40
41	3589	69,97	0,40	15,34	0,35	2,05	0,05	0,60	2,10	3,57	4,66	0,09	0,90	0,17			100;25
42	10610	70,14	0,35	15,13	0,35	1,96	0,01	0,50	1,82	3,45	5,40	0,14	0,23	0,19			99,67
43	1657-5	70,50	0,32	15,33	0,40	2,07	0,05	0,60	1,60	2,66	5,47	0,07	0,48	0,13			99,68
44	590	70,66	0,20	14,74	1,00	2,70	0,03	0,95	1,10	3,88	4,00	0,05	0,28	0,21			99,80
45	100	70,90	0,20	14,74	1,00	2,70	0,03	0,95	1,10	3,98	4,00	0,11	0,34	0,09			100,14
46	3211	70,95	0,30	14,77	0,82	1,07	0,00	0,60	1,82	3,00	4,70	0,11	0,98	0,27			99,39
Среднее	из 28	67,8	0,35	15,64	0,56	2,52	0,04	1,05	2,58	3,50	4,49	0,16	0,84	0,24			99,75
							4. **Порфировидные биотитовые граниты**										
47	29а	70,04	0,45	14,07	0,65	2,77	0,06	1,00	2,21	3,26	4,90	0,04	0,10	0,03			99,54
48	611	70,58	0,21	16,60	0,81	0,79	0,01	1,33	1,40	2,72	6,44	—	—	—			100,89
49	3132	71,01	0,25	15,34	0,21	1,26	0,03	0,90	1,40	4,50	4,50	0,20	0,99	0,16			100,75
50	3602	71,14	0,43	14,55	0,15	2,05	0,04	0,50	1,68	3,21	5,95	0,09	0,45	0,09			100,33
51	3603	71,22	0,53	14,32	0,54	1,51	0,04	0,70	1,26	3,24	5,78	0,15	0,88	0,25			100,42
52	340б-2	71,42	0,51	13,50	0,33	2,44	0,02	0,79	1,04	3,38	4,90	0,08	0,87	0,21			99,49
53	3104	71,68	0,25	14,42	0,44	1,42	0,00	0,75	1,68	3,10	4,60	0,19	0,74	0,26			99,53
54	3154	71,90	0,23	13,97	0,09	1,74	0,03	0,65	1,68	3,00	4,70	0,27	1,78	0,43			100,47
55	3585	72,34	0,25	15,05	0,33	0,97	0,04	0,40	1,12	3,57	5,15	0,09	0,73	0,24			100,28
56	3592	72,70	0,20	14,82	0,13	0,97	0,04	0,40	0,84	3,75	5,15	0,09	0,80	0,22			100,11
57	341в	72,91	0,28	14,30	0,38	1,19	0,04	0,30	0,91	3,65	4,90	0,07	0,71		0,10	0,10	99,80
Среднее	из 11	71,54	0,33	14,63	0,37	1,56	0,03	0,70	1,38	3,40	5,18	0,12	0,73	0,17			100,14
							4п. **Приконтактовые лейкограниты**										
58	340б-1	72,24	0,19	13,50	—	2,51	0,02	0,50	0,99	3,14	5,96	0,12	0,54	0,14			99,85
59	341д	75,29	0,12	13,56	0,25	0,68	0,02	0,30	0,70	2,80	5,20	0,10	0,92	0,07	0,11	0,10	100,01

Таблица 29 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
60	341г	76,57	0,12	13,13	0,38	0,47	0,02	0,30	0,42	3,80	4,45	0,09	0,66	0,07	0,22	0,10	100,48
Среднее	из 3	74,70	0,14	13,40	0,21	1,22	0,02	0,36	0,70	3,25	5,20	0,10	0,71	0,09	0,11	0,07	100,10
						5. Мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты											
61	3540а	70,40	0,20	16,06	1,07	0,32	0,00	0,84	2,02	2,84	4,74						98,49
62	336б	71,50	0,35	13,50	—	2,58	0,10	0,42	1,50	2,10	7,16		0,46				99,67
63	344в	72,69	0,25	14,40	0,53	0,97	0,16	0,45	1,05	4,10	4,00	0,13	1,08	0,16	0,27	0,10	99,97
Среднее	из 3	71,53	0,26	14,65	0,53	1,29	0,08	0,57	1,52	3,01	5,30	0,04	0,51	0,05	0,09	0,03	99,35
						6. Двуслюдяные граниты, среднезернистые											
64	3568	68,97	0,26	17,00	0,14	1,40	0,05	0,60	2,45	4,35	3,80	0,09	0,52	0,14	0,10	0,10	99,77
65	3196	70,00	0,42	15,20	0,31	1,90	0,08	0,90	1,68	3,90	3,90	0,25	1,00	0,34			99,88
66	9914	70,42	0,25	15,48	0,55	1,32	—	0,25	2,05	3,30	5,20	0,20		0,02			99,04
67	3602а	70,43	0,43	14,42	0,42	1,62	0,04	0,50	1,75	3,46	5,56	0,11	0,67	0,18			99,59
68	1657/6	70,76	0,30	15,95	0,49	1,00	Сл.	0,45	1,33	3,37	5,33						98,98
69	658	71,50	0,30	14,28	0,47	2,15	0,05	0,70	1,19	3,70	4,52	0,40		0,17			99,43
70	3777	71,54	0,15	15,60	0,27	0,43	0,06	0,40	1,96	5,83	3,02	0,02					99,28
71	7424	71,71	0,03	15,84	0,41	0,63	0,01	0,25	1,47	3,25	5,10	0,46		0,06			99,25
72	1657/2	71,76	0,25	15,35	0,40	0,92	Сл.	0,25	1,12	3,49	4,85						98,39
73	618	71,86	0,08	16,43	0,01	1,39	0,01	0,60	1,54	4,71	4,08			0,15			100,71
74	7369	72,36	0,02	15,49	0,25	0,68	0,02	0,25	0,84	3,34	5,02						98,27
75	3755	72,42	0,14	13,09	0,18	1,42	0,02	0,45	1,89	5,85	2,29	0,37	1,34	0,25			99,71
76	10493	72,46	0,30	15,13	0,60	1,18	0,01	0,20	0,48	3,80	5,40	0,16		0,02			99,74
77	8756	72,52	0,05	15,72	0,58	0,84	0,05	0,30	1,12	3,04	4,90						99,12
78	177	72,70	0,20	14,98	0,22	1,16	0,05	0,45	0,92	2,97	4,76		0,70	0,18			99,29
79	186	72,70	0,20	14,49	0,42	1,08	0,06	0,35	0,81	3,12	5,06		0,88	0,29			99,46
80	8742	72,76	0,05	15,18	0,62	0,98	Сл.	0,30	0,70	3,56	4,66						98,81
81	769а	72,76	0,02	15,13	0,54	0,69	0,02	0,20	0,74	4,53	4,78	0,58		0,14			100,16
82	3803	72,77	0,16	14,28	0,36	1,34	0,05	0,25	1,96	3,30	4,80	0,10		0,35			99,72
83	3195	72,77	0,27	14,52	0,19	1,37	0,05	0,70	0,84	3,73	4,54	0,21	0,97	0,20			100,35
84	6799	72,79	0,02	14,39	0,55	0,95	0,03	0,35	0,87	3,66	4,25						97,86
85	10103	72,82	0,15	14,95	0,27	1,03	0,01	0,30	1,66	3,47	5,25			0,02			99,93
86	9811	72,90	0,10	13,77	0,79	1,06	0,00	0,35	1,98	3,45	4,30	0,68		0,04			99,42
87	7671	73,10	0,03	14,80	0,55	0,68	0,03	0,20	1,30	5,40	1,98	0,39		0,16			98,62
88	8639	73,20	0,03	14,77	0,50	0,73	0,04	0,30	0,70	3,15	5,34						98,76

89	3028	73,23	0,25	13,93	0,22	1,44	0,03	0,70	0,56	2,84	5,27	0,12		0,19			99,78
90	8700	73,23	0,02	13,88	0,03	0,38	0,02	0,15	0,91	3,86	4,68						97,16
91	9104	73,26	0,30	14,45	0,44	0,78	0,00	0,25	1,47	3,80	5,20	0,31		0,10			100,36
92	9799	72,29	0,05	12,63	0,26	0,86	0,01	0,20	0,77	3,35	4,75	0,33		0,04			95,54
93	7762	73,31	0,01	14,98	0,46	0,95	0,04	0,25	0,63	3,23	4,16						98,02
94	7370	73,33	0,02	14,77	0,38	0,92	0,04	0,25	0,91	3,65	4,94	0,17		0,15			99,53
95	9868	73,59	0,40	13,35	0,30	1,91	0,02	0,80	1,05	3,00	4,15	0,19		0,14			98,90
96	9784	73,71	0,75	13,35	0,44	0,92	Сл.	0,35	1,19	3,92	3,08						97,71
97	8574	73,75	0,02	14,61	0,47	1,48	0,05	0,25	1,33	4,76	2,58	0,09		0,30			99,69
98	655-п	73,84	0,10	15,14	0,37	0,71	0,00	0,25	0,77	3,45	4,50						99,13
99	337в	74,30	0,26	12,25	0,07	1,58	0,21	0,02	1,05	3,72	4,17		0,76				98,39
100	5933	74,64	0,13	13,05	0,13	1,27	0,05	0,35	1,89	2,91	4,52	0,17		0,44			99,55
101	9856	74,66	0,10	13,80	0,51	0,76	0,00	0,25	1,47	3,10	5,10	0,15		0,05			99,95
102	9796	75,15	0,05	14,05	0,24	0,86	0,01	0,20	0,84	3,55	4,80	0,15		0,05			99,95
Среднее	из 39	72,22	0,21	14,72	0,37	1,19	0,03	0,40	1,33	3,69	4,52	0,15	0,20	0,12			99,15

7. Крупнозернистые двуслюдяные граниты

103	6315	71,29	0,22	15,24	0,96	0,94	0,06	0,30	1,89	1,98	4,86	0,50	1,15	0,19			99,58
104	3069	71,98	0,17	15,36	0,21	1,26	0,04	0,50	1,26	4,00	4,15	0,10	0,65	0,25			99,93
105	8710	72,12	0,06	15,17	0,74	1,69	0,04	0,10	1,75	2,83	4,22	0,03		0,18			98,93
106	6785	72,70	0,05	14,24	0,73	1,51	0,03	0,20	1,50	3,16	4,51	0,22	0,55	0,12			99,22
107	3591	72,73	0,20	15,34	0,23	0,97	0,07	0,40	0,84	3,35	4,67	0,11	0,78	0,30			99,99
108	3579	73,13	0,25	14,66	0,66	0,68	0,04	0,60	0,84	2,23	5,46	0,14	0,60	0,23			99,52
109	1657/1	73,50	0,15	13,65	1,03	1,60	0,00	0,40	0,70	3,30	4,52	0,10	0,72	0,03			99,70
110	3582	74,00	0,10	14,76	0,25	0,68	0,07	0,30	0,70	3,75	4,60	0,13	0,97	0,25			100,56
Среднее	из 8	72,68	0,15	14,80	0,60	1,17	0,04	0,35	1,18	3,07	4,62	0,17	0,68	0,19			99,70

8. Пегматиты и аплиты

Среднее	из 16	73,15	—	15,58	0,80	0,29	0,01	0,39	1,17	3,33	4,43	0,11	0,41	0,22			99,80

Примечание. 1 — габбро, по Н. Д. Зленко, Каттауварсай. 2 (М. С.) — габбро, Аткамарское тело. 3 — пегматоидное габбро, Тахта-Карача. 4 — габбро-диорит, там же. 5 — то же, Акбуйросай. 6—8 — то же, Тахта Карача. 9 (М. С.) — габбро, Аткамар. 10 — габбро-диорит, там же. 11— то же, Тахта-Карача. 12 — то же. 13 (М. С.) — диорит. 14—15 — то же. 16 — кварцевый диорит, Аткамар. 17 — то же, Тахта-Карача. 18 — то же, Аткамар. 19 — Ингичкеболосай. 20 — близ Каратепе. 21 — среднее течение Сазагансая. 22 (Э. И.) — Севассай. 23 — верховья Аманкутансая. 24 — верховья Тулакульсая. 25 — там же. 26 — верховья Аманкутансая. 27 — верховья Елсая. 29 — к западу от Тахта-Карача. 30 — водораздел Тепалькульсай — Миранкульсай. 31 — устье Севассая. 32 — Аманкутансай. 34 — устье Севассая. 35 — Ингичкеболосай. 36 — водораздел Гавхана — Хизаляк. 37 — верховья Аманкутансая. 41 — верховья Айназаратсая. 42 — к югу от пика Кумгаза. 43 — верховья Хизаляксая. 44 — верховья Акбуйросая. 45 — к востоку от Янакишлак. 46 — среднее течение Агалыксая. 47 — верховья Аманкутансая. 48 — к северу от кишл. Писталик. 49 — Ингичкеболосай. 50 — близ кишл. Гурмак. 51 — верховья Гурмаксая. 52 (Э. И.) — 3 км к югу от перевала Тахта-Карача, у шоссе. 53 — среднее течение Агалыксая. 54 — там же. 55 — Чункаймышболосай. 56 — верховья Айназаратсая. 57 (Э. И.) — Перевал Тахта-Карача, старая дорога. 58 (Э. И.) — мелкозернистый аплитовидный гранит, там же, где № 52. 59 (Э. И.) — лейкократовый порфировидный гранит, там же, где № 57. 60 (Э. И.) — то же, у самого контакта с роговиками. 61 — Кочкарбулаксай. 64 (Э. И.) — район кишл. Кочкарбулак.

Таблица 29 (продолжение)

65 — среднее течение Лянгарсая. 66 — водораздел Гулакульсая и Лянгарсая. 67 — верховья Писталиксая. 68 — верховья Хизаляксая, близ контакта с адамеллитами. 69 — среднее течение Илансая. 70 — среднее течение Сарыкульсая. 71 — среднее течение Сазагансая. 72 — там же, где № 68. 73 — Сарыкульсай. 74 — верховья Тарагайсая. 75 — Сарыкульсай. 76 — водораздел Тулакульсая и Лянгарсая. 77 — верховья Сазагансая, 78 — среднее течение Илансая. 79 — там же. 80 — верховья Сазагансая, из приконтактовой зоны. 81 — там же. 82 — Сарыкульсай. 83 — правая составляющая Тарагайсая. 84 — к югу от верховьев Тарагайсая. 85 — правая составляющая Тарагайсая. 86 — там же, где № 84. 87 — верховья Аксая. 88 — верховья Лянгарсая. 89 — верховья Кочкарбулаксая. 90 — водораздел Аксая и Эрикульсая. 92 — верховья Тарагайсая. 93 — Сазагансай. 94 — верховья Тарагайсая. 95 — устье Тарагайсая. 96 — левый борт Гавханасая. 97 — верховья Лангарсая. 98 — верховья Араббандсая. 99 — Чункаймышболосай. 100 — водораздел Каттасай — Сарыкульсай. 101 — правая составляющая Тарагайсая. 102 — там же. 103 — правый борт Айназаратсая. 104 — Сарыкульсай. 105 — Сарагансай. 106 — среднее течение Эрикульсая. 107 — Айназаратсай. 108 — Чункаймышсай. 109 — верховья Хизаляксая. 110 — Айназаратсай.

Все анализы, для которых не указано авторство, принадлежат Г. Д. Шмулевич.

Таблица 30

Цветные минералы интрузивных пород Каратюбинского ареала

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. **Биотиты**										
1	1	38,86	2,25	14,69	0,84	19,32	0,32	8,72	1,47	0,35	8,00	0,54	2,56	0,53	1,10		99,58
2	3523	38,35	2,00	14,19	4,39	17,10	0,42	8,50	4,06	0,50	6,54		2,84	0,48	0,10	0,10	99,47
3	2	36,73	3,00	14,47	2,67	18,46	0,36	8,47	1,82	0,28	8,10	0,35	3,22	0,62	1,20		99,75
4	3	36,78	3,20	14,86	2,10	17,68	0,34	8,27	1,40	0,28	8,20	0,70	3,96	0,55	1,10		99,42
5	3540	40,53	2,12	17,23	4,18	16,20	0,56	4,00	1,82	0,70	7,70		3,09	0,58	0,10	0,10	98,72
6	0	36,05	4,48	16,84	3,49	16,80	0,40	7,04	1,20	0,30	9,64	0,51	3,50	0,54			100,06
							2. **Роговая обманка**										
7	3543	44,86	1,12	11,24	5,22	14,44	0,35	7,60	9,39	0,82	2,18	0,08	2,50	0,27	0,11		100,39

Примечание. 1 — габбро-диорит, перевал Тахта-Карача. 2 — роговообманково-биотитовый гранодиорит, Севассай. 3 — крупновкрапленниковый биотитовый гранит, Тахта-Карача. 4 — то же, Гурмаксай. 5 — то же, Кочкарбулак. 6 — среднезернистый двуслюдяной гранит. Елсай. 7 — кварцевый диорит, Аткамар. Анализы принадлежат Г. Д. Шмулевич.

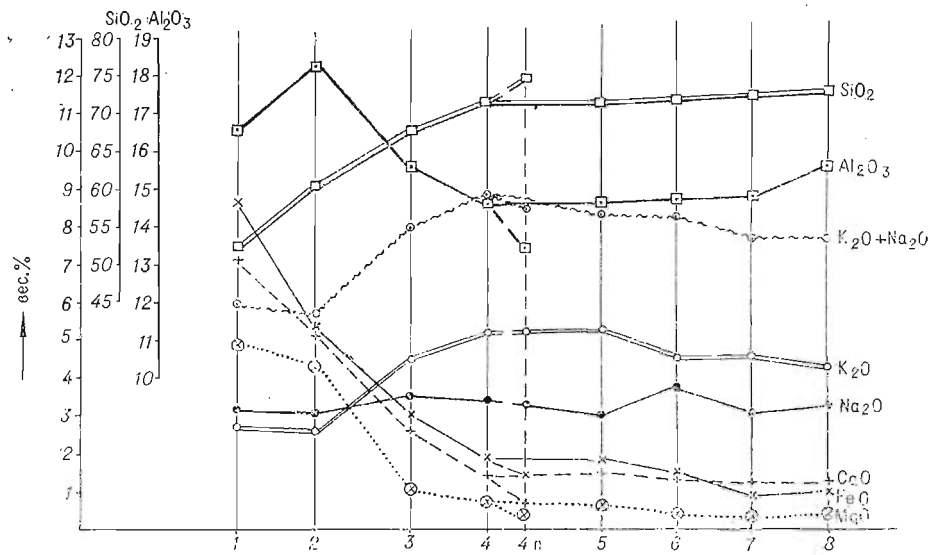


Рис. 83. Эволюция по фазам и фациям Кульджуктауской серии в Каратюбинском ареале. Сост. по данным табл. 29.

1 — габбро и диориты; *2* — кварцевые диориты; *3* — крупновкрапленниковые гранодиориты и адамеллиты; *4* — порфировидные биотитовые граниты; *4п* — приконтактовые лейкограниты; *5* — мелкозернистые граниты; *6* — среднезернистые двуслюдяные граниты; *7* — крупнозернистые двуслюдяные граниты; *8* — пегматиты и аплиты.

берилл, сподумен, литиевый мусковит, касситерит, бертрандит, фенакит (Джамалетдинов, 1966). Наиболее мощные жилы изучаются и разведуются на высококачественное керамическое сырье. Пояс редкометальных пегматитов, по Н. К. Джамалетдинову, протягивается от Каратюбе до Кетменчинского интрузива на юге Зирабулакских гор.

Резюме по Каратюбинскому очаговому ареалу:

1. В ареале представлен следующий ряд пород Кульджуктауской серии: габбро и диориты — кварцевые диориты — роговообманково-биотитовые адамеллиты и граниты — мелкозернистые граниты и мела-граниты — средне-крупнозернистые двуслюдяные граниты — аплиты и пегматиты.

2. Габброиды и диориты слагают самостоятельный Аткамарский интрузив и разобщенные блоки-ксенолиты в гранитах (перевал Тахта-Карача). Принадлежность их к одной серии с гранитоидами диктуется следующими данными: 1) они петрографически тождественны одноименным породам Кульджуктауского, Каратауского и других ареалов; 2) пространственно и структурно очень тесно сопряжены с гранитоидами; 3) на перевале Тахта-Карача залегают в провесах кровли на том же уровне, что и грубообломочные отложения C_2—C_3, здесь же прорванные гранитами. Судя по общей геологической позиции, габброиды до внедрения гранитов составляли единое тело и прорывали те же отложения. Поэтому весьма вероятен их одинаковый с гранитами возраст (C_3—P_1).

3. Гранодиориты, адамеллиты и граниты Каратюбинского ареала тождественны одноименным породам Зирабулакского и Зиаэтдинского очаговых ареалов. Двуслюдяные граниты имеют много общего с таковыми Кульджуктауского ареала, расположенного еще западнее по простиранию той же Зеравшано-Алайской зоны.

4. От ранее рассмотренных ареалов Каратюбинский ареал отличается наибольшей полнотой интрузивной серии и наименьшей ее контрастностью: здесь представлен весь ряд пород от собственно габ-

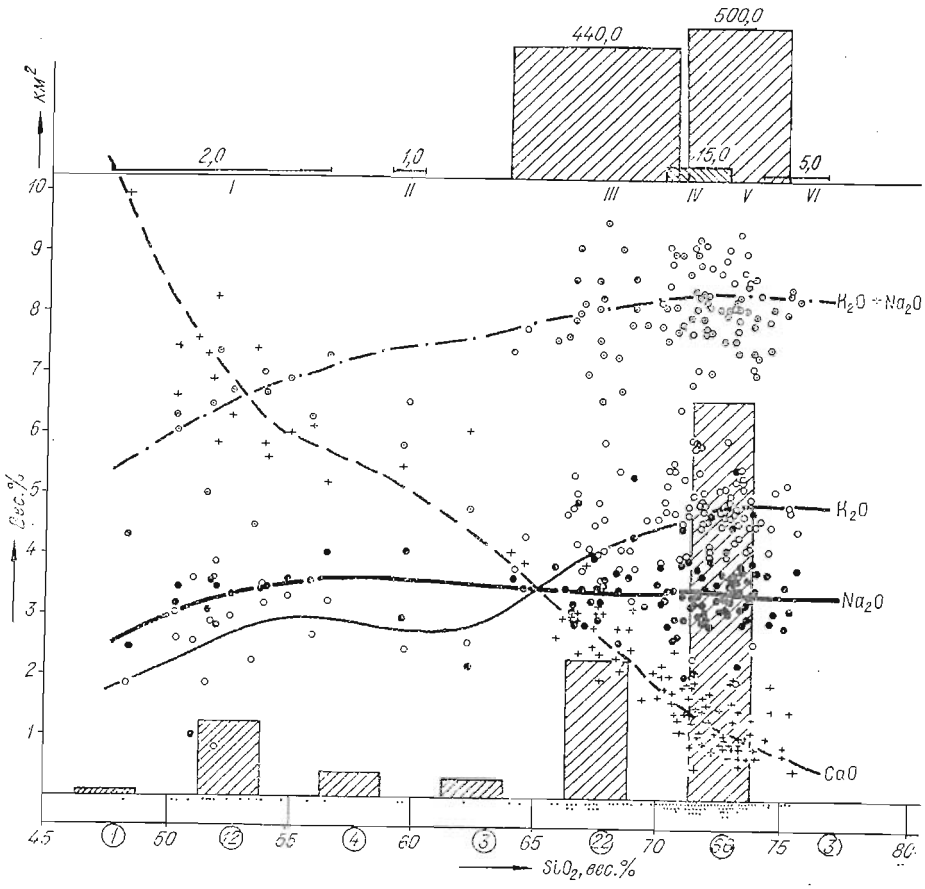


Рис. 84. Статистико-петрохимическая диаграмма Каратюбинского ареала Кульджуктауской серии. Сост. по данным табл. 29.

Группы пород на гистограмме площадей: *I* — габбро и диориты (в том числе гранитизированные); II — кварцевые диориты Аткамарского интрузива; III — гранодиориты и адамеллиты; IV — мелкозернистые граниты и мелагранитты; V — двуслюдяные граниты; VI — лейкограниты.

бро до ультракислых гранитов, в том числе кварцевые диориты и гранодиориты. По этому признаку интрузивная серия здесь более всего приближается к Нуратинской. Тем не менее она в данном случае отчетливо прерывиста, так как количественная роль промежуточных пород невелика (рис. 84).

5. По М. В. Сухину, магнитное поле над интрузивами Каратюбе слабодифференцированное, отрицательное. Гранитоиды характеризуются однообразием всех физических параметров и по сравнению с другими интрузивами обладают наименьшими значениями плотности и магнитной восприимчивости.

6. Вопреки представлениям прежних исследователей, ни визуально, ни по химизму, ни по петрофизическим свойствам (см. рис. 82) не установлено увеличения основности гранитоидов по направлению к контактам. Главный тип эндоконтактовых изменений, как и в других интрузивах, лейкократизация (см. рис. 83). Экзоконтактовая гранитизация интенсивна только в блоках-ксенолитах (провесах кровли), но у боковых контактов незначительна.

7. Выделяется фаза мелкозернистых гранитов, в которых особенно обильны песчанико-сланцевые ксенолиты и соответственно отчетливы признаки контаминации, в результате чего породы приближаются по составу к адамеллитам.

8. С гранитоидами Кульджуктауской серии в горах Каратюбе связано скарново-шеелитовое и оловянное оруденение, однако без промышленных концентраций. Распространены редкометальные пегматиты.

Койташский интрузив

Расположен интрузив в восточной части Северного Нурата; представляет собой, по Ш. А. Чембарисову, единственный выходящий на поверхность купол невскрытого батолита, который обнаруживается по гравитационному минимуму, магнитным и другим геофизическим данным. Эти данные позволяют говорить о наличии здесь особого очагового ареала Кульджуктауской серии. К интрузиву приурочено скарново-шеелитовое месторождение Койташ, которое вместе с гранитоидами изучалось М. Г. Казаковым, Н. Д. Ушаковым, Н. В. Лиценмаер, П. А. Шехтманом, К. Л. Бабаевым, И. Х. Хамрабаевым, А. Ф. Свириденко, З. А. Королевой, О. В. Воронько и другими. В последние годы интрузив закартирован в масштабе 1 : 50 000 Е. В. Чукаровым, Д. Я. Ахбером и О. А. Старцевым, затем изучался Э. П. Изохом, А. П. Пономаревой и З. А. Юдалевичем. Он сравнительно просто построен (рис. 85), поэтому взгляды работавших здесь исследователей на его строение и состав сходны.

Площадь интрузива 47 кв. км. Вмещающие породы, по Е. В. Чукарову, следующие: 1) калтадаванская свита $Cm_3(?)$ — алевритово-глинистые сланцы, песчаники, слюдистые и кварцево-слюдистые сланцы, мощность около 500 м; 2) живачисайская свита $Cm_3(?) — O$ — кварц-серицит-хлоритовые, слюдистые, глинисто-алевритовые сланцы с прослоями глинистых известняков и известковых сланцев, мощность 460—480 м; 3) лландоверийские отложения S_1ln_2 — алевритово-глинистые сланцы и песчаники, мощность 440 м; 4) C_2b_2 — органогенные известняки (без примеси доломитового компонента) с горизонтом гравелитов, песчаников и алевролитов в основании, мощность 40—80 м; 5) C_2m_1 — органогенные известняки с обильными фузулинами, мощность 20—40 м; 6) $C_2m_2—C_3$ — конгломераты, песчаники, аргиллиты, мощность более 200 м. Возраст этой толщи определяется находками фораминифер C_2 в гальке известняков, остатками хвойных и кордантов, скорее всего, C_3, а также отпечатками *Cadamites giges* Brongn., которые, по заключению Т. А. Сикстель, характерны для стефанской флоры $C_3—P_1$, преимущественно для C_3.

Таким образом, вмещающая интрузив среда — преимущественно алюмосланцевая. Горизонты известняков, к которым приурочены скарны, имеют небольшую мощность и в общем объеме боковых пород не играют существенной роли. Интрузив, по Е. В. Чукарову, дискордантный, с падением контактов в сторону боковых пород под углом 30—70°, более крутым на юге и на северо-западе.

В составе интрузива выделены следующие группы пород: 1 — габброиды, 2 — адамеллиты, 3 — порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, 4 — жильные гранит-порфиры, лейкограниты и аплиты, 5 — дайковые гранодиорит- или адамеллит-порфиры, 6 — дайковые диорит-порфириты.

Г а б б р о и д ы. Небольшие дайкообразные тела мощностью от 1 до 4 м вскрыты в юго-восточном экзоконтакте интрузива траншеями, пройденными для выемки скарново-рудных тел (рис. 86, *а*). По Э. П. Изоху, породы похожи на габброиды Кульджуктау или Каратюбе: среднезернистые, меланократовые, темные, плотные, однородные или с более крупнозернистыми пегматоидными обособлениями. Они состоят из сильно соссюритизированного плагиоклаза (лабрадора) и бесцветного моноклинного пироксена, замещаемого густо-зеленой роговой обманкой и бесцветным волокнистым актинолитом. В интерстициях



Рис. 85. Схематизированная геологическая карта Койташского интрузива (по Е. В. Чукарову).

1 — современные отложения; *2* — конгломераты, песчаники C_{2-3}; *3* — песчанико-сланцевые отложения C_2; *4* — известняки C_2; *5* — доломиты и известняки D_1; *6* — песчанико-сланцевые отложения S_1; *7* — метаморфические сланцы $Cm?$; *8* — адамеллиты; *9* — дайки порфиритов и адамеллит-порфиров; *10* — контактово-метаморфизованные породы; *11* — точки привязки наблюдений; *12* — разломы. 1—1 — линия геолого-геофизического разреза (см. рис. 88).

размещены мелкие ксеноморфные зерна кварца и микроклина, крупный сфен и апатит. Структура габбровая: переходная от призматически-зернистой к паналлотриоморфнозернистой и офитовой.

Обычно габброиды очень сильно изменены: пятнами или вдоль отдельных трещин замещены гранат-пироксеновым скарном, пронизаны кальцитом, местами сильно окварцованы. Анализ № 1 в табл. 31 характеризует измененную породу. Неоднократно наблюдались непосредственные пересечения габброидов гранитными апофизами (рис. 86, *а*). Отмечены контакты с роговиками, причем в габброидах фиксируются тонкие более лейкократовые каймы и такие же по составу мелкие апофизы.

К. Л. Бабаевым габброиды были описаны как приконтактовые образования, связанные постепенными переходами с адамеллитами и

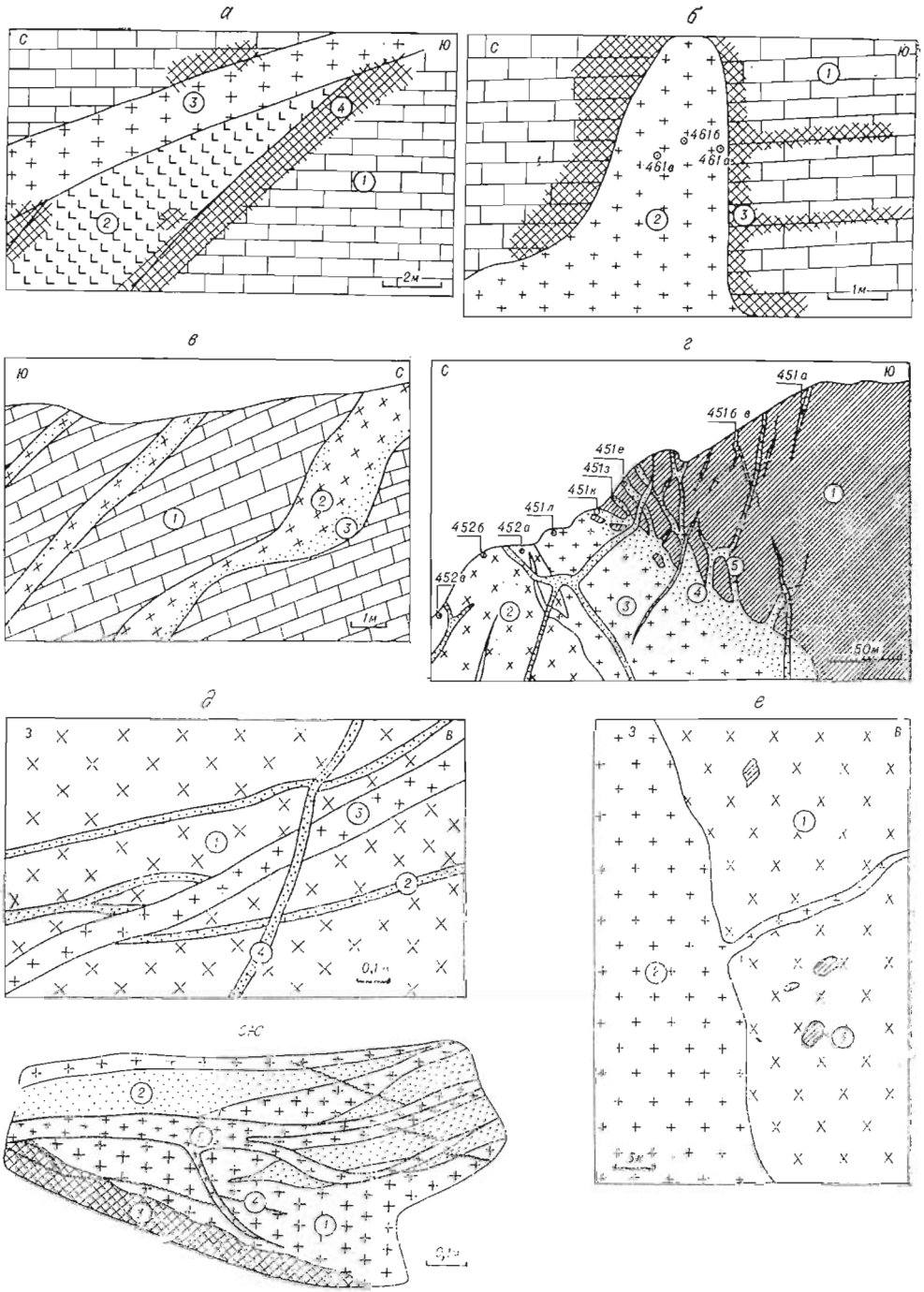


Рис. 86. Зарисовки обнажений в Койташском интрузиве.

а — обн. 461 (Э. И.), юго-восточный контакт, над Горным цехом (*1* — мраморы, *2* — габбро, *3* — лейкограниты, *4* — скарны); *б* — обн. 461, там же (*1* — мраморы, *2* — апофиза лейкогранитового состава, *3* — скарны, см. в табл. 31); *в* — обн. 465 (Э. И.), близ пос. Угат (*1* — мраморы, *2* — апофизы мелкозернистых порфировидных адамеллитов, *3* — оторочки и пятна аплитовидного гранита); *г* — обн. 451—452 (Э. И.), северный контакт (*1* — ороговикованные песчаники и сланцы, *2* — адамеллиты, *3* — порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, *4* — лейкограниты, *5* — аплиты, см. табл. 31); *д* — обн. 2664 (З. Ю.), западная часть интрузива (*1* — среднезернистые адамеллиты, *2* — аплиты, *3* — гранит-порфиры, *4* — аплитовидный гранит); *е* — обн. 452 (Э. И.), там же, где 86-Г (*1* — адамеллиты, *2* — роговообманково-биотитовые граниты, *3* — ксенолиты роговиков); *ж* — обн. 462, там же, где 86а (*1* — мелкозернистый порфировидный гранит, апофиза адамеллитов, *2* — ранний аплит, *3* — скарн, *4* — кварцевые прожилки, *5* — поздний тонкозернистый лейкогранит-аплит).

гранитами и представляющие собой эндоскарны, т. е. продукт десиликации гранитоидов в зоне скарнообразования. Близкой точки зрения придерживается З. А. Юдалевич, который причисляет габброиды к эндоскарнам, считая их автохтонными, лишь частично перемещенными образованиями. Авторы не достигли согласия по этому вопросу, однако нужно сказать, что расхождения касаются не столько фактического материала, сколько отношения к вопросу о происхождении габброидов региона вообще (см. далее в гл. VIII).

Роговообманково-биотитовые адамеллиты — главный тип пород интрузива. З. А. Юдалевич выделяет среди них три разновидности: крупнозернистые порфировидные, среднезернистые и мелкозернистые (те и другие слабопорфировидные). В большинстве случаев контакты между ними обнаруживаются с трудом, поэтому тела разных адамеллитов оконтурить не удалось.

Адамеллиты на больших площадях однообразны; четко выделяются роговая обманка (иногда до 2—3 см в длину), яркий биотит, обильный светло-серый кварц, ортит в ржавой «рубашке» (до 1 см в длину). Внешне и микроскопически породы очень схожи с адамеллитами Зирабулакского и Каратюбинского интрузивов. Структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая. Состав: плагиоклаз 40—45%, калиевый полевой шпат 20—30%, кварц 20—26%, биотит 3—7%, роговая обманка 1—3%. Акцессорные: ортит, апатит, циркон, сфен, ильменит. Плагиоклаз многократно зональный, с резорбированным ядром № 37—45 и широкой каймой от № 30—33 до № 25—20 на самом краю. Микроклин образует крупные выделения, неяснорешетчатые, с тонкими пертитовыми вростками или без них. Он слабо корродирует плагиоклаз и на границе с ним содержит узкую альбитовую реакционную кайму, вместо которой иногда развита такой же ширины зонка мирмекитов. Биотит рыжевато-бурый или оливково-бурый. Роговая обманка светло-зеленая, буроватая. Характерны скопления розеток зеленоватого хлорита. По химизму адамеллиты образуют очень компактную группу с вариациями SiO_2 в пределах 67,0—70,6% (№ 3—35 в табл. 31). Характерно небольшое преобладание натрия над калием, а также бедность магнием.

Контакты адамеллитов с роговиками. Ороговикованные песчано-сланцевые породы окаймляют Койташский интрузив с севера и востока (см. рис. 85). В 100 м от контакта и далее развиты слабо ороговикованные породы. Песчаники имеют существенно кварцевый состав с незначительным количеством плагиоклаза. Сланцы пятнистые, состоят из глинистых частиц, чешуек хлорита, серицита, биотита (около 3%), кварца.

В интервале 3—50 м от контакта развиты олигоклаз-биотит-кварцевые, кордиерит-биотит-плагиоклазовые, андалузит-биотит-плагиоклазовые роговики по глинистым сланцам, бедные кварцем, изредка — маломощные прослои амфибол-плагиоклаз-кварцевых роговиков, образованных за счет известковистых песчаников.

Северный контакт адамеллитов на протяжении около 5 км повсеместно четкий и резкий. Плоскость контакта погружается на север в соответствии с падением вмещающих пород. Чаще всего среднезернистые адамеллиты контактируют с роговиками без каких-либо переходов. Эндоконтактовые адамеллиты отличаются только отсутствием роговой обманки и развитием рыжего (в шлифах) биотита. Заметных различий в химизме не обнаруживается (№ 24, 29, 30 в табл. 31). Зона биотитовых адамеллитов имеет ширину не более 1,5—3,0 м; рыжий оттенок в биотите фиксируется значительно дальше: до 50 м от контакта.

Наблюдаемые иногда контаминированные сланцевым материалом адамеллиты приближаются по содержанию SiO_2 к гранодиоритам, хотя

столь же бедны известью и магнезией (если не беднее), как и адамеллиты внутренних частей интрузива (№ 2 в табл. 31).

Вдоль контактов адамеллитов с роговиками или в апикальных частях апофиз иногда развиты маломощные (3—5 см) меланократовые, обогащенные биотитом зонки, обычно ассоциирующие с лейкократовыми обособлениями кварц-полевошпатового состава. Нередко вдоль контактов наблюдаются такие же маломощные лейкократовые оторочки, имеющие кварц-олигоклазовый состав и обогащенны е натрием (№ 36, 37 в табл. 31). Реже оторочки, наоборот, бедны плагиоклазом, имеют кварц-микроклиновый состав и обогащены калием (№ 38, 39 в табл. 31). Аналогичного типа лейкограниты слагают апофизы, проникающие в роговики и начинающиеся в эндоконтактовой зоне адамеллитов.

Общей чертой эндоконтактовых зон является неравномерное распределение микроклина и, в целом, пониженное его содержание в зоне непосредственного эндоконтакта шириной от нескольких сантиметров до 1 м. Весьма неравномерным распределением микроклина характеризуются и приконтактовые роговики, в которых встречаются участки, богатые микроклином и соответственно калием (№ 73, 74 в табл. 31). На долю биотит-плагиоклазовых и плагиоклаз-биотит-кварцевых роговиков, лишенных микроклина, приходится примерно половина объема экзоконтактовых образований. Весь калий в них сосредоточен в биотите (№ 75 в табл. 31).

Для выяснения вариаций состава адамеллитов через весь Койташский интрузив с севера на юг по меридиану пос.Койташ пройден петрохимический профиль, охарактеризованный 19 пробами (рис. 87). Как видно из графика, состав адамеллитов по всему профилю в общем постоянный. Лишь в непосредственных контактах существенно уменьшается содержание CaO, K_2O, MgO и FeO и увеличивается SiO_2. Примерно по той же линии М. В. Сухиным пройден геолого-геофизический разрез (рис. 88), который дополняет петрохимические данные. М. В. Сухин подчеркивает, что почти на всем протяжении разреза колебания облика, состава и, соответственно, плотности адамеллитов незначительны. В обоих эндоконтактах им выделены узкие зоны более кислых гранитов. Замечательно то, что примыкающие к последним адамеллиты в полосе шириной 250—300 м на юге и 700—750 м на севере обладают пониженной средней плотностью (соответственно 2,62 и 2,59 против 2,63 для нормальных адамеллитов), а следовательно, они несколько более лейкократовые, чем во внутренних частях интрузива.

Таким образом, все имеющиеся данные свидетельствуют о том, что по мере приближения к контактам происходит уменьшение основности адамеллитов, а не увеличение, как предполагалось ранее К. Л. Бабаевым и другими исследователями.

Контакты адамеллитов с мраморами изучались рядом с пос. Койташ и в районе пос. Угат.

Адамеллиты в 50—100 м от мраморов, как правило, имеют обычный облик и состав, но ближе к контакту почти всегда переходят в мелкозернистые порфировидные лейкограниты, лишенные роговой обманки. Контакты бывают как прямолинейными, так и извилистыми, с множеством апофиз мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, уходящих в мраморы на 50—100 м и далее (рис. 86, *б*, *в*). Апофизы обычно (но не всегда) сопровождаются скарнами. Мраморы местами включают редкие маломощные прослои мелкозернистых пироксен-плагиоклазовых и пироксен-гранат-плагиоклазовых роговиков, содержащих роговую обманку.

Приконтактовые граниты очень неоднородны: разнозернистые, с более или менее лейкократовыми аплитовидными или пегматоидными участками, то расплывчатыми, то относительно резкими, переходящими

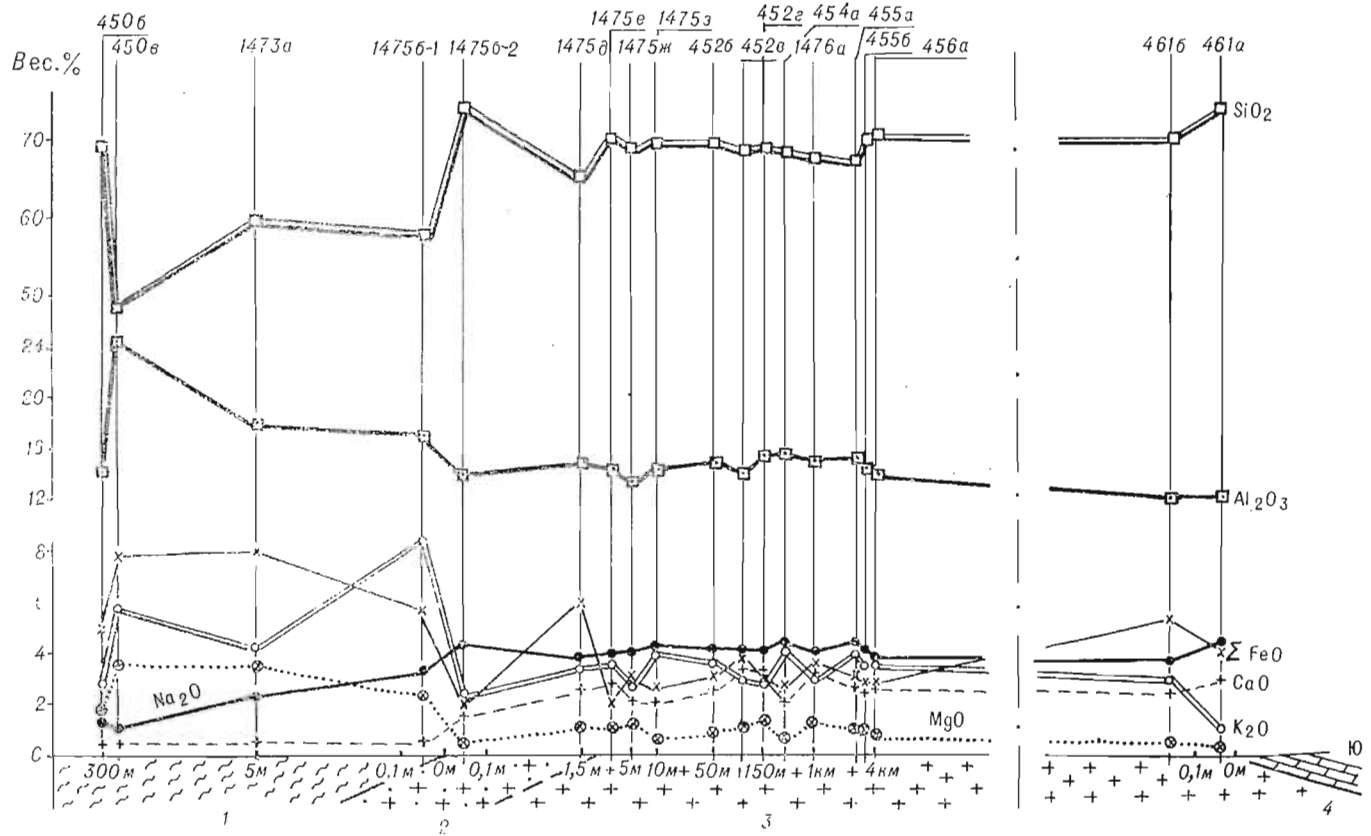


Рис. 87. Петрохимический профиль через Койташский интрузив по меридиану пос. Койташ.

1 — алюмосиликатные роговики; *2* — биотитовые адамеллиты, *3* — роговообманково-биотитовые адамеллиты; *4* — мраморы (см. табл. 31).

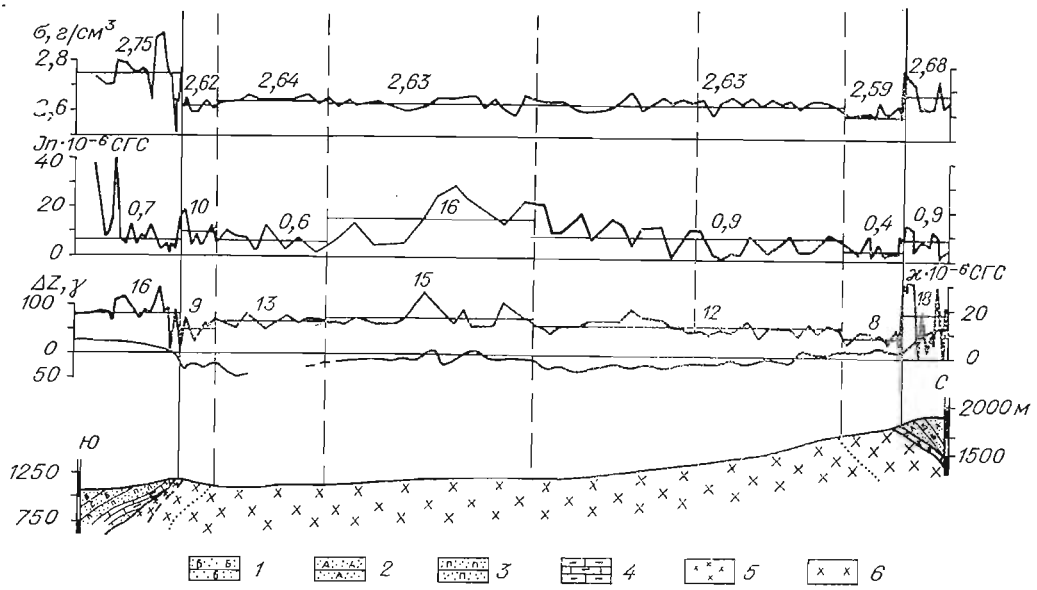


Рис. 88. Геолого-геофизический разрез через Койташский интрузив по меридиану пос. Койташ. Сост. М. В. Сухин.

1 — биотитовые роговики; *2* — андалузитовые роговики; *3* — пироксеновые роговики; *4* — мраморизованные известняки, мраморы, скарны; *5* — мелко-среднезернистые граниты; *6* — среднекрупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые адамеллиты. Графики: σ — плотности, χ — магнитной восприимчивости, *Jn* — остаточной намагниченности, *ΔZ* — наземной магнитометрической съемки.

в жилообразные тела. Характерна бедность микроклином или полное его отсутствие, т. е. породы могут быть названы лейкократовыми плагиогранитами. Из цветных минералов в переменном количестве и в разных сочетаниях присутствуют биотит, роговая обманка и моноклинный пироксен. Участками в равном с плагиоклазом или даже большем количестве развит микроклин.

Плагиоклаз в приконтактовых лейкогранитах всегда представлен олигоклазом или (в породах с преобладанием микроклина) альбитом. Он часто зональный, изредка с рекуррентной зональностью. Моноклинный пироксен бесцветный или бледно-зеленоватый, образует крупные порфиробласты, замещающие плагиоклаз; связан с этапом скарнообразования, наложенным на лейкограниты. Роговая обманка бурая или густо-зеленая. Вместе с пироксеном она обычно замещается тремолитом. Биотит образует разного размера пластины, иногда крупные (до 5 мм), имеющие ярко-красный оттенок в шлифах. Они имеют вид пойкилобластов, содержат многочисленные включения плагиоклаза. Широко развит сфен в виде крупных зерен с разной степенью идиоморфизма. Редки апатит и ортит.

Характерной особенностью приконтактовых лейкогранитов является повышенное содержание кварца (до 40—50%). Соответственно они весьма богаты кремнеземом (№ 40—45 в табл. 31) и по сравнению с адамеллитами беднее магнием, железом и кальцием. Соотношения щелочей сильно варьируют: наряду с высоконатровыми встречаются калинатровые и калиевые лейкограниты.

Мелкозернистые роговообманково-биотитовые граниты образуют небольшое интрузивное тело у северного контакта. Ширина его от 50 до 100 м, площадь не более 0,3 кв. км. Дайки аналогичных гранитов отмечены в других частях интрузива.

Рассматриваемые породы более мелкозернистые и лейкократовые, чем адамеллиты главной фазы, резкопорфировидные, переходящие в крупновкрапленниковые. Роговая обманка различается с трудом.

Вкрапленники представлены зональным андезин-олигоклазом, кварцем, микроклином, мелкими выделениями роговой обманки и биотита. Основная масса микроаллотриоморфнозернистая, гранулитовая, по составу отвечает лейкограниту.

Контакт гранитов с адамеллитами четкий, резкий, с апофизами и явлениями лейкократизации (рис. 86, *г*, *е*). В адамеллитах по соседству с контактом встречаются зоны лейкократизации (гранитизации), переходящие по простиранию в жило- или дайкообразные тела, породы которых по облику и составу очень сходны с гранитами интрузивного тела (фото 66).

К контакту с роговиками в гранитах исчезает роговая обманка, породы становятся более кислыми и лейкократовыми (№ 48, 51, 53 в табл. 31). Сам контакт как линию провести затруднительно из-за обилия крупных апофиз в роговиках и блоков роговиков в гранитах (рис. 86, *г*).

В зоне контакта происходит дробление ксенолитов роговиков на остроугольные обломки, расчленяемые инъекциями лейкогранит-аплита, и частичная гранитизация роговиков. Вокруг ксенолитов образуются очень характерные аплитовидные оторочки (фото 64). Такой же лейкократовый характер имеют апофизы, уходящие в роговики на расстояние до 50 м и более.

Несмотря на обилие ксенолитов роговиков, в том числе сильно переработанных и дезинтегрированных («теневых»), цементирующие их породы представлены очень кислыми и лейкократовыми гранитами или аплитовидными гранитами. Переработка ксенолитов выступает в данном случае не как фактор контаминации гранитного расплава фемическими компонентами, а всего лишь как промежуточная стадия общего процесса лейкократизации, приводящего к магматическому замещению роговиков непосредственно лейкогранитом. Процесс лейкократизации был неоднократным. Наблюдаются зоны аплитового и пегматит-аплитового состава, переходящие в жилообразные тела, а затем в дайки, которые относятся к нескольким генерациям (фото 66). В удалении от контакта на 100—150 м апофизы представлены только жилообразными телами аплитов и пегматит-аплитов мощностью не более 10—20 см. Еще далее остаются лишь единичные маломощные пегматит-аплитовые жилы.

Приконтактовые лейкограниты имеют гипидиоморфнозернистую, аллотриоморфнозернистую или разнозернистую пегматоидную структуры. Содержание биотита не превышает 1—3%, часто присутствует мусковит. Микроклин либо преобладает над плагиоклазом, либо равен ему по количеству.

Породы всегда богаты кремнеземом и бедны фемическими компонентами (№ 51—58 в табл. 31). Характерны значительные вариации содержаний калия и натрия. Самые удаленные от контакта апофизы более натровые. Обогащение лейкогранитов калием максимально вблизи контакта интрузивного тела с роговиками. Роговики, образованные преимущественно по алевролитам, по сравнению не только с приконтактовыми лейкогранитами, но и с адамеллитами в среднем гораздо основнее (т. е. богаче магнием, железом и беднее кремнеземом). В то же время они богаче калием и беднее натрием. Все эти особенности химизма приконтактовой зоны иллюстрированы петрохимическим профилем (рис. 89).

Роговики в эндоконтакте описываемых гранитов имеют кварц-плагиоклаз-биотитовый состав с неравномерным распределением микроклина и кварца. В количестве до 10% встречается кордиерит или слюдистые псевдоморфозы по нему. Гранитизация проявлена весьма слабо — главным образом в непосредственной близости к контакту, и притом между сближенными лейкогранитными апофизами.

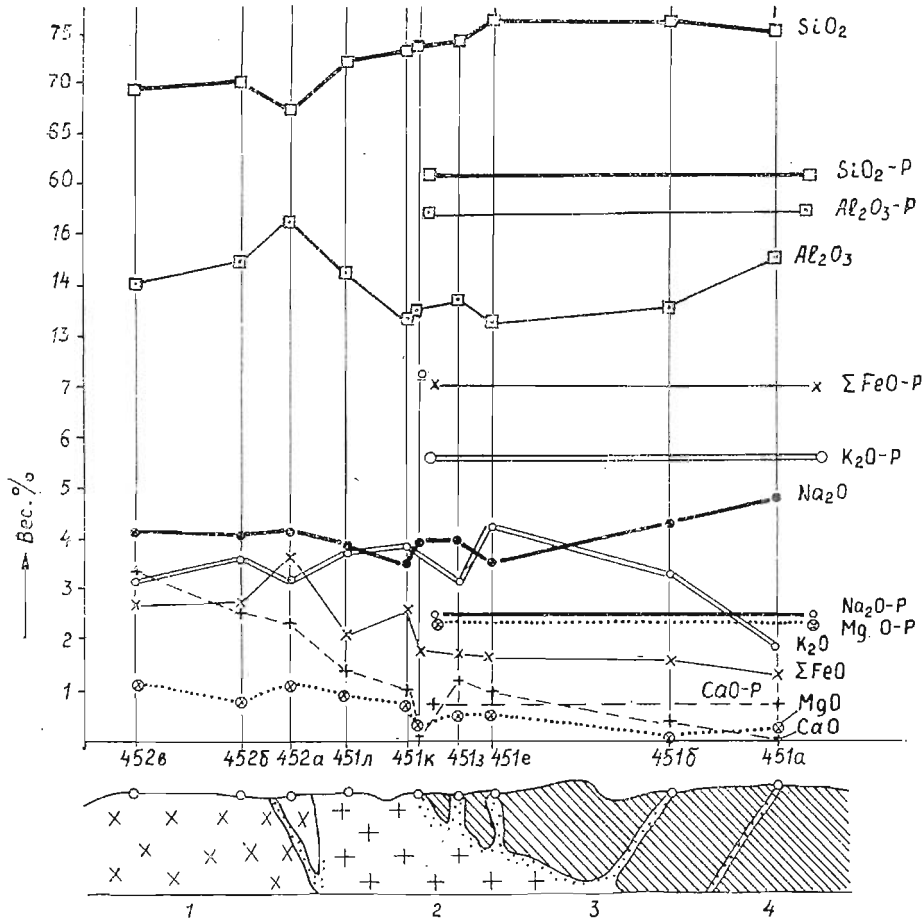


Рис. 89. Петрохимический профиль через северный контакт Койташского интрузива (см. рис. 86, *г*).

1 — адамеллиты главной фазы; *2* — роговообманково-биотитовые граниты; *3* — лейкограниты; *4* — роговики. Для сравнения нанесены прямые линии среднего состава роговиков (см. табл. 31).

Жильные аплиты, пегматит-аплиты, изредка пегматиты распространены главным образом в прилегающих к контактам частях интрузива, реже — в его центральной части. По составу и особенностям химизма (№ 59—64 в табл. 31) они аналогичны описанным выше приконтактовым породам. Выделяется несколько их генераций (см. рис. 86, *д* и др.). Большей частью они, видимо, сопряжены с гранитами последней фазы, для которых приконтактовая лейкократизация и формирование апофиз аплитов и пегматит-аплитов, как описано выше, были наиболее интенсивными.

К числу более поздних образований относятся тонкие (2—3 см) жилы и прожилки лейкогранит-аплитов, секущих скарны (рис. 86, *ж*). По составу и химизму (№ 65 в табл. 31) они не отличаются от более ранних приконтактовых пород, тут же испытывающих скарнирование. Аналогичные послескарновые аплиты ранее отмечались А. Ф. Свириденко. Они редки и требуют для обнаружения специального внимания.

Послегранитовые дайки в пределах Койташского интрузива образуют компактный веерообразный рой или пучок (см. рис. 85); встречаются за пределами интрузива на расстоянии до 4 км. Среди них различаются адамеллит- и гранодиорит-порфиры, кварцсодержащие диорит-порфириты, близкие к спессартитам. Как установлено З. А. Юдалевичем, дайки формировались в антидромной последовательности. На

Таблица 31

Койташский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_2	CO_2	Сумма
							1. Габбро измененное										
1	461д	49,74	0,35	14,47	3,18	8,93	0,98	1,20	14,42	3,04	0,25	0,48	4,09	0,14	0,10	2,31	101,27
							2. Адамеллиты										
2	1475д	66,20	0,46	15,00	3,20	3,15	0,11	1,02	2,57	3,85	3,34		0,26				99,16
3	КС-67	67,11	0,14	15,67	1,10	2,89	0,04	1,35	3,55	4,05	3,59	0,45	0,34	0,18	—	0,07	100,46
4	п-138	67,30	0,31	16,30	1,14	2,65	0,04	1,10	4,34	3,60	1,64	0,28	1,29	0,05	0,10	0,50	100,04
5	452а	67,30	0,24	16,50	—	4,18	0,11	1,04	2,32	4,19	3,17		0,20				99,25
6	3П	67,34	0,75	15,38	0,66	2,92	0,04	1,66	3,49	3,85	3,10		0,70	0,15			100,04
7	7П	67,91	0,57	14,98	0,60	2,34	0,66	1,71	3,07	3,96	3,28		0,64	0,15			99,87
8	452г	68,00	0,50	14,85	1,80	1,86	0,13	1,26	3,10	4,12	3,04		0,07				99,26
9	454а	68,00	0,48	15,00	1,93	1,86	0,10	1,24	3,20	3,99	3,30		1,04				100,14
10	466а	68,00	0,40	15,70	1,91	1,94	0,06	0,40	2,87	3,96	3,20		1,38				99,82
11	455а	68,20	0,42	15,50	1,61	1,61	0,10	1,02	2,77	4,16	4,06		0,84				100,29
12	2712/20	68,43	0,47	15,13	0,49	2,26	0,06	1,60	3,14	4,00	3,60		0,63	0,11			99,92
13	17п	68,51	0,65	14,92	0,35	2,88	0,06	1,46	3,14	3,95	3,28		0,54	0,15			99,89
14	10п	68,52	0,65	14,66	0,58	2,81	0,06	1,41	2,93	3,67	3,48		0,78	0,14			99,69
15	п-139	68,70	0,37	14,10	1,95	2,50	0,05	1,20	2,60	3,55	4,21	0,13	0,95	0,09	0,16	0,05	100,40
16	13п	68,77	0,57	15,17	0,29	2,55	0,02	1,41	3,11	4,21	3,36		0,36	0,12			99,94
17	61а	68,87	0,43	15,13	—	3,18	0,05	1,30	2,87	3,85	3,30		0,90	0,12			100,00
18	1476а	69,00	0,34	15,70	1,28	1,51	0,08	0,58	1,95	4,30	4,05		0,56				99,35
19	452в	69,00	0,33	14,10	2,13	1,86	0,09	1,10	3,32	4,16	3,18		1,32				100,59
20	452г	69,13	0,45	15,57	0,63	2,52	0,09	1,30	2,80	4,00	3,00	0,32	0,89	0,17	0,10	—	100,87
21	198ск	69,30	0,50	14,51	0,19	2,94	0,07	1,06	2,88	3,86	3,60	0,12	1,02	0,13	0,02	0,22	100,18
22	21П	69,33	0,57	15,11	0,60	2,34	0,06	1,31	2,72	3,95	3,48		0,36	0,15			99,98
23	1774	69,40	0,40	14,48	0,90	2,37	0,06	1,20	3,08	3,61	2,67	0,14	1,44	0,14	0,12	0,60	99,89
24	1475ж	69,50	0,35	13,60	1,34	1,79	0,06	1,10	2,05	3,94	2,90		1,10				97,73
25	1083	69,64	0,30	16,66	0,02	2,15	0,04	0,65	1,60	5,96	2,34	0,07	0,63				99,99
26	1084	69,64	0,86	14,36	1,11	2,30	0,12	1,34	3,10	3,39	3,36	0,09	0,62				100,20
27	1871/50	69,67	0,48	15,05	0,43	2,70	0,03	1,34	2,78	3,42	3,56		0,57	0,11			100,14
28	2П	69,81	0,54	14,60	0,19	2,60	0,03	1,44	2,80	3,86	3,86		0,56	0,12			100,41
29	1475з	70,00	0,47	14,50	1,02	1,79	0,14	0,66	2,05	4,12	4,09		0,54				99,38

30	452б	70,00	0,35	15,00	1,87	1,29	0,13	0,80	2,50	4,07	3,60		0,94				100,55
31	1086	70,34	0,30	16,02	0,02	2,15	0,08	1,44	1,70	5,48	2,34		0,03				99,90
32	455б	70,50	0,36	14,45	1,63	1,43	0,09	0,92	2,55	4,12	3,51		0,72				100,28
33	1475е	70,60	0,44	14,80	1,67	1,58	0,08	1,00	2,82	3,90	3,62		1,32				101,83
34	456а	70,60	0,36	14,05	1,46	1,58	0,10	0,86	2,65	3,81	3,71		0,92				100,10
35	1085	70,62	0,31	14,58	0,65	2,40	0,04	0,12	2,90	5,23	2,56	0,18		0,02	0,02	0,94	99,43
Среднее	из 34	69,88	0,44	14,83	0,86	2,12	0,08	1,03	2,56	4,17	3,26	0,04	0,73	0,05	0,02	0,11	100,05
								3. Лейкограниты из контактов с роговиками									
36	1475б-2	74,50	0,21	13,90	0,96	1,14	0,02	0,42	1,57	4,80	2,34		0,40				99,76
37	1473б-2	75,70	0,21	13,90	0,79	1,29	0,02	0,42	1,57	3,94	2,16		1,18				101,18
38	КС-64	76,20	0,06	14,22	0,78	0,30	—	Сл.	1,00	2,70	4,02	—	0,68	—			99,96
39	КС-63	76,35	0,03	13,06	0,65	0,30	—	0,02	1,71	2,07	5,23	0,19	0,46	0,03		0,15	100,10
Среднее	из 4	75,69	0,13	13,77	0,79	0,76	0,01	0,21	1,46	3,25	3,44	0,05	0,68	0,01		0,03	100,24
								4. Лейкограниты из контактов с мраморами									
40	461б	71,00	0,35	12,20	2,36	3,30	0,14	0,58	2,45	3,82	3,21		—				99,41
41	461в	73,30	0,24	12,90	2,21	2,65	0,13	0,14	4,10	3,74	0,27		0,50				100,18
42	466б	74,70	—	11,90	—	4,47	0,08	—	0,80	2,86	5,18		—				99,99
43	461а	74,80	0,24	12,20	1,75	2,29	0,10	0,40	3,00	4,24	1,05		0,62				100,69
44	464ж	76,50	0,08	12,90	—	1,73	0,08	0,06	1,85	1,60	5,40		0,40				100,60
45	151	76,96	—	12,11	0,79	—	—	0,10	1,20	3,83	3,34	0,12	1,10		—	1,22	99,55
Среднее	из 6	74,54	0,12	12,36	1,18	2,41	0,09	0,21	2,23	3,35	3,07	0,02	0,44		0,20		100,03
								5. Роговообманково-биотитовые граниты									
46	С-186/29	71,21	0,43	13,47	0,51	2,44	0,03	1,31	2,20	3,81	3,39		0,95	0,08			99,83
47	5П	71,50	0,35	14,21	0,15	1,94	0,04	1,01	2,37	3,97	3,85		0,74	0,09			100,22
48	451л	72,20	0,27	14,26	0,82	1,98	0,06	0,90	1,40	3,84	3,80	0,18	0,80	0,11	0,05	0,10	100,62
49	1476б	72,50	0,24	14,00	1,17	1,29	0,07	0,40	1,10	3,76	4,16		0,92				99,61
50	455в	73,00	0,06	14,40	—	2,74	0,05	0,40	1,30	3,72	4,00		0,14				99,81
Среднее	из 5	72,08	0,27	14,07	0,53	2,08	0,05	0,80	1,67	3,82	3,84	0,04	0,71	0,06	0,01	0,02	100,02
								6. Лейкограниты из контакта с роговиками									
51	451к-3	73,36	0,28	12,72	0,03	2,59	0,02	0,75	0,93	3,52	3,82	0,22	1,77	0,17			100,18
52	451к-2	73,62	—	13,01	0,19	1,58	0,02	0,25	—	3,88	7,30	0,08	0,60	0,16			100,69
53	451з	74,25	0,19	13,35	0,92	1,15	0,05	0,50	1,17	3,95	3,15		0,90				99,58
54	451а	75,04	—	15,04	0,17	1,15	0,03	0,29	0,06	4,80	1,90	0,10	0,89	—			99,47
55	451в	75,46	0,05	13,49	0,08	0,65	0,01	0,30	0,98	3,29	5,70	0,16		0,02	0,10	0,10	100,19
56	451б-2	75,76	—	12,40	—	2,66	0,02	0,25	0,12	4,20	3,94	0,14	0,10	0,04			99,63

Таблица 31 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма
57	451е	76,17	0,15	12,26	0,05	1,51	0,05	0,50	0,98	3,52	4,25	0,12	0,60	0,05	0,10	0,10	100,21
58	451б-1	76,34	—	13,05	0,11	1,54	0,02	—	0,35	4,30	3,30	0,08	0,37	0,02			99,48
Среднее	из 8	75,00	0,08	13,16	0,19	1,60	0,03	0,35	0,57	3,93	4,17	0,12	0,65	0,06	0,02	0,04	99,92
								7. Лейкограниты и аплиты дайковые									
59	444	74,08	0,25	13,65	0,13	1,64	0,03	—	1,80	4,00	4,32	—	0,16	0,06	0,03	0,11	100,12
60	КС-30	73,34	0,06	12,81	0,32	1,69	0,02	0,26	1,61	2,79	5,00	—	1,32	0,03	0,25	0,55	99,25
61	301	74,36	0,10	13,21	1,19	1,18	0,02	0,24	2,20	2,90	2,63	0,26	0,63	0,23	—	0,23	99,15
62	КС-57	77,34	—	13,00	0,75	0,35	—	Сл.	0,80	3,05	4,27	—	0,32				99,88
63	КС-79	77,44	—	14,48	0,22	0,40	—	0,28	2,50	3,66	0,69	—	0,40				100,07
64	КС-58	78,00	—	13,45	0,12	0,43	—	Сл.	0,70	3,00	3,62	—	0,24				99,56
Среднее	из 6	75,76	0,07	13,43	0,45	0,95	0,003	0,13	1,62	3,23	0,04	0,51	0,05	0,04	0,04	0,15	99,66
								8. Аплит, секущий скарн									
65	464в-1	73,00	0,08	15,00	0,90	1,08	0,06	—	0,80	2,61	3,78		0,36				97,67
								9. Гранодиорит-порфиры дайковые									
66	1219	64,99	0,30	16,67	2,07	2,10	—	1,87	4,90	3,89	1,96	0,16	0,80	0,05		1,00	99,60
67	18II	66,55	0,75	15,64	1,10	2,62	0,07	1,81	3,69	3,95	2,92	0,56		0,21			99,87
68	1618/9	67,35	0,55	15,12	1,02	2,41	0,06	1,80	2,80	3,40	3,40		1,60	0,18			99,69
Среднее	из 3	66,30	0,53	15,81	1,40	2,38	0,04	1,83	3,79	3,75	2,76	0,19	0,80	0,15		0,33	99,73
								10. Диоритовые порфириты дайковые									
69	1604	46,55	1,55	16,04	4,10	5,32	0,13	5,50	8,82	3,47	2,28	0,25	4,23	0,68			98,92
70	3310/2	51,60	0,87	11,34	1,05	6,62	0,06	10,50	12,05	2,21	0,57		1,70	0,18			98,75
71	1618/1	52,99	0,89	16,23	1,14	5,83	0,09	5,60	6,60	3,47	2,34		4,00	0,34			99,54
Среднее	из 3	50,38	1,10	14,54	2,10	5,92	0,09	7,20	9,16	3,05	1,73	0,08	3,31	0,40			99,07

72	4506	49,00	1,16	24,40	5,83	2,44	0,15	3,50	0,52	0,87	5,83		5,90				99,50
73	1473б-1	54,70	0,92	18,30	5,40	3,30	0,08	2,70	0,80	2,26	8,82		2,78				100,06
74	1475б-1	58,30	0,90	17,10	4,84	1,36	0,10	2,30	0,47	3,22	8,44		3,14				100,17
75	1437а	60,00	0,93	18,10	5,25	3,30	0,14	3,40	0,55	2,26	4,18		1,98				100,09
76	451к-1	66,88	0,76	13,06	0,41	5,10	0,09	2,09	—	3,05	6,78	0,16	1,33	0,17			99,88
77	1473а	67,50	0,52	13,25	4,50	4,95	0,12	0,96	1,67	3,54	2,26		—				99,27
78	4506	69,50	0,72	14,30	3,69	1,58	0,12	1,70	0,55	1,65	2,74		3,50				100,05
Среднее	из 7	60,84	0,84	16,93	4,27	3,15	0,11	2,38	0,65	2,41	5,56	0,02	2,66	0,03			99,85

Примечание. 1 (Э. И.) — габбро мелко-среднезернистое, 150—200 м к югу от горного цеха в пос. Койташ, сильно изменено (актинолит, хлорит, кальцит, соссюрит). 2 (кв) (А. П.) — биотитовый адамеллит, 0,5 м от контакта с роговиками, северный контакт интрузива. 3 — хлоритизированный гранодиорит, в 7 м от контакта со сланцами, 1,2 км к югу от Кокбулак, по А. Ф. Свириденко. 4 (М. С.) — адамеллит. 5 (кв) (Э. И.) — адамеллит у контакта с порфировидными гранитами, северный контакт интрузива. 6 — адамеллит, по Е. В. Чукарову. 7 — то же. 8 (Э. И.) — адамеллит, в 150 м от северного контакта. 9 (Э. И.) — то же, в 1 км на юг от северного контакта. 10 (кв) (Э. И.) — то же, в 50 м от контакта с мраморами, пос. Угат. 11 (кв) (Э. И.) — то же, в 3 км от северного контакта, центральная часть интрузива. 12 — адамеллит, по Е. В. Чукарову. 13, 14 — то же. 15 (М. С.) — адамеллит измененный. 16 — адамеллит, по Е. В. Чукарову. 17 — то же. 18 (кв) (А. П.) — адамеллит, в 200 м от контакта со сланцами. 19 (кв) (Э. И.) — то же, в 100 м от северного контакта. 20 (Э. И.) — средне-крупнозернистый адамеллит, в 150 м от контакта. 21 (З. Ю.) — адамеллит. 22 — то же, по Е. В. Чукарову. 23 (М. С.) — то же. 24 (кв) (А. П.) — то же, в 5 м от северного контакта. 25 — гранодиорит, по К. Л. Бабаеву. 26 — гранит, по В. А. Николаеву. 27 — адамеллит, по Е. В. Чукарову. 28 — то же. 29 (кв) (А. П.) — адамеллит, в 10 м от северного контакта. 30 (Э. И.) — то же, в 50 м от контакта. 31 — гранит, по К. Л. Бабаеву. 32 (Э. И.) — адамеллит, в 3,5 км от северного контакта, центральная часть интрузива. 33 (А. П.) — адамеллит, в 3 м от северного контакта. 34 (кв) (Э. И.) — то же, в центре интрузива. 35 — гранит, по А. Б. Баталову, центр интрузива. 36 (кв) (А. П.) — лейкократовый биотитовый гранит из контакта со сланцами. 37 (кв) (А. П.) — то же. 38 — мусковитовый лейкогранит, в 1,7 м от контакта со сланцами, по А. Ф. Свириденко, 1,2 км к югу от Кокбулак. 39 — лейкогранит, окварцованный из контакта со сланцами, там же. 40 (кв) (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый гранит с пироксеном (частично скарнирован), в 0,2 м от контакта, пос. Койташ. 41 (кв) (Э. И.) — измененный плагиогранит-аплит из центра апофизы, там же. 42 (кв) (Э. И.) — роговообманковый гранит, богатый микроклином, из апофизы в мраморах, пос. Угат. 43 (кв) (Э. И.) — мелкозернистый лейкогранит, скарнированный, из контакта с мраморами, пос. Койташ. 44 (Э. И.) — лейкогранит из апофизы, там же. 45 — доскарновая аплитовидная порода, по К. Л. Бабаеву. 46 — гранит, по Е. В. Чукарову, дайка в адамеллитах. 47 — то же. 48 (Э. И.) — гранит, в 20 м от контакта с роговиками, северное краевое тело. 49 (А. П.) — гранит из дайки в адамеллитах, в 150 м от северного контакта. 50 (кв) (Э. И.) — роговообманково-биотитовый гранит-порфир из дайки в адамеллитах в центре интрузива. 51 (Э. И.) — приконтактовый мелкозернистый порфировидный гранит, северное интрузивное тело. 52 (Э. И.) — мелкозернистый аплит из апофизы в роговике, там же. 53 (кв) (Э. И.) — биотитовый лейкогранит из крупной апофизы, там же. 54 (Э. И.) — пегматит-аплит из жилы в роговиках, в 150 м от контакта. 55 (Э. И.) — то же, из дайки в 100 м от контакта. 56 (Э. И.) — поздний аплит из дайки в в 100 м от контакта. 59 — лейкогранит, по К. Л. Бабаеву. 60 — то же, переходящий в аплит, цементирующий ксенолиты роговиков. 58 (Э. И.) — ранний аплит из дайки 100 м от контакта. 57 (Э. И.) — мелкозернистый порфировидный гранит, по А. Ф. Свириденко, 61 — то же, по А. Б. Баталову и З. Н. Королевой. 62 — то же, по А. Ф. Свириденко. 63, 64 — то же. 65 (кв) (Э. И.) — аплит, секущий скарн, пос. Койташ. 66 — кварцевый диорит-порфирит, по К. Л. Бабаеву. 67 — кварцевый монцонит-порфир по Е. В. Чукарову и И. В. Мушкину. 68 — гранодиорит-порфир, по тем же авторам. 69 — спессартит, по Е. В. Чукарову. 70 — то же, скарнированный. 71 — лампрофировидный диорит-порфирит, по Е. В. Чукарову и И. В. Мушкину. 72 (кв) (Э. И.) — пятнистый сланец, в 250 м от северного контакта. 73 (кв) (А. П.) — кварц-биотит-плагиоклазовый микроклинизированный роговик, близ северного контакта. 74 (кв) (А. П.) — кварц-биотит-микроклиновый роговик из северного контакта. 75 (кв) (А. П.) — биотит-кордиеритовый роговик, в 5 м от контакта, там же. 76 (Э. И.) — то же, из контакта с гранитами. 77 (кв) (А. П.) — меланократовый контаминированный адамеллит из жилы-зоны в роговике рядом с контактом адамеллитов. 78 (Э. И.) — песчаник слабороговикованный, в 300 м от контакта.

Знаком (кв) отмечены анализы, выполненные на квантометре в химико-спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР (руководитель Н. В. Арнаутов). Сравнение с анализами, выполненными обычными химическими методами, позволяет убедиться в достаточной точности квантометрических определений.

западе интрузива (200 м к северо-западу от выс. 1435,5 м) наблюдался контакт сближенных даек гранодиорит-порфира и более позднего диорит-порфирита с апофизами и закалкой. Там же, к юго-востоку от выс. 1306,6 м, отмечена сложная дайка мощностью 2—3 м, в зальбандах которой залегают кварцсодержащие диорит-порфириты, а в осевой части — диорит-порфириты, секущие своими апофизами породы зальбандов. Мощность даек достигает 10—20 м, протяженность — 4—5 км.

Параллельно некоторым дайкам прослеживаются кварцевые жилы с сульфидами и шеелитом, вблизи которых породы даек сильно окварцованы и серицитизированы .В шахте Угат порфириты секут скарны, но сами гидротермально изменены и пронизаны кварц-сульфидными прожилками. Таким образом, по положению в общей последовательности интрузивных и жильных пород, по антидромному порядку внедрения, наконец, по ассоциации с постмагматической рудной минерализацией рассматриваемые дайки несомненно относятся к дайкам 2-го этапа и принадлежат Кульджуктауской серии.

* * *

В связи с публикацией о находке гранитной гальки в позднепалеозойских конгломератах, развитых по соседству с интрузивом (Хамрабаев, Аскаров, 1964), сначала Е. В. Чукаровым, а затем Э. П. Изохом и З. А. Юдалевичем, независимо друг от друга, были предприняты попытки воспроизвести это наблюдение, однако, с отрицательным результатом.

Специальное внимание было уделено выходам конгломератов C_2m_2—C_3 к юго-востоку от интрузива, рядом с кишл. Ингичке, а также у южного контакта, к запад-юго-западу от пос. Каримсай. Возле кишл. Ингичке конгломераты крупногалечные, с редкими валунами, с прослоями песчаников и алевролитов. Галька состоит из известняков, кремнистых пород, реже песчаников и алевролитов. Она прекрасно окатана и, скорее всего, принесена издалека. Интрузивных пород или хотя бы роговиков в составе конгломератов обнаружено не было, несмотря на тщательные поиски в обнажениях и просмотр большого числа специально изготовленных шлифов гравелитов. Близ кишл. Ингичке конгломераты залегают вне пределов контактового ореола и не метаморфизованы. Близ пос. Каримсай те же конгломераты, напротив, подходят вплотную к интрузиву и у самого контакта очень сильно метаморфизованы, вплоть до состояния сливных крепких роговиков с раковистым изломом. Кроме того, они сильно биотитизированы и участками гидротермально изменены (скарнированы, актинолитизированы, серицитизированы, содержат сульфидную вкрапленность и т. п.). В гранитах у контакта исчезает роговая обманка, развиты аплитовые, пегматоидные и обогащенные биотитом контаминированные участки.

Итак, наблюдения свидетельствуют о прорывании толщи C_2m_2—C_3 Койташским интрузивом. Поэтому вопрос о верхней возрастной границе гранитоидов остается открытым.

Резюме по Койташскому интрузиву:

1. Последовательность формирования интрузива такова: габбро и габбро-порфириты — роговообманково-биотитовые адамеллиты (главная фаза) — роговообманково-биотитовые граниты и гранит-порфиры — аплиты, лейкограниты — гранодиорит-порфиры — диорит-порфириты и спессартиты.

2. Адамеллиты сопоставимы с одноименными породами Зирабулакских и Зиаэтдинских гор, Каратюбе, Ауминзатау. Практически однотипны скарны Койташа и Ингичке.

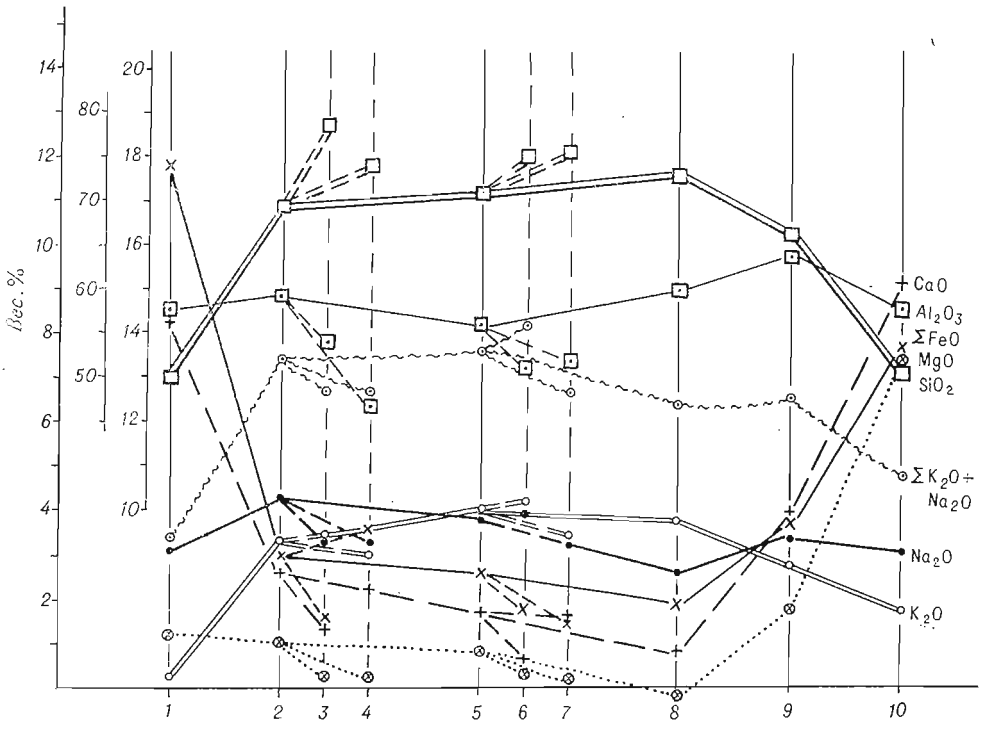


Рис. 90. Эволюция Койташского интрузива по фазам и приконтактовым фациям. Сост. по данным табл. 31.

1 — габбро; *2* — адамеллиты главной фазы; *3* — лейкограниты на контактах адамеллитов с алюмосиликатными роговиками; *4* — то же, на контактах с мраморами; *5* — роговообманково-биотитовые граниты; 6 — лейкограниты на контактах гранитов с роговиками; *7* — жильные лейкограниты и аплиты; *8* — аплит, секущий скарн; *9* — гранодиорит-порфиры; *10* — диорит-порфириты и спессартиты.

3. Интрузив, вопреки ранее высказанному представлению, не перекрыт грубообломочными отложениями C_2m_2—C_3, а прорывает их, что определяет нижнюю границу интрузивной серии.

4. Кульджуктауская серия в данном объекте (если считать габбро самостоятельными телами) резко контрастна: полностью выпадают промежуточные породы ряда кварцевые диориты — гранодиориты. Такая же контрастность фиксируется в составе послегранитовых даек, из которых ранние близки к адамеллитам, а поздние — к габброидам (рис. 90, 91). В отличие от других объектов соотношения щелочей в адамеллитах здесь несколько смещены в сторону натрия, но далеко не в той мере, как в Бокалинской серии. Судя по площадному распространению пород (рис. 91), интрузивная серия формально может быть названа незавершенной. Однако наличие поздней фазы гранитов и весьма широкое развитие приконтактовой лейкократизации позволяют утверждать, что очаговый ареал, к которому относится Койташский интрузив, взятый в целом, является по характеру интрузивной серии завершенным. С этих позиций наблюдаемое резкое доминирование адамеллитов может быть отнесено лишь к данному эрозионному срезу, т. е. расценено как явление случайного порядка. Поэтому гистограмма, построенная по числу анализов (рис. 91), на наш взгляд, объективнее отображает тип интрузивной серии, чем гистограмма площадей.

5. Наиболее яркая черта Койташского интрузива, отмечавшаяся и ранее — повсеместное развитие лейкократовых гранитов у контактов как с алюмосиликатными, так и с карбонатными вмещающими породами (рис. 90). Интенсивнее всего приконтактовая лейкократизация проявилась в связи с гранитами поздней фазы. Именно с ними, скорее всего, связана и главная часть кислых жильных пород.

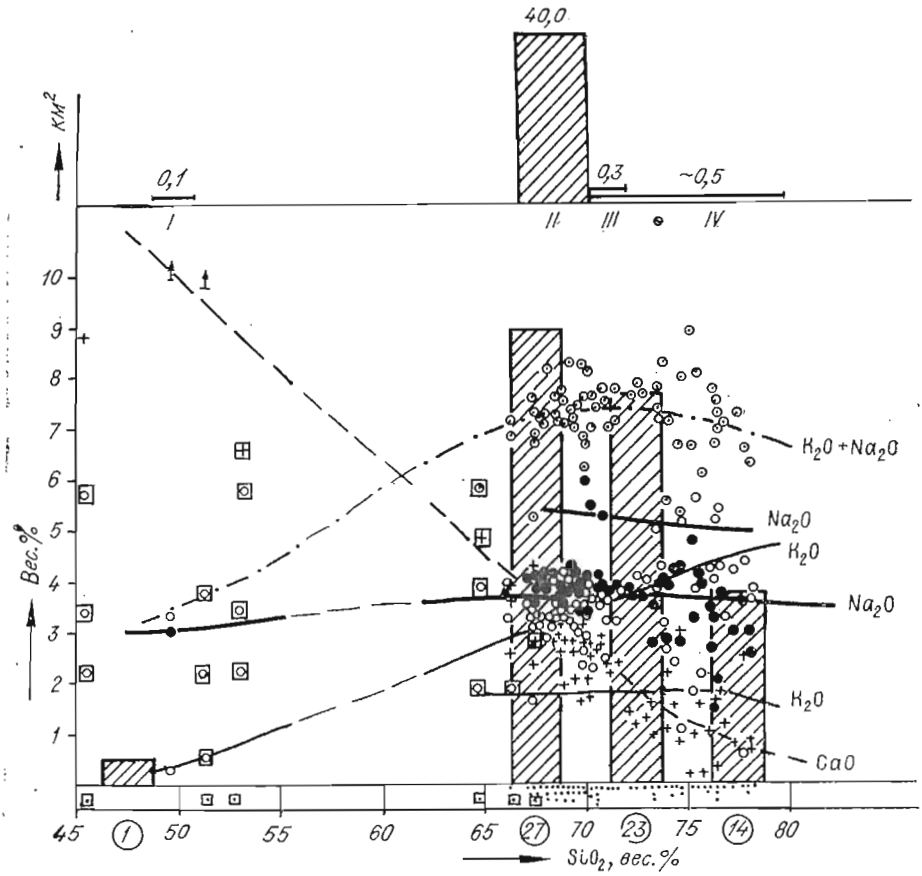


Рис. 91. Статистико-петрохимическая диаграмма Койташского интрузива. Сост. по данным табл. 31.

I — габбро; II — адамеллиты главной фазы; III — роговообманково-биотитовые граниты; IV — лейкограниты и аплиты. Квадратами обведены составы послегранитовых даек.

6. Наблюдения над обликом, микроскопическими особенностями, химизмом и петрофизическими свойствами адамеллитов приводят к вполне аргументированному выводу о том, что в центральных частях интрузива они сравнительно основные, а ближе к контактам — более кислые. Они переходят в биотитовые адамеллиты и уже затем в лейкограниты, аплиты и пегматит-аплиты. Состав краевых зон интрузива не обнаруживает прямой зависимости от алюмосиликатного или же от карбонатного состава боковых пород: наблюдаемая зональность определяется не влиянием среды, а внутренними факторами, скорее всего потоками лейкократизирующих компонентов, идущих из глубин к периферии интрузива.

Ауминзатауский интрузив

Изучался Н. П. Петровым, А. Ф. Соседко, И. Х. Хамрабаевым, В. М. Железновым, В. Ф. Поповым, Х. Рахматуллаевым. В последние годы в масштабе 1 : 50 000 закартирован Н. И. Позняковым (рис. 92), по данным которого преимущественно составлен этот раздел. Небольшие дополнения сделаны на основании маршрутного пересечения интрузива, выполненного Э. П. Изохом в 1967 г. Ранее здесь выделялось два интрузивных комплекса: габброидный (C_1) и гранитоидный (C_3 — P_1) (Хамрабаев, Рахматуллаев, 1964). Н. И. Позняковым выделен

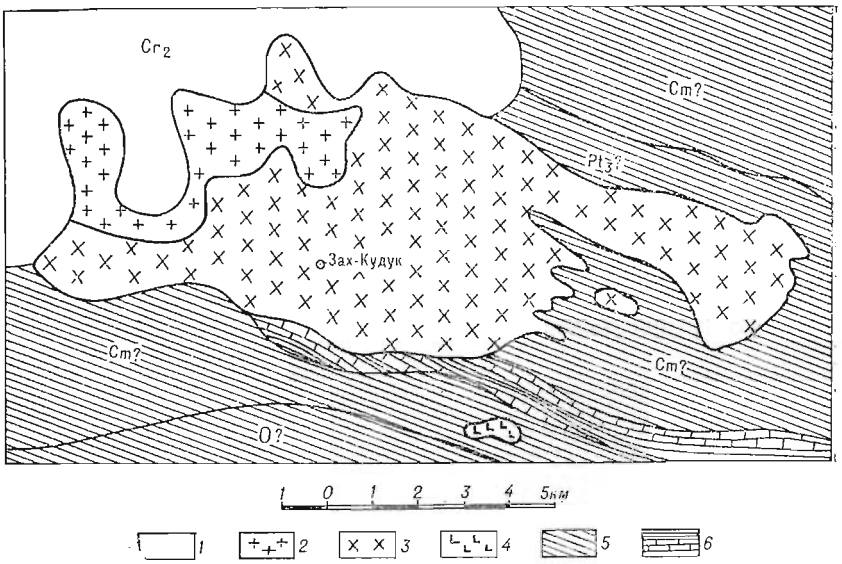


Рис. 92. Схематизированная геологическая карта Ауминзатауского интрузива (по Н. И. Познякову).

1 — меловые отложения; *2* — биотитовые граниты; *3* — роговообманково-биотитовые адамеллиты; *4* — габбро; *5* — песчанико-сланцевые отложения; *6* — то же, с прослоями карбонатных пород.

многофазный ряд пород Кульджуктауской серии: габбро — порфировидные роговообманково-биотитовые адамеллиты — равнозернистые биотитовые граниты — порфировидные турмалиновые граниты — пегматоидные граниты — мелкозернистые аляскитовые граниты — порфировидные мелкозернистые биотитовые граниты — гранит-порфиры и кварцевые порфиры — диорит-порфириты — спессартиты.

Габбро образуют отдельное тело площадью 0,7 кв. км. По облику, минералогическому составу и химизму (№ 1—6 в табл. 32) они аналогичны габброидам Кульджуктау. Структура пород офитовая, переходящая в призматически-зернистую. Состав: плагиоклаз 60—65%, роговая обманка с реликтами моноклинного пироксена 35—40%, биотит 1—2%, микроклин и кварц 1% (в интерстициях); обильны титаномагнетит и ильменит; широко проявлена актинолитизация. К контакту с кварцитовидными песчаниками габбро становятся более мелкозернистыми и переходят в диориты. Прямых взаимоотношений габбро с гранитами не наблюдалось.

Порфировидные адамеллиты — главные породы интрузива (48 кв. км), очень однородные и однообразные: порфировидные до крупновкрапленниковых (выделения микроклина до 3 см в длину); биотит резко преобладает над роговой обманкой, заметной не в каждом образце. Резко изменчива лишь окраска пород: от серой до розоватой и кирпично-красной, что связано с вторичными изменениями в зонах катаклаза и милонитизации. К контактам с вмещающими породами адамеллиты становятся более мелкозернистыми и менее порфировидными, на самом контакте часто присутствует зона мелкозернистого лейкогранита мощностью 5—10 см. Состав адамеллитов: плагиоклаз 30—35%, микроклин 25—30%, биотит 10—15%, роговая обманка 0—3%, акцессорные: апатит, сфен, ортит, ильменит. По облику, микроскопическим особенностям и химизму (№ 7—15 в табл. 32) породы чрезвычайно сходны с адамеллитами Койташа, Зирабулака и Каратюбе.

Биотитовые граниты слагают особое интрузивное тело площадью 9 кв. км в северо-западной части интрузива. Они равномернозернистые или слабопорфировидные, без роговой обманки. Отдель-

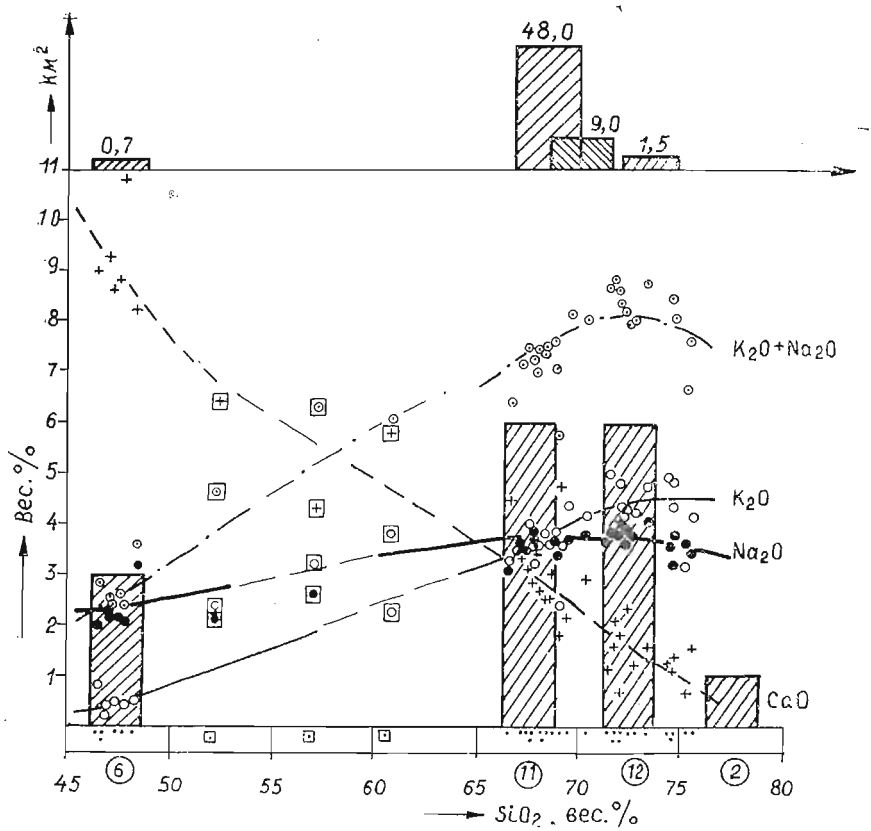


Рис. 93. Статистико-петрохимическая диаграмма Ауминзатауского интрузива. Сост. по данным табл. 32. Квадратами показаны составы послегранитовых даек (при составлении гистограммы и проведении вариационных линий не учтены).

ные дайки и более мелкие тела таких гранитов секут адамеллиты в разных частях интрузива. Контакты интрузивного тела с ними резкие; присутствует лейкократовая оторочка мощностью 1—2 см (№ 16 в табл. 32). Состав гранитов: плагиоклаз 30%, микроклин 30%, кварц 25—30%, биотит 10—12%, есть мусковит, много мирмекитовых образований. Акцессорные: апатит, циркон, сфен, ильменит. По химизму (№ 17—24 в табл. 32) есть отклонения от нормальных гранитов до адамеллитов).

Мелкозернистые лейкограниты образуют дайки мощностью до 1,5—2 м в вышерассмотренных породах и в экзоконтакте. Породы разнозернистые, пегматоидные, с микрографической и пойкилитовой структурой. Наряду с биотитом развит мусковит.

Порфировидные мелкозернистые биотитовые граниты образуют крупные (от 5 до 12 м) дайки как в пределах интрузива, так и во вмещающих породах, содержат ксенолиты лейкогранитов предыдущей группы. В зальбандах породы более лейкократовые, переходят в аляскитовые граниты. Судя по описаниям Н. И. Познякова, среди них встречаются богатые биотитом породы, сходные с таковыми Тозбулака и Каратюбе. По химизму они отвечают нормальным и лейкократовым гранитам (№ 28—30 в табл. 32).

Порфировидные двуслюдяные граниты с турмалином (31, 32 в табл. 32) слагают отдельный Южно-Шохетауский шток и ряд мелких выходов поблизости от него суммарной площадью около 1,5 кв. км (на юг от Ауминзатауского интрузива). В центральной части штока породы гнейсовидные, с вкрапленниками микроклина

размером 2×5 см, ближе к контакту—массивные, слабопорфировидные, более мелкозернистые, обогащенные мусковитом и турмалином, с приконтактовой зоной лейкократовых мелкозернистых гранит-аплитов. Близ южного контакта Ауминзатауского интрузива, как указывает Н. И. Позняков, аналогичные породы прорывают адамеллиты и биотитовые граниты.

Дайки диорит-порфиритов и спессартитов секут все гранитоиды, ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. Породы даек содержат вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки, биотита, изредка кварца. Основная масса существенно плагиоклазовая с роговой обманкой и (или) биотитом. Химизм иллюстрирован анализами № 33—35 (табл. 32).

Кроме рассмотренных интрузивных и дайковых пород, Н. И. Позняков выделяет группу дайковых гранит-порфиров, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров (№ 25—27 в табл. 32), развитых среди вмещающих пород к югу и востоку от Ауминзатауского интрузива в виде прерывистого пояса запад-северо-западного направления. И. В. Мушкин предполагает принадлежность их к добатолитовым дайкам, сопровождающим золотое оруденение и принадлежащим Бокалинской серии.

Резюме по Ауминзатускому интрузиву:

1. В интрузиве и сопровождающих его мелких телах представлен следующий ряд пород Кульджуктауской серии: габбро — роговообманково-биотитовые адамеллиты — биотитовые граниты — жильные лейкограниты — дайковые биотитовые граниты — двуслюдяные граниты — послегранитовые дайки повышенной основности.

2. Интрузивная серия здесь резко прерывистая, завершенная (рис. 93).

3. В отличие от соседнего Кульджуктауского очагового ареала здесь доминируют адамеллиты, т. е. серия менее контрастна. В горах Ауминзатау мы имеем дело с особым очаговым ареалом, значительная часть которого либо еще не эродирована, либо скрыта под покровом мезокайнозоя.

Чарыктинский интрузив

Расположен на северо-западе Тамдытау, именуется также Тамдынским, Северо-Тамдынским, Актауским. Первые сведения о нем имеются в работах Л. А. Осипова, А. Ф. Соседко, Н. П. Петрова, Т. И. Мясковского, К. К. Пяткова, М. Л. Рывкина, В. С. Владимирского. В начале 50-х годов здесь работал И. Х. Хамрабаев. а в 60-х годах — его сотрудники А. А. Кустарникова, А. Мусаев, К. Максумов, Р. Магдиев, Е. Л. Абрамович, Х. Рахматуллаев, А. Касымов и др. (Хамрабаев, 1958; Хамрабаев, Кустарникова, Мусаев, 1964; Хамрабаев, Магдиев, 1970). В последнее время северная часть Тамдытау закартирована в масштабе 1:50 000 Ш. Ш. Сабдюшевым. Интрузив изучался З. А. Юдалевичем, М. В. Сухиным и Э. П. Изохом. Далее приведены выборочные сведения, необходимые для сопоставления. Специальное внимание уделено приконтактовым явлениям.

По Ш. Ш. Сабдюшеву, Чарыктинский интрузив прорывает тектонические покровы, сложенные эвгеосинклинальными толщами позднего докембрия и раннего палеозоя. К рифею или венду им отнесены учкудуктауская, аккудукская, тайманская и бесапанская свита кварцитов, песчаников, филлитов, кремнистых пород, изредка доломитов, к кембрию — елемесащинская свита спилитов, диабазов, песчаников, к силуру — толщи песчаников, алевролитов, сланцев с прослоями известняков. Выше по разрезу залегают существенно карбонатные толщи D_1—C_2. К докембрию Ш. Ш. Сабдюшев отнес также гипербазиты и габброиды Тескудукского массива, которые рассматриваются им как тектонические

Таблица 32

Ауминзатауский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	SO_3	CO_2	Сумма
							1. Габбро										
1	0-565	46,49	0,75	16,15	1,10	5,98	0,13	6,30	9,00	2,00	0,80	0,17	10,10	0,05	0,10		99,02
2	0-559	46,85	0,70	18,47	1,83	6,34	0,12	8,50	8,68	2,30	0,20	0,12	5,25	0,05	0,10		99,41
3	0-554	46,88	0,67	17,12	1,24	5,60	0,20	8,10	9,38	2,25	0,35	0,56	7,64	0,05			100,04
4	0-556	47,47	0,72	18,07	2,46	5,76	0,13	8,45	8,82	2,16	0,45	0,22	4,65	0,02	0,10		99,38
5	1357	47,62	0,54	17,42	4,25	3,52	0,07	8,40	10,90	2,08	0,39	0,20	3,44	0,20			99,03
6	0-562	48,20	0,85	14,80	1,70	6,91	0,14	5,70	8,26	3,13	0,48	0,31	9,25	0,14			99,87
Среднее	из 6	47,25	0,71	17,00	2,10	5,69	0,13	7,57	9,17	2,32	0,45	0,23	6,72	0,08	0,05	—	99,45
							2. Порфировидные роговообманково-биотитовые адамеллиты										
7	1358	66,57	0,40	15,32	1,35	1,64	0,04	1,52	4,50	3,14	3,30	0,29	0,34	0,47		0,77	99,88
8	81в	67,58	0,45	15,15	1,00	2,68	0,07	1,53	3,12	3,56	3,98	0,06	0,78	0,03	0,01		99,99
9	XV-3в	67,63	0,68	14,82	0,49	2,72	0,05	1,57	2,86	3,64	3,58	0,29		0,11			99,60
10	80б	67,74	0,48	15,00	1,20	2,50	Сл.	1,00	3,60	3,80	3,20	0,04	0,64	0,14	0,12		99,34
11	1301	68,10	0,52	14,81	0,29	2,98	0,05	2,00	2,70	3,75	3,74	0,27	1,23	0,05			100,49
12	II-XIII-9	68,50	0,48	15,00	0,50	3,00	0,05	1,50	2,52	3,75	3,70	0,15	0,85	0,15	0,10	0,20	100,15
13	1359	69,11	0,24	15,80	1,35	0,98	Сл.	0,55	4,80	3,35	2,39	0,20	—	0,32		0,60	99,09
14	4747б	69,48	0,37	14,78	0,40	2,70	0,04	0,70	2,17	3,76	4,40	0,06	1,32	0,13	0,10	0,55	100,31
15	4739А	71,41	0,32	14,42	1,52	0,79	0,02	0,70	1,12	3,71	5,00	0,12	1,34	0,11	0,10	0,38	100,58
Среднее	из 9	68,46	0,44	15,02	0,90	2,22	0,04	1,18	3,04	3,61	3,70	0,11	0,72	0,17	0,06	0,19	99,80
							3. Приконтактовый гранит										
16	П-XXIV-9	72,00	0,35	14,79	0,16	1,40	0,05	0,50	0,70	3,80	4,80	0,23	—	0,06	0,32		100,04
							4. Равномернозернистые биотитовые адамеллиты и граниты										
17	XV-17	67,24	0,67	14,85	0,45	3,02	0,06	1,37	3,35	3,64	3,54	0,18	1,29	0,18			99,84
18	П-XII-3	68,23	0,52	15,00	0,60	3,09	0,005	1,60	2,50	3,70	3,80	0,20	0,80	0,15	0,10		100,19
19	4073	68,70	0,45	14,85	0,21	2,51	0,05	1,40	3,08	3,75	3,90	0,21	0,33	0,05			99,49
20	79а	69,00	0,47	14,00	0,74	3,30	0,06	1,10	1,80	3,50	3,60	0,01	1,39	0,08	0,11		99,05
21	П-2031	70,35	0,31	14,11	0,17	1,47	0,01	0,80	2,95	3,82	4,22	0,21	1,87	0,11			100,40
22	79б	71,77	0,25	14,60	0,05	1,76	0,05	1,40	1,60	3,90	3,90	0,07	0,57	0,09	0,03		100,01

23	4075	71,70	0,29	14,36	0,00	1,80	0,05	1,30	2,10	3,95	4,35	0,12	0,30	0,05			100,37
24	П-4072б	72,35	0,25	13,94	0,19	1,72	0,05	0,90	2,38	3,60	4,33	0,16	0,37	0,05			100,29
Среднее	из 8	69,92	0,40	14,46	0,30	2,33	0,04	1,23	2,47	3,73	3,95	0,15	0,86	0,10	0,03		99,94
								5. Гранит-порфиры									
25	П-4289	72,91	0,10	13,84	0,16	1,58	0,05	0,40	1,26	3,75	4,25	0,15	0,75	0,05	0,35		99,25
26	П-1361	75,28	0,10	13,98	0,04	1,15	0,05	1,00	0,70	3,60	3,10	0,16	0,80	0,05	0,10		100,01
27	П-4072	75,40	0,12	12,53	0,09	1,00	0,05	0,80	1,56	3,45	4,15	0,15	0,22	0,05			99,57
Среднее	из 3	74,53	0,11	13,45	0,10	1,24	0,05	0,73	1,18	3,60	3,83	0,15	0,52	0,05	0,15		99,61
								6. Мелкозернистые граниты									
28	П-4072а	72,00	0,26	13,99	0,00	1,86	0,05	0,80	1,82	3,90	4,30	0,15	0,43	0,05			99,61
29	К-10-2	74,60	0,18	12,88	0,23	1,18	0,05	0,45	1,25	3,52	4,95	0,16	0,78	0,06			100,29
30	К-10-5	74,65	0,18	12,36	0,03	1,14	0,05	0,32	1,18	3,15	4,94	0,12	0,67	0,04			98,83
Среднее	из 3	73,75	0,21	13,08	0,09	1,39	0,05	0,52	1,42	3,52	4,73	0,14	0,63	0,05			99,58
								7. Двуслюдяные граниты									
31	П-2771	73,32	0,12	13,80	0,39	0,68	0,05	0,80	1,56	4,03	4,75	0,07	0,70	0,07			100,34
32	П-2771а	74,70	0,10	13,20	0,00	1,11	0,05	0,90	1,40	3,75	4,33	0,13	0,56	0,05			100,28
Среднее	из 2	74,01	0,11	13,50	0,19	0,90	0,05	0,85	1,48	3,89	4,54	0,10	0,63	0,06			100,31
								8. Послегранитовые дайки									
33	4311а	52,03	0,73	13,82	1,58	4,57	0,11	8,00	6,44	2,15	2,40	0,21	7,20	0,34			99,58
34	П-1362	56,90	0,70	15,60	1,01	4,90	0,05	7,45	4,29	2,60	3,20	0,25	2,25	0,27	0,10	0,46	99,47
35	1980а	60,52	0,89	16,62	0,75	4,17	0,06	3,52	5,88	3,82	2,23	0,24	1,17	0,20			100,07
Среднее	из 3	56,48	0,77	15,35	1,11	4,55	0,07	6,32	5,54	2,86	2,61	0,23	3,54	0,27	0,03	0,15	99,70

Примечание. 1 (Н. П.) — измененный габбро-диабаз, тело в 1,5 км южнее интрузива. 2—4 — то же. 5 — габбро, по Х. Рахматуллаеву. 6 (Н. П.) — измененный габбро-диабаз. 7 — гранодиорит, по Х. Рахматуллаеву. 8 (Э. И.) — порфировидный адамеллит, район колодца Захкудук. 9 (Н. П.) — то же. 10 (Э. И.) — то же. 11 (Н. П.) — то же. 12 — то же. 13 — гранодиорит-порфир, по Х. Рахматуллаеву. 14 (Н. П.) — порфировидный гранит. 15 (Н. П.) — катаклазированный гранит. 16 (Н. П.) — южный контакт интрузива. 17 (Н. П.) — равномернозернистый гранодиорит. 18, 19 — то же. 20 (Э. И.) — среднезернистый биотитовый адамеллит, к северу от колодца Захкудук. 21 (Н. П.) — равномернозернистый биотитовый гранит. 22 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый гранит, там же, где № 20. 23 (Н. П.) — равномернозернистый биотитовый гранит. 24 — то же. 25 (Н. П.) — дайка во вмещающих породах. 26, 27 — то же. 28 (Н. П.) — порфировидный мелкозернистый биотитовый гранит, 1,5 км к югу от колодца Захкудук. 29, 30 — то же. 31 (Н. П.) — мусковит-биотитовый гранит с турмалином, Южно-Шохетауский интрузив. 32 — то же. 33 (Н. П.) — спессартит измененный. 34 (Н. П.) — лампрофир. 35 (Н. П.) — то же.

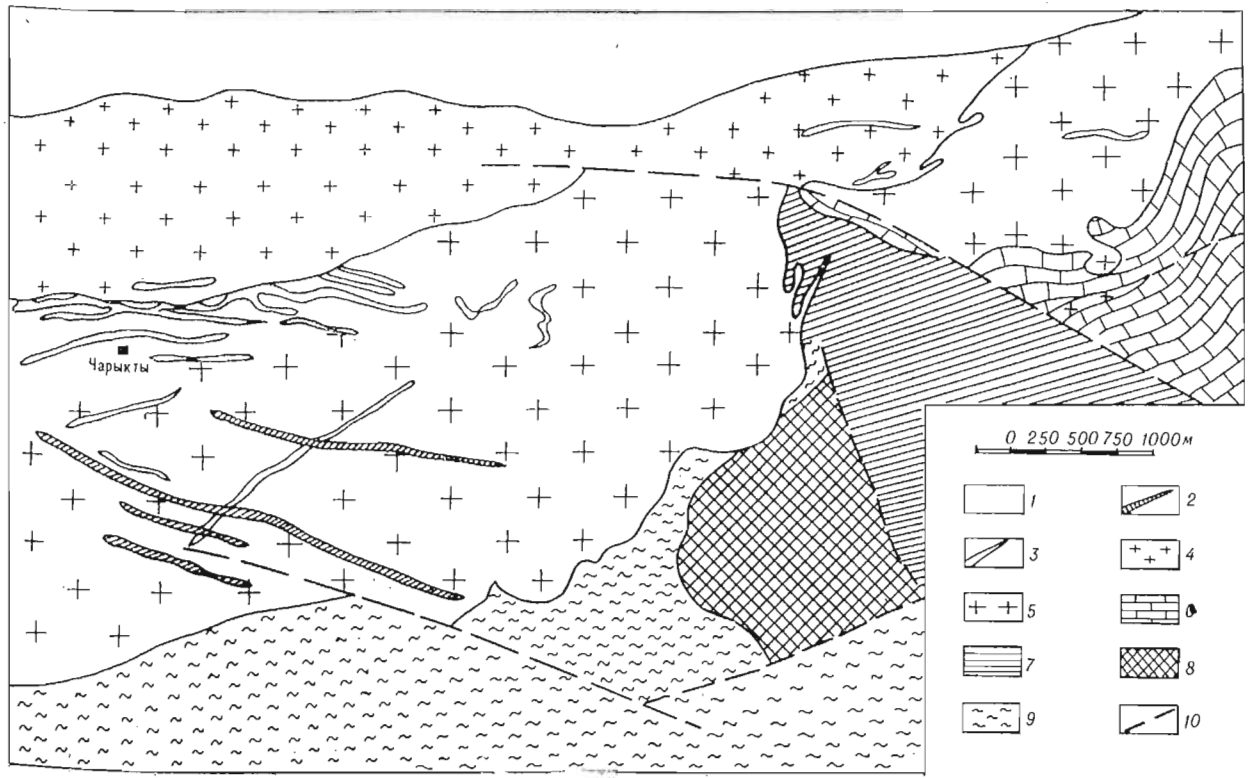


Рис. 94. Схематизированная геологическая карта Чарыктинского интрузива. Сост. Г. Г. Сандомирский и З. А. Юдалевич с использованием материалов Ш. Ш. Сабдюшева.

1 — четвертичные отложения; *2* — дайки порфиритов и лампрофиров; *3* — дайки гранит-порфиров; *4* — мелко-среднезернистые биотитовые граниты; *5* — крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты; *6* — мраморы C_{1-2}; *7* — песчаники, сланцы, известняки, туфы, альбитофиры, диабазы S_2; *8* — серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, габбро-амфиболиты, плагиограниты Тескудукского массива; *9* — сильнометаморфизованные песчанико-сланцевые, кремнистые и вулканогенные отложения верхнего рифея — кембрия (?); *10* — линии разломов.

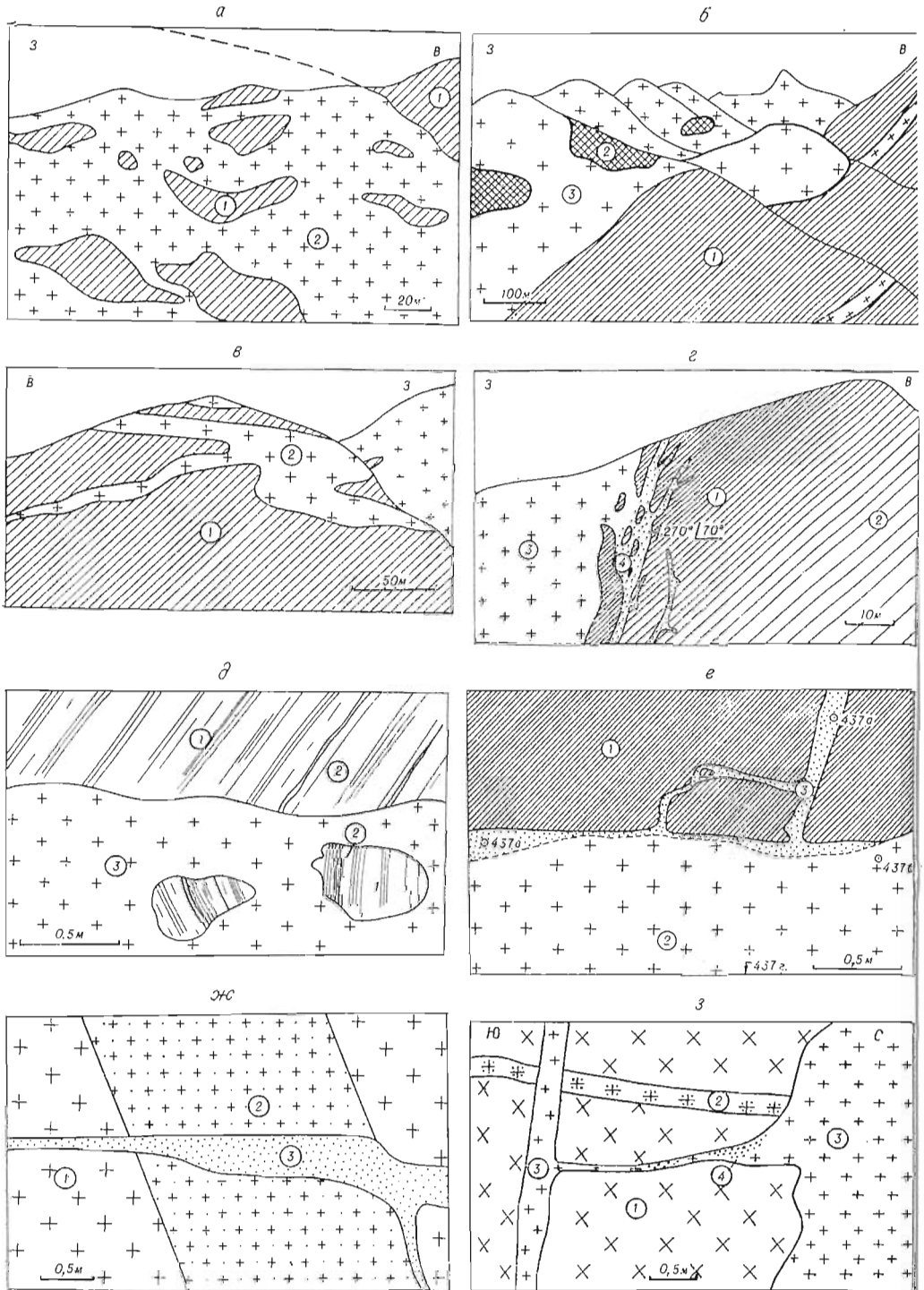
отторженцы мантии. Обнаженная часть Чарыктинского интрузива занимает около 20 кв. км. Значительная северная его часть скрыта под наносами (рис. 94). И. Х. Хамрабаев и Р. Магдиев (1970) выделяют здесь тела четырех интрузивных фаз: кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов, лейкогранитов. Всеми исследователями отмечается связь с гранитами каждой фазы своих гранит-порфиров, жильных гранитов и аплитов, а также внедрение в конце порфиритов и лампрофиров.

Диориты. Породы первой фазы, выделенные и описанные И. Х. Хамрабаевым и его сотрудниками под названием кварцевых диоритов, по химизму (№ 1—3 в табл. 33) отвечают собственно диоритам. Эти породы встречаются в виде ксенолитов среди интрузива и образуют несколько мелких тел среди вмещающих пород, причем предполагается их принадлежность к выступам более крупного диоритового тела. Породы имеют гипидиоморфнозернистую и офитовую структуру, состоят из плагиоклаза, роговой обманки и биотита с примесью кварца и микроклина (Хамрабаев, Магдиев, 1970). Судя по описанию и химизму, они сходны с габброидами других интрузивов Кульджуктауской серии.

Крупнозернистые роговообманково - биотитовые граниты слагают крупное интрузивное тело мощностью около 15 кв. км (рис. 94). Они варьируют от слабо до резкопорфировидных (вкрапленники микроклина достигают 2—2,5 см в длину), от светло-серых до буроватых и красных (в зонах гидротермальных изменений). Невооруженным глазом хорошо различимы два полевых шпата: беловатый и розоватый. Четко выделяются пластинки биотита и призмочки роговой обманки. Структура описываемых гранитов гипидиоморфнозернистая. Микроклин (около 30%) слаборешетчатый, от умеренно до слабопертитового; крупные зерна содержат включения других минералов; изредка наблюдается кайма альбит-олигоклаза. Плагиоклаз (30%) наиболее идиоморфен, зональный: ядро № 35—40, замещенное соссюритом, и широкая олигоклазовая кайма. Кварц (30—35%) слабодавленый. Биотит (3—5%) ярко-бурый, шоколадно-коричневый, с большим числом плеохроичных «двориков». Роговая обманка (1—2%) буровато-зеленая, темноокрашенная. Акцессорные: крупный светлый ортит, циркон, апатит, рудный; встречаются сфен, эпидот. Флюорит наблюдается почти в каждом шлифе в интерстициях или миароловых пустотках без признаков замещения других минералов. По химизму (№ 7—20 в табл. 33) породы отвечают нормальным гранитам с преобладанием калия над натрием или близкими их соотношениями. Характерны низкая известковистость и высокая (более 8%) сумма щелочей. Эти признаки указывают на повышенную щелочность гранитов.

Встречаются и менее кислые породы, близкие к адамеллитам и даже гранодиоритам (№ 4—6 в табл. 33). В 3 км к северо-востоку от колодца Карабулак Э. П. Изохом наблюдалось пересечение их дайками роговообманково-биотитовых порфировидных гранитов. Этот факт позволяет предполагать присутствие в Чарыктинском интрузиве интрузивных тел гранитоидов еще более ранней фазы.

Среднезернистые биотитовые граниты слагают отдельное тело в северной части Чарыктинского интрузива площадью около 7 кв. км. Породы однородные, розоватые, лишенные роговой обманки, равномернозернистые. В шлифах видно существенное преобладание слаборешетчатого микроклин-пертита над кислым плагиоклазом, развит мелкий темный биотит. Очень много крупного (до 0,5 мм) флюорита. По химизму (№ 31—43 в табл. 33) граниты образуют довольно компактную группу с вариациями SiO_2 преимущественно от 74 до 75%. Это наиболее кислые породы, весьма богатые калием и бедные известью и фемическими компонентами, однако в работе И. Х. Хамрабаева и Р. Магдиева (1970) они почему-то фигурируют под названием


а
З
В
1
2
20м
б
З
В
1
2
3
100м
в
В
З
1
2
50м
г
З
В
1
2
3
4
270°
70°
10м
д
1
2
2
3
1
0,5м
е
1
2
3
4370
4370
4370
4370
0,5м
ж
1
2
3
0,5м
з
Ю
С
1
2
3
3
4
0,5м

гранодиоритов второй фазы (№ 40 в табл. 33). Контакт их с роговообманково-биотитовыми гранитами четкий, хорошо заметный в обнажениях благодаря разнице в окраске пород. Этот контакт хорошо отбивается и по физическим свойствам пород (см. рис. 96). К северу и северо-востоку от колодца Чарыкты наблюдалось прорывание биотитовыми гранитами роговообманково-биотитовых, причем соотношения устанавливаются по апофизам, ксенолитам и, главное, по срезанию контактом гранит-порфировых даек предшествующей фазы (рис. 95, *з*).

Контакты обоих типов гранитов с вмещающими породами во многих местах превосходно обнажены. Они чаще всего сложные, с пологими отслоениями или с погруженными в граниты блоками боковых пород и с такими же пологими пластообразными инъекциями гранитов в боковые породы (рис. 95, *а—в*). Пологие контакты чередуются с крутыми (рис. 95, *г*, фото 67), создавая в целом впечатление многоярусного строения интрузива, по крайней мере в краевых частях. Независимо от залегания (крутизны) выделяются два типа контактов: а) относительно прямолинейные, без существенных эндо- и экзоконтактовых изменений; б) извилистые, с массой апофиз, с сильной эндоконтактовой лейкократизацией и гранитизацией роговиков.

В первом случае прилегающие к контакту граниты почти не меняют облика и состава (фото 71). При этом роговообманково-биотитовые граниты в зоне шириной от 0,5 до 2—3 м теряют роговую обманку, хотя по химизму мало отличаются от гранитов внутренних частей интрузива даже в том случае, когда боковыми породами служат гипербазиты или метадиабазы (№ 7, 9, 15 в табл. 33).

В случае извилистого контакта во вмещающие породы проникает масса апофиз, частично являющихся инъекционными образованиями, а частью развившихся путем гранитизации роговиков с последующим замещением. Эндоконтактовые зоны здесь представляют собой «интрузивную» брекчию с преобладанием гранитного «цемента» (фото 68), а экзоконтактовые — такую же брекчию, но с преобладанием роговиков (фото 69). Ксенолиты в гранитах нередко повернуты, смещены относительно друг друга и по отношению к боковым породам, что особенно хорошо видно благодаря тонкой полосчатости роговиков (рис. 95, *д*). Эти данные свидетельствуют о перемещении магмы в контактовых зонах.

Роговики по песчанико-сланцевым породам имеют кварц-биотит-плагиоклазовый или биотит-плагиоклазовый состав, в последнем случае — со значительным количеством кордиерита. Прослои с повышенной известковистостью содержат роговую обманку. Метаморфизованные основные эффузивы состоят из амфибола и плагиоклаза (андезина), приближаясь по характеру к микроамфиболитам. Возле извилистых контактов с большим числом апофиз все эти породы в зоне шириной 1—2 м, реже до 4—5 м, гранитизированы, т. е. насыщены гранитным материалом в виде пятен, зон, жилоподобных тел, имеющих как резкие, так и неясные ограничения.

Рис. 95. Зарисовки обнажений в Чарыктинском интрузиве.

а — обн. 440 (Э. И.), юго-восточный контакт (*1* — блоки ороговикованных песчанико-сланцевых пород, *2* — роговообманково-биотитовые граниты); *б* — обн. 449 (Э. И.), юго-восточный контакт (*1* — толща переслаивания песчаников, сланцев, зеленокаменных пород, кремнистых пород, содержащая тела габбро и серпентинитов, *2* — блоки-ксенолиты серпентинитов, вместе с габбро и кремнистыми породами, *3* — роговообманково-биотитовые граниты); *в* — обн. 439 (Э. И.) — юг-юго-восточный контакт (*1* — ороговикованные песчанико-сланцевые породы, *2* — роговообманково-биотитовые граниты); *г* — обн. 445 (Э. И.), восточный контакт, севернее гипербазитов (*1* — ороговикованные песчаники и сланцы, *2* — то же, с горизонтами кремнистых пород, *3* — крупнозернистые граниты, *4* — разнозернистые биотитовые граниты с гранатом); *д* — обн. 440, там же, где (*а*) (*1* — полосчатые роговики, *2* — кварцевые жилы, *3* — крупнозернистый гранит); *е* — обн. 437 (Э. И.), контакт близ истока сая Чарыкты (*1* — роговики, *2* — крупнозернистый гранит, *3* — оторочка аплита); *ж* — обн. 432 (Э. И.), сай Чарыкты близ колодца (*1* — крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты, *2* — гранит-порфиры того же состава, *3* — жила аплита); *з* — обн. 4504 (З. Ю.), севернее колодца Чарыкты (*1* — крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты, *2* — гранит-порфир, *3* — средне-мелкозернистые биотитовые граниты, *4* — аплитовидная зонка).

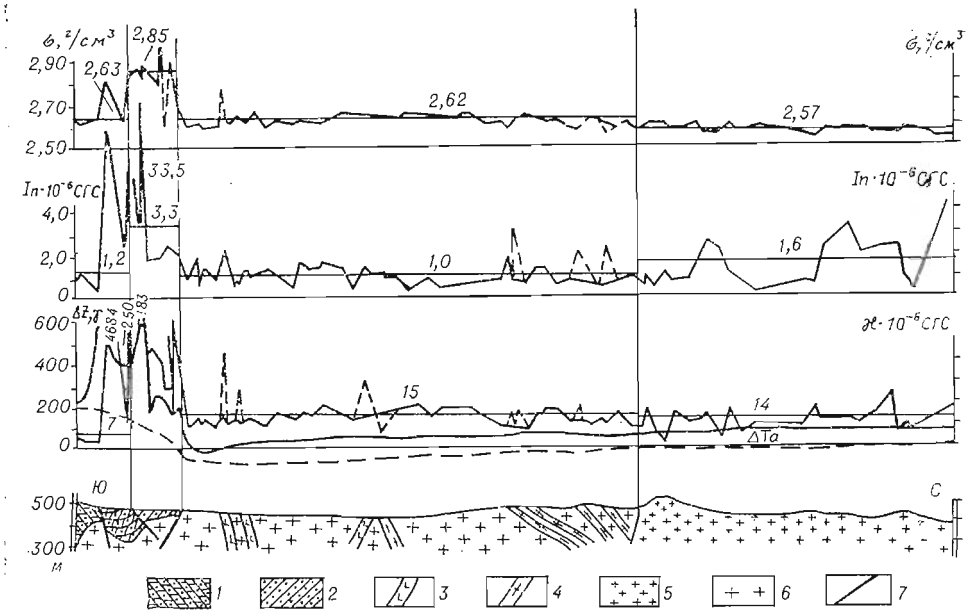


Рис. 96. Геолого-геофизический разрез через Чарыктинский интрузив. Сост. Р. Т. Кашуба и М. В. Сухин.

1 — кварциты, кварцито-сланцы; *2* — роговики, ороговикованные эпидот-амфибол-полевошпатовые сланцы (метаморфизованные эффузивы); *3* — порфириты; *4* — гранит-порфиры; *5* — среднезернистые биотитовые граниты; *6* — крупнозернистые амфибол-биотитовые граниты; *7* — разрывные нарушения. Графики: σ — плотности, *κ* — магнитной восприимчивости, *In* — остаточной намагниченности, ΔZ — наземной магнитометрической съемки.

Граниты, цементирующие ксенолиты и слагающие апофизы, обычно такие же крупнозернистые, как внутри интрузива, но более кислые и лейкократовые, совершенно без роговой обманки. Около алюмосиликатных роговиков в них иногда появляется гранат. Они отличаются особенно высоким содержанием кремнезема и калия (№ 21—23, 26 в табл. 33). В ряде случаев на контакте с боковыми породами или ксенолитами граниты имеют узкую (до 2—3 мм) оторочку мелкозернистого аплитовидного гранита или белого сахаровидного аплита (рис. 95, *е*, фото 70). В их составе преобладают кварц и микроклин-пертит, встречаются гранат и кордиерит (пинит). Эти породы по составу и химизму (№ 24, 25 в табл. 33) ничем не отличаются от крупнозернистых приконтактовых лейкогранитов. Различия между ними чисто структурные, т. е. обусловлены режимом кристаллизации расплава в зависимости от роли летучих компонентов.

Важно подчеркнуть, что и в типичных приконтактовых аплитах, как и в гранитах, происходит «растворение» ксенолитов сланцевых или базитовых роговиков, от которых остаются «футлярообразные» реликты, теневые контуры или просто скопления мелкого биотита, постепенно исчезающие без какой-либо контаминации интрузивной породы фемическими компонентами (фото 72). Во всех случаях конечным продуктом лейкократизации в эндоконтактовой зоне является гранит или аплит, почти нацело лишенный цветных минералов и богатый калием. Эти явления наблюдались в равной мере на контактах гранитов как с песчанико-сланцевыми породами, так и с амфиболитоподобными метаморфизованными основными эффузивами.

В северо-восточной части интрузива на контакте гранитов с мраморами отмечены скарны и известково-силикатные роговики. По З. А. Юдалевичу, граниты в эндоконтактовой зоне шириной 10—15 м обедняются кварцем и переходят в граносиениты и кварцевые сиениты.

На контакте с гипербазитами граниты либо не испытывают существенных изменений облика и состава (за исключением потери роговой обманки), либо сопровождаются такой же аплитовой оторочкой мощностью 3—4 см, как у контакта с алюмосиликатными роговиками. Лишь в одном случае отмечен кварц-альбитовый аплит с незначительным количеством микроклина.

Таким образом, приконтактовые изменения в гранитах Чарыктинского интрузива везде совершенно однотипны. Они сводятся к увеличению кремнекислотности и калиевости, уменьшению содержания фемических компонентов около самых различных вмещающих пород: алюмосиликатных роговиков, метаморфизованных основных эффузивов, мраморов и гипербазитов. Это значит, что ток лейкократизирующих компонентов, среди которых существенную роль играл калий, из глубин интрузива в краевые зоны решительно подавлял влияние боковых пород на состав расплава.

Важно отметить, что во многих местах граниты пересекают более ранние кварцевые жилы и прожилки, секущие песчанико-сланцевые роговики и другие вмещающие породы (рис. 95, *д*). И. В. Мушкиным в юго-западной части интрузива наблюдалось прорывание гранитами даек и пластообразных тел кварцевых альбитофиров. Вышеперечисленные образования, возможно, принадлежат Бокалинской серии, но это требует проверки.

Дайковые и жильные породы. С фазой роговообманково-биотитовых гранитов непосредственно связаны две генерации даек, близких им по составу, или более кислых резкопорфировидных роговообманково-биотитовых гранитов, переходящих в гранит-порфиры (№ 27, 28 в табл. 33). Контакты даек резкие, но без закалки. Встречаются полосатые дайки с чередованием полос, бедных и богатых вкрапленниками микроклина. Среди более поздних лейкократовых жильных пород З. А. Юдалевич выделяет следующие генерации (от ранних): 1) мелкозернистые биотитовые лейкограниты, 2) пегматоидные граниты, 3) аплитовидные граниты, 4) аплиты и пегматит-аплиты. Жильные аплиты отличаются преобладанием микроклина над кислым плагиоклазом, содержат очень темный высокожелезистый биотит, ортит, флюорит, нередко мусковит. По составу и химизму (№ 29, 30 в табл. 33) они практически неотличимы от одноименных приконтактовых автохтонных пород. Поскольку грань между автохтонными и аллохтонными (инъекционными) лейкогранитами и аплитами всегда условна, можно говорить об общности происхождения тех и других, не делая принципиальных различий.

В Чарыктинском интрузиве имеются также крупные (свыше 2—3 м по мощности и 1—2 км в длину) дайки мелкозернистых и тонкозернистых биотитовых гранитов (№ 45 в табл. 33). Они секут роговообманково-биотитовые граниты, но сами пересечены дайками порфиритов (сай Чарыкты, среднее течение, по Э. П. Изоху). Граниты эти серые, буроватые, в шлифах микрогранофировые, с темным мелким биотитом и обильным флюоритом. Встречаются скопления турмалина. В отличие от более ранних гранитов они гораздо сильнее раздавлены, местами превращены в гнейсо-катаклазиты и милониты. Очевидно, формирование мелкозернистых гранитов совпадало по времени с моментом особенно сильных тектонических напряжений. Вдоль даек проходят кварцевые жилы и зоны окварцевания.

Наиболее поздние дайки порфиритов (№ 46, 47 в табл. 33) сложены зеленовато-серыми и серыми породами с редкими вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки, иногда кварца. Основная масса интерсертальная, сильно измененная: с альбитом, хлоритом, лейкоксеном, соссюритом, кальцитом и т. п.

Таблица 33

Чартыктинский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. **Диориты**										
1	368	54,10	0,45	16,89	3,40	6,32	0,14	3,45	5,80	3,01	2,57	1,20	—	Сл.	2,76		100,09
2	б/№	54,40	1,10	14,39	0,87	7,32	0,14	6,20	6,15	2,57	2,35	0,24	3,70	0,21	1,10		100,74
3	9041-2	55,71	0,30	17,71	0,61	6,37	0,11	5,98	7,90	2,34	1,86	1,30	—	Сл.	0,32		100,51
Среднее	из 3	54,74	0,62	16,33	1,63	6,67	0,13	5,21	6,62	2,64	2,26	0,91	1,23	0,07	1,39		100,43
							2. **Роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты**										
4	1262	65,20	0,50	16,58	1,23	2,40	0,60	1,15	2,27	2,15	7,60	—	0,42	0,29	0,18		100,39
5	10г	68,84	0,40	14,56	1,20	2,53	0,06	1,17	2,04	3,80	5,10	0,04	0,49	—			100,23
6	8474	69,89	0,37	13,15	1,20	3,81	0,07	0,80	2,24	1,74	4,09	0,26	1,12	0,07	0,14	0,10	99,84
7	449ж	70,00	—	16,00	0,09	2,58	0,03	0,24	0,50	3,60	5,36		0,84				99,24
8	1265	70,54	0,38	14,21	0,42	3,09	0,07	0,60	1,75	3,64	4,54		0,28	0,11	0,16	0,11	99,63
9	449в	71,00	0,05	15,60	0,37	1,87	0,05	0,40	0,40	4,66	4,04		0,88				99,32
10	439а	71,00	—	15,70	0,32	1,87	0,05	—	1,00	4,30	5,18		0,14				99,56
11	1268	71,14	0,33	14,03	0,29	2,62	0,02	0,65	2,31	4,89	1,83	0,20	1,56	0,09	0,90	0,06	99,96
12	1263	71,28	0,20	14,36	1,50	1,08	Сл.	0,25	0,63	3,82	5,84	0,08	0,96	0,04	0,15	0,05	100,04
13	433г	71,36	0,35	13,50	0,47	3,02	0,03	0,75	1,16	3,88	4,46	0,12	0,64	0,06			99,80
14	1267	71,48	0,35	14,11	0,62	2,55	0,09	0,40	1,68	2,51	4,77	0,04	0,68	0,09	0,30	0,06	99,37
15	438г	71,60	0,14	14,90	0,40	2,45	0,06	0,90	0,90	2,94	5,07		0,10				99,46
16	432а	72,25	0,37	13,41	0,71	2,63	0,08	0,60	1,40	3,68	4,50	0,12	0,67	0,10		0,10	100,52
17	445ж	72,42	0,28	13,48	0,70	2,09	0,07	0,50	1,26	3,78	4,95	0,05	0,61	0,08	0,10	0,10	100,27
18	1266	72,44	0,20	14,47	0,87	1,29	0,05	0,15	1,05	2,73	5,59	—	0,84	0,03	0,55	0,04	99,71
19	437д	72,62	0,22	13,77	0,54	1,26	0,05	0,35	1,12	3,62	5,87	0,12	0,96	0,05	0,11	0,10	100,55
20	1264	73,34	0,20	13,46	0,58	1,87	Сл.	0,15	1,05	3,37	5,12	0,12	0,40	0,09	0,32	0,05	99,75
Среднее	из 17	70,97	0,26	14,43	0,68	2,29	0,08	0,53	1,34	3,54	4,94	0,07	0,68	0,06	0,17	0,04	99,87
							3. **Приконтактовые лейкограниты**										
21	445б	74,00	0,16	14,00	0,07	1,78	Сл.	Сл.	0,73	3,18	5,42		0,04				99,38
22	437в	74,50	0,08	13,85	0,25	1,58	0,06	—	0,80	3,13	5,00		0,18				99,43
23	440б	75,94	0,10	12,13	—	1,90	0,02	0,13	0,99	3,48	4,40	—	0,45	0,02			99,56
24	445г	76,06	0,05	12,84	0,37	0,57	0,01	0,30	0,56	3,25	5,77	0,12	0,47	0,06	0,11	0,10	100,43

25	437а	76,56	0,05	12,58	0,28	0,65	0,02	0,30	0,84	3,00	5,75	0,21	0,44	0,07	0,11	0,10	100,75
26	439г	78,14	0,15	11,14	0,26	1,40	0,04	0,30	0,56	3,00	4,50	0,13	0,39	0,07	—	0,10	100,08
Среднее	из 6	75,87	0,10	12,76	0,21	1,31	0,02	0,17	0,75	3,17	5,14	0,08	0,33	0,04	0,04	0,05	99,94
							4. Роговообманково-биотитовые гранит-порфиры										
27	1292	71,43	0,18	15,08	0,92	2,00	Сл.	2,00	1,70	2,64	3,72	0,70	—	Сл.	—	—	100,37
28	432в	76,52	0,12	12,40	0,10	1,55	0,03	0,30	0,84	3,57	4,75	0,22	0,52	0,05	0,05	0,10	100,97
Среднее	из 2	73,98	0,15	13,74	0,51	1,78	0,01	1,15	1,27	3,11	4,23	0,46	0,26	0,02	0,03	0,05	100,67
							5. Жильные аплиты										
29	432г-2	74,82	—	12,24	—	2,62	0,03	0,25	0,58	3,48	5,69	0,04	0,53	0,02			100,30
30	432г	75,57	0,15	12,38	0,46	1,22	0,04	0,30	0,84	3,25	5,40	0,17	0,90	0,05	0,22	0,10	100,73
Среднее	из 2	75,20	0,07	12,31	0,23	1,92	0,04	0,27	0,71	3,37	5,55	0,10	0,72	0,03	0,11	0,05	100,52
							6. Биотитовые граниты										
31	8490	73,39	0,12	14,49	0,04	1,38	0,05	0,60	1,33	3,00	3,70	0,32	1,67	0,16	0,14	0,10	100,25
32	1274	74,10	0,10	13,36	0,70	1,00	0,01	0,10	0,70	3,70	5,90	—	0,60	0,09	—	—	100,36
33	8507	74,18	0,18	12,14	0,28	1,70	0,05	0,37	1,22	3,20	4,93	0,11	0,16	0,11	0,10		99,63
34	1273	74,18	0,10	12,87	0,36	2,20	0,05	0,30	0,49	2,90	5,90	0,10	0,30	0,03	—	—	99,78
35	445а	74,42	0,10	12,57	0,14	2,31	0,03	0,21	0,46	3,80	5,40	0,08	0,30	—			99,82
36	10а	74,58	0,14	12,45	0,90	1,08	Сл.	0,41	1,13	3,30	5,35	0,18	0,47	—		0,10	99,87
37	8525	74,84	0,12	11,96	0,32	1,07	0,05	0,60	1,19	3,17	5,39	0,06	1,14	0,02	0,35	0,10	100,05
38	1272	75,08	0,10	13,88	0,37	1,11	0,02	0,10	0,91	3,22	4,82	0,12	0,44	0,02	0,34	0,03	99,69
39	1275	75,10	—	13,00	0,85	0,85	Сл.	0,20	0,70	3,50	5,40	—	0,40	0,09	—	—	100,09
40	9058	75,13	0,14	13,14	0,91	0,91	—	0,43	2,80	2,32	4,54	2,32	—	—			100,32
41	1271	75,14	0,10	12,93	0,37	2,01	Сл.	0,07	0,49	3,33	4,99	—	0,16	0,02	0,15	0,03	99,61
42	1270	75,20	0,13	12,92	0,74	0,79	Сл.	0,15	0,84	3,22	5,02	0,04	0,52	0,03	0,24	0,05	99,60
43	8510	75,67	0,12	12,02	0,29	1,14	0,05	0,20	0,70	3,19	5,27	0,28	1,08	0,05	0,19	0,10	100,06
							7. Биотитовый гранит-порфир										
44	9087	74,04	0,13	13,41	1,15	1,09	—	0,87	0,80	3,00	4,90		0,68				100,07
							8. Тонкозернистый биотитовый гранит										
45	436а	73,38	0,10	13,59	0,08	1,62	0,04	0,40	1,12	4,37	4,65	0,10	0,87	0,05	0,10	0,10	100,37

Таблица 33 (окончание)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
9. Порфириты																	
46	1281	55,71	0,30	17,71	0,61	6,37	0,11	5,98	7,90	2,34	1,86	1,30		Сл.	0,32	Сл.	100,19
47	1282	56,13	0,36	17,31	0,92	5,29	0,13	4,49	7,10	2,54	2,97		1,44	Сл.	0,92	—	98,68
Среднее	из 2	55,92	0,33	17,51	0,77	5,83	0,12	5,24	7,50	2,44	2,41	0,65	0,72	—	0,62	—	99,44

Примечание. 1 — кварцевый диорит, по А. А. Кустарниковой. 2 — то же, по И. Х. Хамрабаеву и Р. Магдиеву. 3 — то же, по Р. Магдиеву. 4 — порфировидный биотитовый гранодиорит, по И. Х. Хамрабаеву. 5 (Э. И.) — крупновкрапленниковый роговообманково-биотитовый адамеллит, 3 км на северо-восток от родника Карабулак. 6 (М. С.) — роговообманково-биотитовый гранит. 7 (кв) (Э. И.) — крупнозернистый гранит из жилы в блоке-ксенолите гипербазитов, юго-восточный контакт. 8 — крупнозернистый биотитовый гранит, по К. К. Пяткову. 9 (кв) (Э. И.) — то же, из контакта с гипербазитом, юго-восточный контакт. 10 (Э. И.) — то же, из контакта с роговиками, 0,5 км к востоку от истока сая Чарыкты. 11 — то же, по К. К. Пяткову. 12 — то же. 13 (Э. И.) — крупнозернистый роговообманково-биотитовый гранит, близ колодца Чарыкты. 14 — крупнозернистый биотитовый гранит, по К. К. Пяткову. 15 (кв) (Э. И.) — то же, из апофизы в полосчатых амфиболитах (метадиабазах), исток сая Чарыкты. 16 (Э. И.) — крупнозернистый роговообманково-биотитовый гранит, близ колодца Чарыкты. 17 (Э. И.) — то же, 150 м от контакта, к северу от гипербазитов. 18 — крупнозернистый биотитовый гранит, по К. К. Пяткову. 19 (Э. И.) — крупнозернистый роговообманково-биотитовый гранит, 6—7 м от контакта с роговиками, верховья сая Чарыкты. 20 — крупнозернистый биотитовый гранит, по К. К. Пяткову. 21—26 — по Э. П. Изоху. 21 (кв) — средне-крупнозернистый биотитовый гранит из непосредственного контакта с роговиками, к северу от гипербазитов. 22 (кв) — аплитовидный биотитовый лейкогранит из эндоконтактовой зоны на границе крупнозернистого гранита и роговика, верховья сая Чарыкты. 23 — крупнозернистый биотитовый гранит, цементирующий ксенолиты роговиков, южный контакт. 24 — аплит с «растворенными» ксенолитами роговиков, там же, где № 21. 25 — мелкозернистый аплитовидный гранит из апофизы в роговике, верховья сая Чарыкты. 26 — крупнозернистый гранит из контакта с гранитизированными роговиками, 0,5 км к востоку от истока сая Чарыкты. 27 — гранодиорит-порфир, по Р. Магдиеву, сай Чарыкты. 28 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый гранит-порфир, секущий гранит № 16. 29 (Э. И.) — аплит из тонкой жилки, секущей гранит с ксенолитом, близ колодца Чарыкты. 30 (Э. И.) — аплитовидный мелкозернистый гранит из дайки, секущей граниты и гранит-порфиры, там же. 31 (М. С.) — гидротермально измененный гранит. 32 — биотитовый гранит по И. Х. Хамрабаеву. 33 (М.С.) — то же. 34 — то же, по И. Х. Хамрабаеву. 35 (Э. И.) — крупнозернистый биотитовый гранит, в 5 м от контакта с песчанико-сланцевыми и зеленокаменными породами, к северу от гипербазитов. 36 (Э. И.) — среднезернистый биотитовый гранит из дайки, секущий граниты № 5. 37 (М. С.) — биотитовый гранит. 38 — то же, по К. К. Пяткову. 39 — аплитовидный биотитовый гранит-порфир, по И. Х. Хамрабаеву. 40 — гранодиорит, по И. Х. Хамрабаеву и Р. Магдиеву (1970). 41 — гранит, по К. К. Пяткову. 42 — то же. 43 (М. С.) — биотитовый гранит. 44 — по Р. Магдиеву. 45 (Э. И.) — дайка в крупнозернистых гранитах, в 2,5 км выше колодца по саю Чарыкты. 46 — по Р. Магдиеву. Восточная часть интрузива. 47 — диорит-порфирит, по Р. Магдиеву, сай Чарыкты.

Резюме по Чарыктинскому интрузиву:

1. В интрузиве представлен следующий ряд пород: диориты — роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты — роговообманково-биотитовые граниты — роговообманково-биотитовые граниты и аплиты нескольких генераций — дайковые биотитовые граниты и граниты-порфиры — мелкои тонкозернистые биотитовые граниты — диорит-порфириты. Вся серия здесь резко прерывистая, высококонтрастная, завершенная (рис. 97).

2. Общий набор интрузивных и дайковых пород, облик и главные петрографические признаки диоритов, гранитов и послегранитовых даек позволяют говорить о принадлежности интрузива к Кульджукской серии. Этот вывод усиливается фактами развития «доталитовых» кварцевых жил и даек кварцевых альбитофиров, сходных с образованиями Бокалинской серии.

3. Индивидуальной особенностью интрузива, отличающей его от других объектов Кульджукгауской серии, является повышенная щелочность гранитов (сумма K_2O и Na_2O превышает 8%), причем достигается это главным образом за счет калия. Повышенная калиевость прису-

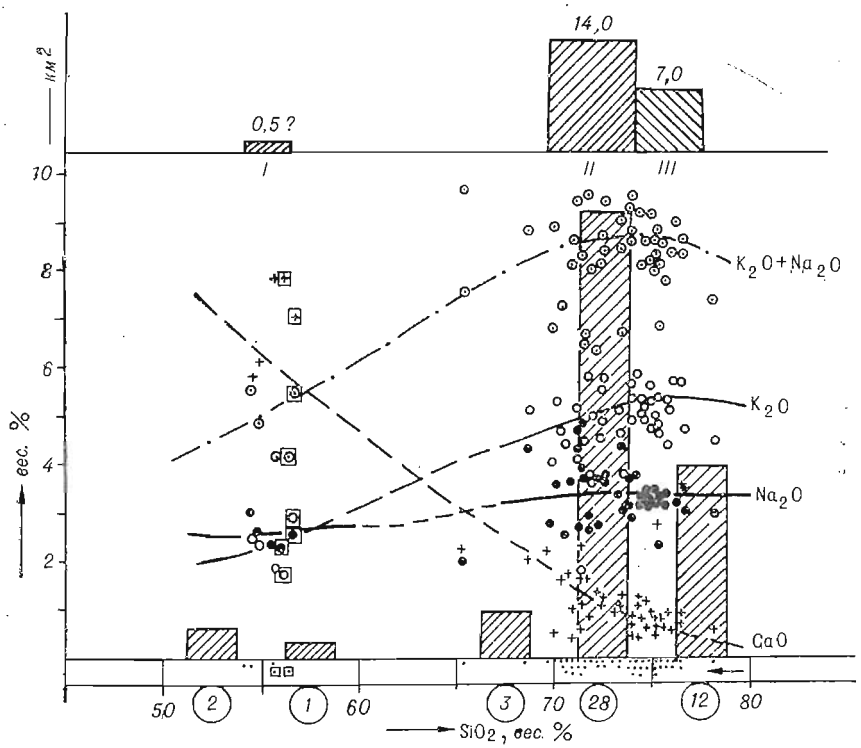


Рис. 97. Статистико-петрохимическая диаграмма Чарыктинского интрузива. Сост. по данным табл. 33. Квадратами показаны составы послегранитовых даек (группы пород, для которых вычислены соотношения площадей: I — диориты, II — роговообманково-биотитовые граниты, III — биотитовые граниты).

ща также самым ранним породам серии — диоритам (рис. 97). Уникальная черта интрузива — весьма высокая насыщенность интрузивных и дайковых гранитов акцессорным флюоритом.

4. Благодаря повышенной общей щелочности граниты интрузива приобретают некоторое сходство с субщелочными гранитами или граносиенитами Кошрабатской серии. Это сходство, однако, касается лишь некоторых деталей и, на наш взгляд, не «перевешивает» более существенных признаков принадлежности к Кульджуктауской серии, о которых сказано выше.

5. Специальное изучение приконтактовых явлений вскрывает их отчетливую независимость от состава боковых пород, которые здесь крайне разнообразны. Во всех случаях эндоконтактовые зоны сложены более кислыми, лейкократовыми и обогащенными калием гранитами, чем во внутренних частях интрузива. Можно утверждать, что потоки лейкократизирующих сквозьмагматических растворов из глубины к периферическим частям интрузива были всегда достаточно сильными, чтобы преодолеть контаминацию магмы материалом боковых пород. Именно весьма интенсивными преимущественно калиевыми сквозьмагматическими потоками, скорее всего, обусловлена и повышенная щелочность интрузива.

Алтынтауский интрузив

Интрузив расположен на юге Букантау, непосредственно западнее Кокпатаса. Изучался ранее К. Л. Бабаевым, П. И. Саловым, И. В. Швеем, К. Л. Бабаев (1954) выделил здесь раннюю фазу биоти-

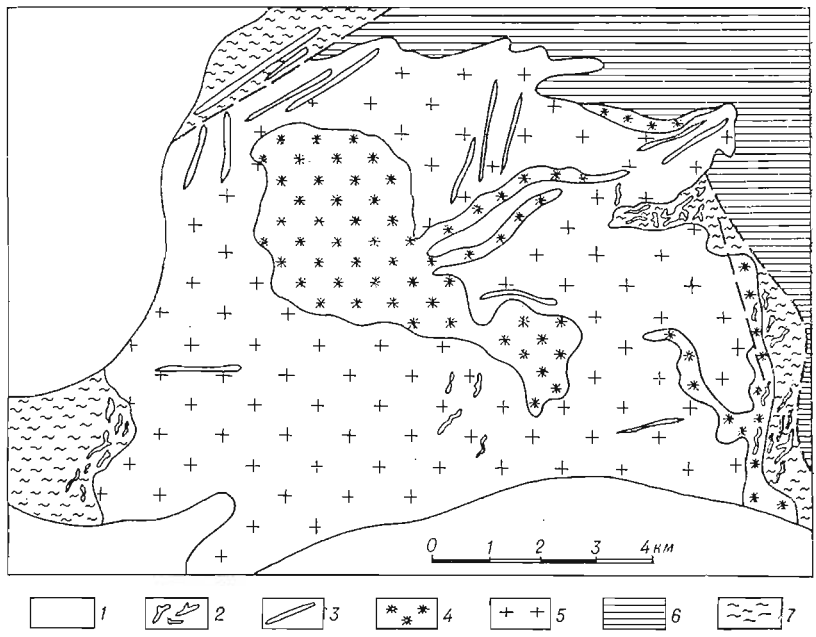


Рис. 98. Схематическая геологическая карта Алтынтауского интрузива. Сост. З. А. Юдалевич, Г. Г. Сандомирский, Р. И. Ярославский.

1 — четвертичные отложения; *2* — места широкого развития жил пегматитов и аплитов, *3* — дайки мусковитовых лейкогранитов; *4* — комплекс двуслюдяных гранитов (нерасчлененных); *5* — комплекс биотитовых адамеллитов и гранитов (нерасчлененных); *6* — песчаники, алевролиты, сланцы, кремнистые породы кокпатасской свиты C_2; *7* — песчаники, филлиты, амфиболовые сланцы, кварциты.

товых и позднюю фазу двуслюдяных гранитов, каждую со своими жильными производными. И. В. Швей считал интрузив однофазным. З. А. Юдалевич и Г. Г. Сандомирский наметили семь фаз гранитоидов, однако отвечающие им тела из-за малой детальности исследований на карте (рис. 98) обобщены. Э. П. Изохом были сделаны пересечения в восточной и западной частях интрузива, а М. В. Сухиным пройден геолого-геофизический разрез (рис. 99).

Площадь интрузива около 140 кв. км. Вмещающие породы, по К. К. Пяткову и А. К. Бухарину, следующие: S_1 — конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, сланцы, кремнистые породы; D_{1-2} — известняки и доломиты, прослои диабазов, песчаников, аргиллитов; C_1 — известняки; C_{1-2} — вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения.

Последовательность формирования интрузива следующая: 1) тоналиты, 2) биотитовые адамеллиты и граниты, 3) двуслюдяные граниты.

Тоналиты в виде изолированных выходов наблюдались Э. П. Изохом в 6 км к северо-востоку от колодца Дербез, в северо-восточном экзоконтакте интрузива. Породы серые и темно-серые, мелкозернистые, практически лишенные микроклина, с рыжеватым биотитом, преобладающим над очень бледной зеленой роговой обманкой, подчеркнуто натровые (№ 1 в табл. 34). По микроскопическим и петрохимическим признакам они весьма близки к тоналитам Бокалинской серии.

Ксенолиты мелкозернистых натровых гранитоидов этого типа отмечены З. А. Юдалевичем (№ 2 в табл. 34 и рис. 100, а—в), а также Э. П. Изохом (№ 7, 9, 16 в табл. 34) в разных частях интрузива как в биотитовых, так и двуслюдяных гранитоидах.

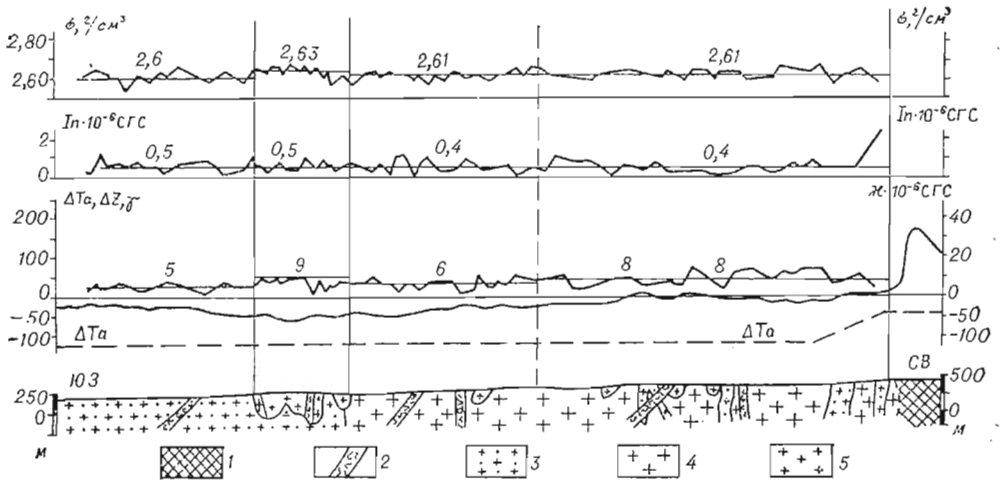


Рис. 99. Геолого-геофизический разрез Алтынтауского интрузива. Сост. М. В. Сухин.
1 — кварциты, кварцит-сланцы; *2* — пегматиты; *3* — двуслюдяные граниты; *4* — среднезернистые порфировидные граниты и адамеллиты; *5* — мелкозернистые биотитовые гранитоиды. Графики: σ — плотности, ж — магнитной восприимчивости, *In* — остаточной намагниченности, *ΔZ* — наземной магнитометрической съемки, *ΔTa* — аэромагнитной съемки.

Биотитовые гранитоиды З. А. Юдалевичем подразделены на три фазы: 1) среднезернистые порфировидные адамеллиты, 2) крупнозернистые порфировидные адамеллиты, 3) мелкозернистые адамеллиты и граниты. Между всеми ними отмечены четкие контакты и рвущие соотношения (рис. 100). Породы различаются по зернистости, степени однородности и окраске, но в целом близки между собой по минеральному составу и химизму. Состав: давленый кварц, слабозональный олигоклаз — кислый андезин, решетчатый микроклин — микропертит, грязно-бурый или рыжеватый биотит, нередко мусковит, замещающий полевые шпаты, апатит, циркон, сфен, ортит. По облику, минеральному и химическому составу это типичные гранитоиды Кульджуктауской серии.

Двуслюдяные граниты занимают площадь около 25 кв. км. З. А. Юдалевич выделил три типа этих пород, отвечающих сближенным фазам: крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые. Контакты разновидностей друг с другом четкие, обычно без закалки, лейкократизации и иных приконтактовых явлений. Многочисленные дайки и интрузивные тела двуслюдяных гранитов секут биотитовые адамеллиты и граниты во многих местах (рис. 100, *д*). Цвет пород преимущественно розовый или красный. Биотит и мусковит примерно равны по количеству. Характерно равномерное распределение кристаллов альмандина размером до 3—4 мм. В шлифах устанавливается несколько генераций мусковита, причем наиболее ранний образует сростки с биотитом или выполняет интерстиции между полевыми шпатами без следов замещения, а поздний развивается по полевым шпатам. Есть все переходы к грейзенизированным гранитам и собственно грейзенам. Двуслюдяные граниты сопровождаются мусковитовыми гранитами, аплитами, пегматитами, обогащенными гранатом и турмалином. По химизму (№ 23—27 в табл. 34) граниты и аплиты представляют собой наиболее кислые и калиевые породы интрузива. В связи с ними наиболее широко проявлена эндоконтактовая лейкократизация и экзоконтактовая гранитизация боковых пород.

Резюме по Алтынтаускому интрузиву: интрузив, по-видимому, полихронный, т. е. помимо гранитоидов Кульджуктауской серии, в его составе присутствуют ранние натровые гранитоиды Бокалинской серии (?), что сказывается на характере петрохимической диаг-

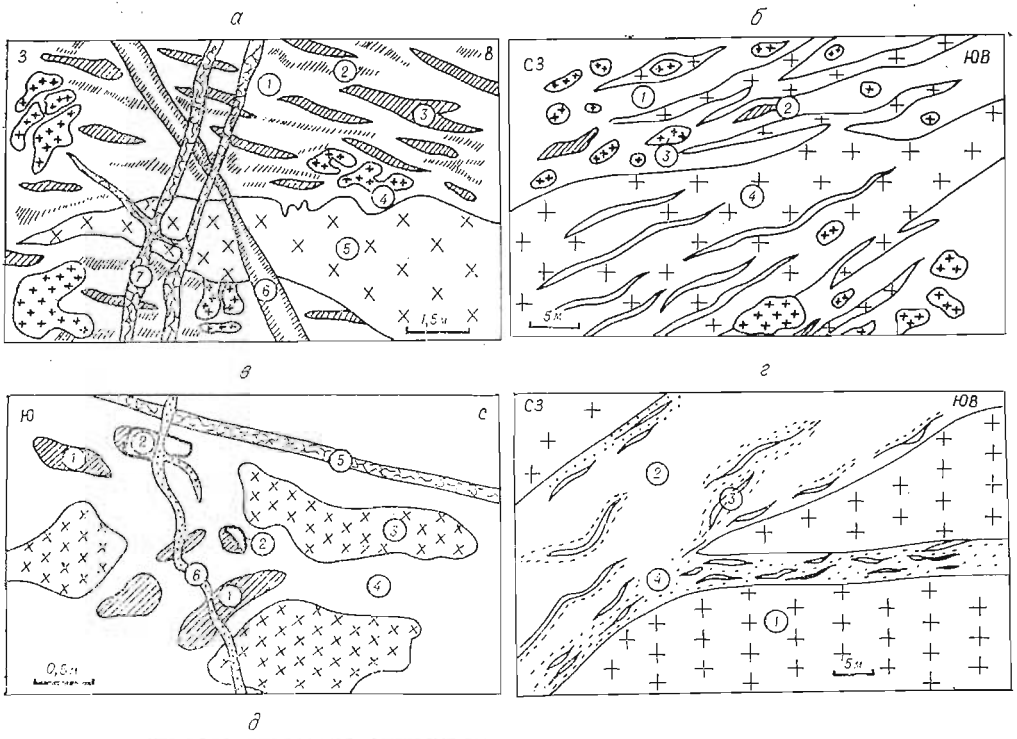


Рис. 100. Зарисовки обнажений в Алтынтауском интрузиве.

а — обн. 1835 (З. Ю.), 1,4 км к юго-востоку от выс. 445,0 м, у дороги Ходжаахмет — Дербез (*1* — среднезернистые порфировидные биотитовые адамеллиты с более меланократовыми участками — *2*, реликтами гранитизированных сланцев — *3*, ксенолитами мелкозернистых порфировидных тоналитов или гранодиоритов — *4*, *5* — крупнозернистые биотитовые адамеллиты, *6* — симметричная дайка: мелкозернистые биотитовые адамеллиты в зальбандах, среднезернистые лейкограниты в осевой части, *7* — жила пегматита); *б* — обн. 1836 (З. Ю.), близ колодца Дербез (*1* — среднезернистый биотитовый адамеллит с реликтами гранитизированных сланцев — *2* и мелкозернистых тоналитоподобных пород — *3*, *4* — крупнозернистые биотитовые адамеллиты, более лейкократовые, чем среднезернистые); *в* — обн. 2786 (З. Ю.), правый борт Аулиесая, в карьере у дороги (*1* — фельдшпатизированные ксенолиты сланцев, *2* — жильный кварц (в ксенолитах), *3* — среднезернистые биотитовые адамеллиты. *4* — крупнозернистые биотитовые адамеллиты, *5* — пегматит, *6* — аплит); *г* — обн. 1848 (З. Ю.), 400 м к северу от родника Ходжахмет (*1* — крупнозернистые биотитовые адамеллиты, *2* — мелкозернистые биотитовые адамеллиты — граниты, *3* — полосы и обособления, обогащенные биотитом, *4* — мелкозернистые лейкократовые обособления); *д* — обн. 31 (Э. И.), район колодца Джиланды (*1* — серые биотитовые адамеллиты, *2* — красные двуслюдяные граниты с гранатом, *3* — пегматит).

раммы (рис. 101). Как указывает М. В. Сухин, ссылаясь на данные И. А. Фузайлова, интрузив обладает слабодифференцированным отрицательным магнитным полем, таким же, как все прочие интрузивы Кульджуктауской серии. Однако на периферии выделяется ряд изометрических положительных магнитных аномалий, сопоставимых с таковыми над телами гранитоидов Бокалинской серии. Установлены более ранние, чем биотитовые гранитоиды интрузива, кварцевые жилы в роговиках (рис. 100, *в*). Все эти данные делают предположение о присутствии здесь пород Бокалинской серии достаточно вероятным.

Таблица 34

Алтынтауский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1	43б	63,26	0,65	16,44	0,40	4,40	0,10	1,00	5,48	4,80	2,40	0,07	0,80	0,15		0,07	99,95
2	1835	65,33	0,68	16,50	0,36	3,81	0,08	1,85	3,43	4,11	2,50	0,12	1,04	0,18	0,20		99,69
3	3315	65,97	0,60	15,99	0,08	3,19	0,07	1,61	3,36	3,95	3,26	0,14	1,36	0,20	0,20	0,01	99,60
4	3316	67,48	0,52	15,91	0,01	3,20	0,06	1,06	3,15	4,00	2,90	0,29	1,23	0,17	0,20	0,02	99,98
5	1376	68,21	0,36	14,86	1,27	2,30	0,05	1,00	3,08	4,07	3,32	0,17	1,51	0,14	0,44	0,10	100,32
6	1836	68,28	0,63	15,72	0,72	2,44	0,05	1,50	2,80	3,72	3,44	0,10	0,79	0,20	0,20		100,04
7	31б	68,50	0,45	15,66	0,23	2,47	0,06	1,10	2,80	4,70	3,00	0,10	0,67	0,18		0,03	99,92
8	М-97	68,65	0,37	15,86	0,55	2,23	0,05	1,00	3,36	3,98	2,43	0,09	1,26	0,15	0,58	0,10	99,98
9	33в	68,67	0,42	15,95	0,01	2,65	0,05	0,60	2,87	4,50	2,65	0,06	0,46	0,15		0,05	99,04
10	1847	68,72	0,50	15,04	0,29	2,87	0,05	1,20	2,80	3,80	3,17	0,10	0,88	0,10	0,20		99,32
11	3312	70,77	0,37	15,43	0,20	1,97	0,05	0,70	2,94	4,24	2,82	0,09	0,68	0,12	0,20		100,38
12	1848	71,08	0,34	14,85	0,32	1,94	0,05	1,30	1,82	3,67	3,89	0,10	0,76	0,18	0,20		100,06
13	3311	71,58	0,06	15,04	0,32	1,58	0,05	0,50	2,38	4,23	3,29	0,13	0,64	0,10	0,20		99,90
14	932-1	71,52	0,21	14,44	0,53	1,30	0,04	0,80	2,18	3,63	3,93	0,04	0,96	0,12	0,22	0,01	99,70
15	М-96	71,54	0,27	14,76	0,05	1,87	0,05	0,30	1,96	3,70	4,00	0,10	1,07	0,13	0,30	0,12	99,80
16	38в	71,61	0,25	14,62	—	2,00	0,06	2,20	0,30	4,70	3,00	0,15	0,86	0,05		0,15	99,80
17	3324	72,00	0,26	14,92	0,17	1,58	0,02	0,60	1,75	3,76	4,13	0,20	0,72	0,13	0,20	0,01	100,24
18	3318	72,30	0,25	14,93	0,25	1,43	0,04	0,40	1,96	3,77	3,85	0,24	0,86	0,23	0,24	0,01	100,51
19	3321	72,38	0,20	14,44	0,20	1,61	0,03	0,45	1,80	3,64	4,09	0,23	0,78	0,11	0,25	0,01	99,96
20	3306-10	72,62	0,25	13,89	0,09	1,43	0,04	0,30	2,24	4,25	3,66	0,17	0,99	0,13	0,22		99,71
21	33г	72,73	0,15	14,48	—	1,20	0,05	0,50	1,60	4,65	4,20	0,07	0,71	0,05		0,07	100,39
22	40в	72,90	—	14,50	0,40	1,44	0,05	—	0,50	4,66	4,40		0,48				99,35
23	3306-1	73,54	0,06	14,39	0,05	0,89	0,04	0,30	1,33	3,66	4,66	0,07	0,84	0,20	0,27		99,76
24	1844	73,95	0,21	13,66	0,49	1,72	0,03	0,70	1,26	3,90	3,53	0,10	0,66	0,09	0,20		100,11
25	31г	74,40	0,05	13,45	—	0,40	0,05	0,50	0,85	4,10	5,70	0,06	0,77	0,06	—	0,03	100,39
26	1829	74,81	0,07	13,91	0,16	0,72	0,05	0,60	0,56	4,00	4,37	0,10	0,70	0,23			99,95
27	36б	75,21	0,10	13,45	—	0,75	0,05	0,50	0,70	4,00	4,20	0,52	0,71	0,08		0,52	100,27

Примечание. 1 (Э. И.) — мелкозернистый роговообманково-биотитовый тоналит, 6 км на северо-восток от колодца Дербез, отдельное интрузивное тело. 2 (З. Ю.) — ксенолит мелкозернистый гранитоидной породы в биотитовом адамеллите (см. рис. 100, а). 3 (З. Ю.) — мелко-среднезернистый биотитовый гранодиорит-адамеллит, 2 км к востоку от родника Ходжаахмет. 4 (З. Ю.) — среднезернистый биотитовый адамеллит, правый борт Ходжаахметсая. 5 (М. С.) — катаклазированный биотитовый адамеллит. 6 (З. Ю.) — среднезернистый биотитовый адамеллит близ колодца Дербез. 7 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый адамеллит-трондьемит из ксенолита в двуслюдяных гранитах к юго-западу от колодца Айтым. 8 (М. С.) — мелкозернистый биотитовый адамеллит. 9 (Э. И.) — то же, что № 7, по дороге Айтым — Учкудук. 10 (З. Ю.) — среднезернистый биотитовый адамеллит из района родника Ходжаахмет. 11 (З. Ю.) — крупнозернистый адамеллит-гранит. 12 (З. Ю.) — крупнозернистый биотитовый гранит близ родника Ходжаахмет. 13 (З. Ю.) — то же, восточный склон водораздела Сарпан. 14 (З. Ю.) — то же, 150 м к северу от колодца Кудукча. 15 (М. С.) — двуслюдяной гранит. 16 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый мелагранит из ксенолита в двуслюдяных гранитах, 1,5 км к северу от колодца Джиланды. 17 (З. Ю.) — среднезернистый биотитовый гранит, левый борт Мештепсая. 18 (З. Ю.) — то же, там же. 19 (З. Ю.) — то же, район Маралсая. 20 (З. Ю.) — то же, 0,6 км к северу от колодца Джиланды. 21 (З. Ю.) — среднезернистый биотитовый гранит, дорога Айтым — Учкудук. 22 (Э. И.) — аплит с гранатом, мусковитом, турмалином, к югу от колодца Дербез. 23 (З. Ю.) — среднезернистый двуслюдяной гранит, там же, где № 20. 24 (З. Ю.) — то же, 1,5 км от колодца Айтым. 26 (З. Ю.) — двуслюдяной гранит, бассейн Трынамайсая. 27 (Э. И.) — двуслюдяной гранатовый гранит, близ колодца Джиланды.

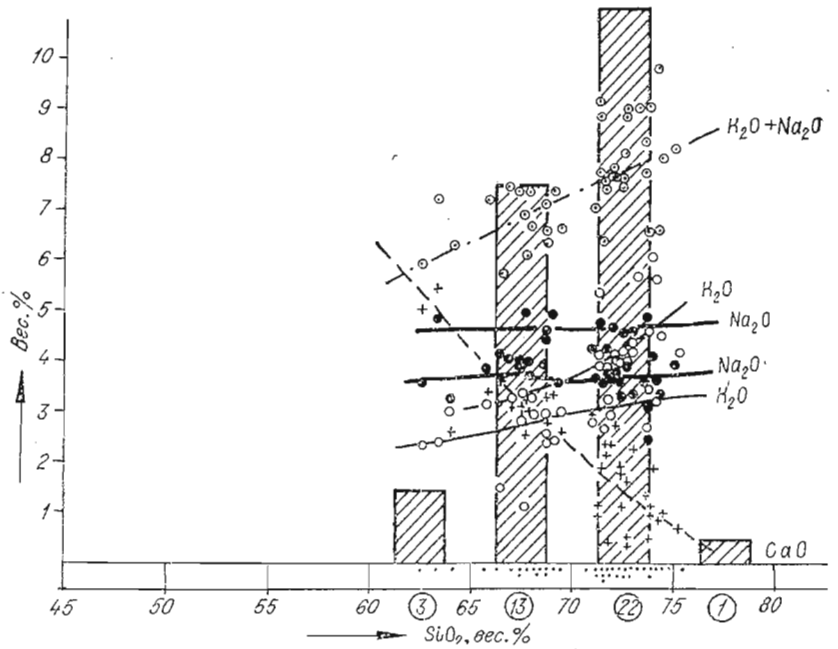


Рис. 101. Статистико-петрохимическая диаграмма Алтынтауского интрузива. Сост. по данным табл. 34. Использованы также анализы № 1324—1333, 1335—1338, 1344—1347 и 1350 из книги «Петрография Узбекистана», т. II (1965).

РЕЗЮМЕ ПО КУЛЬДЖУКТАУСКОЙ СЕРИИ

1. В описанные выше очаговые ареалы объединяются несколько сближенных интрузивов, имеющих примерно однотипное строение и состав, или же единичные изолированные интрузивы (Койташ, Сев. Тамдытау, Алтынтау и др.). В последнем случае большей частью мы имеем дело лишь с небольшими, выходящими на дневную поверхность участками значительно более крупных гранитоидных массивов, которые либо не вскрыты эрозией (Койташ), либо погребены под более молодыми мезокайнозойскими и современными покровными отложениями (Каратау, Сев. Тамдытау, Алтынтау и др.). Геофизические данные, касающиеся характера гравитационных или магнитных полей, позволяют предполагать, что такие не вскрытые эрозией или закрытые наносами интрузивные массивы на некоторой глубине от поверхности занимают площади порядка 1000 кв. км, т. е. по своим размерам являются несомненными батолитами. В тех ареалах, где пространственно сближено несколько интрузивов, можно на достаточных основаниях предполагать, что они на глубине соединяются в одно целое, также приобретая батолитовые размеры.

2. Интрузивы каждого очагового ареала обладают своими особенностями состава и строения. Внутри ареала интрузивы относительно однотипны. Поэтому можно говорить о том, что каждый очаговый ареал отвечает одному или, что также допустимо, нескольким сближенным очагам глубинного магмообразования, развивавшимся по одному плану.

3. Очаговые ареалы Кульджуктауской серии отличаются друг от друга количественными соотношениями главных типов пород, степенью контрастности серии, в том числе наличием или отсутствием ранних интрузивных тел и послегранитовых даек основного состава, а также другими деталями строения и состава интрузивной серии (рис. 103,

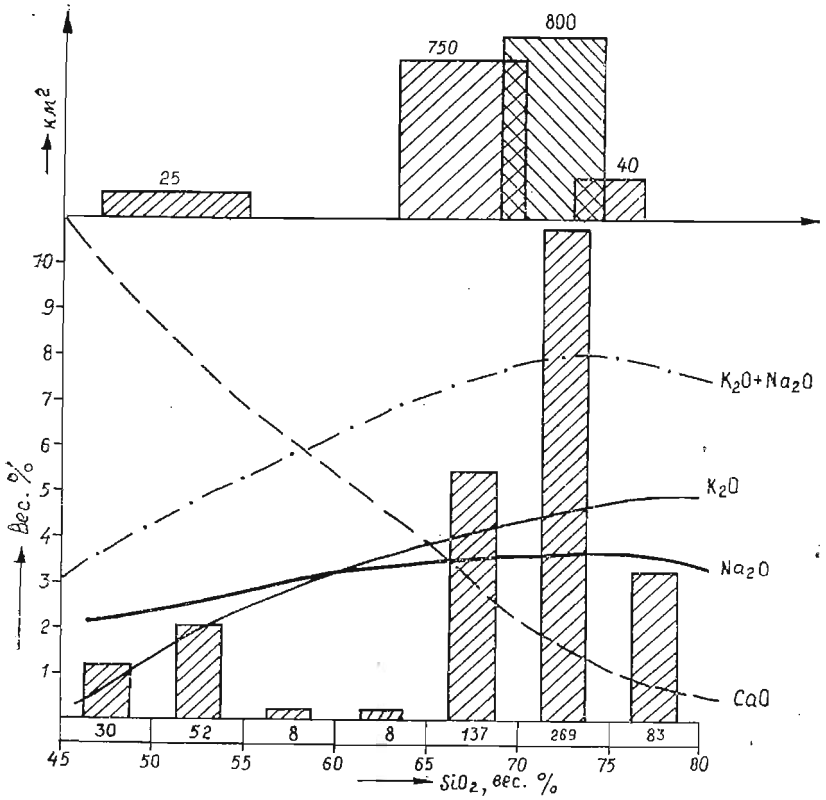


Рис. 102. Сводная статистико-петрохимическая диаграмма Кульджуктауской серии. Составлена путем совмещения частных диаграмм по различным очаговым ареалам.

табл. 35). Очаговые ареалы могут быть классифицированы различным образом и весьма дробно. С точки зрения формационного анализа на этом пути открываются новые, ранее никем не обсуждавшиеся возможности. Их следует рассмотреть специально.

а. По площадным соотношениям базитов и гранодиоритов вариации между очаговыми ареалами существенны: от 1:2 в Кульджуктау до 1 : 500 в Каратюбе (табл. 35). В ряде ареалов (Каратауском, Койташском, Каратюбинском) роль базитов равна нулю, а интрузивная серия неполна и сведена к одному гранитоидному комплексу (Алтынтауский, Зиаэтдинский и Зирабулакский ареалы).

б. По степени прерывистости различаются резко контрастный вариант серии: без кварцевых диоритов, гранодиоритов и даже адамеллитов (Кульджуктау, Каратау, Чарыкты), умеренно контрастный (Койташ и, по-видимому, Ауминзатау), а также слабо контрастный. Последний вариант относится к Каратюбе, где есть весь ряд пород от габбро до гранитов, включая кварцевые диориты и гранодиориты (табл. 35). По этому признаку Каратюбинский ареал более всего приближается к относительно непрерывной Нуратинской серии.

в. По щелочности выделяются сравнительно высококалиевый вариант серии (Кульджуктау, Каратау, Чарыкты) и менее калиевый (прочие очаговые ареалы). Более натровыми являются Койташский и Алтынтауский (?) ареалы, а наиболее калиевым — Чарыктинский.

г. По составу гранитоидного комплекса намечаются следующие типы очаговых ареалов: с обилием двуслюдяных гранитов, близких к высокоглиноземистым (Кульджуктау, Алтынтау, Каратюбе); с преобладанием роговообманково-биотитовых и биотитовых гранитоидов

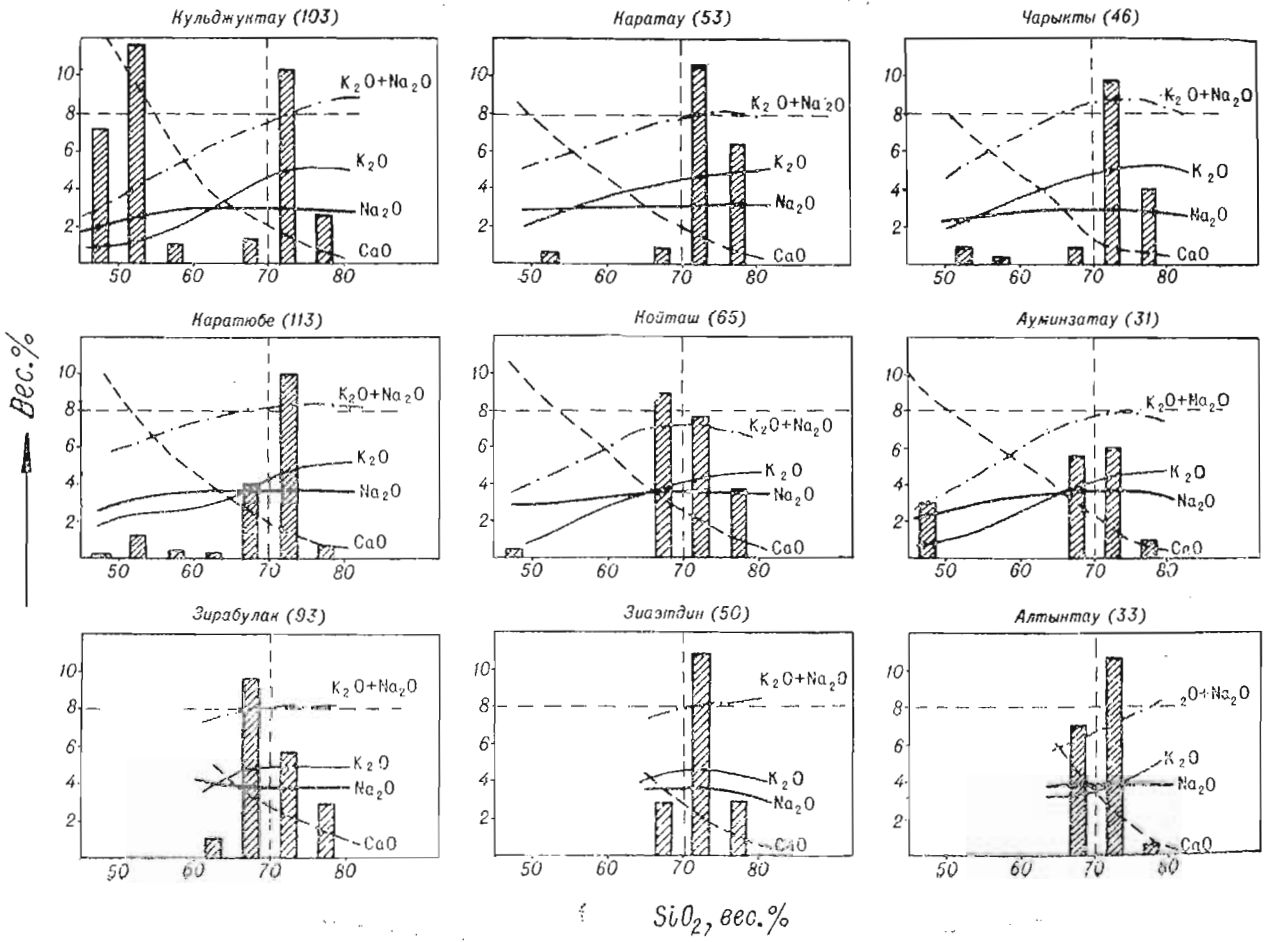


Рис. 103. Сопоставление статистико-петрохимических диаграмм ареалов Кульджуктауской серии (верхний ряд — резко контрастный габбро-гранитовый вариант серии, средний — умеренно контрастный габбро-адамеллит-гранитовый, нижний — неполный вариант, без базитов).

Таблица 35

Сопоставление очаговых ареалов Кульджуктауской серии по последовательности интрузивных и дайковых пород

Комплекс	Породы	Кульджуктау	Зирабулак	Зиаэтдин	Каратау	Каратюбе	Койташ	Аумишатау	Чарыкты	Алтынтау
Послегранитовых даек	Диорит-порфириты, спессартиты	+	—	—	(+)	+	+	+	+	—
	Кварцевые диорит-порфиры	+	—	—	(+)	+	+	+	?	—
	Гранодиорит-порфиры	—	—	—	(+)	?	+	—	—	—
Гранитоидов	Двуслюдяные граниты	+	+	+	+	+	—	+	—	+
	М-з граниты и адамеллиты	+	+	+	—	+	—	+	+	+
	Биотитовые граниты	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	Адамеллиты	—	+	+	+	+	+	+	+	+
	Гранодиориты	—	+	—	—	+	—	+	—	—
Базитов	Кварцевые диориты	—	—	—	—	+	—	—	—	—
	Диориты	+	—	—	—	+	—	—	+	—
	Габбро-диориты и габбро	+	—	—	+	+	+	+	—	—
Отношение площадей, базитов и гранитоидов		19 : 38 (1 : 2)	0 : 250	0 : 75	0,5 : 175 (1 : 350)	2 : 1000 (1 : 500)	0,1 : 40 (1 : 400)	0,7 : 60 (1 : 80)	0,5 : 30 (1 : 60)	0 : 440
Степень контрастности серии		Сильная	Без базитов		Сильная	Слабая	Умеренная (?)	Умеренная или сильная	Сильная	Без базитов

(Зирабулак, Зиаэтдин, Койташ), с гранитами повышенной щелочности (Чарыкты). Состав гранитоидного комплекса, как и предыдущий признак, имеет касательство к типу щелочности серии, т. е. скорее всего отражает режим магмообразования в глубинном очаге. По существу, речь идет о пониженной, нормальной или повышенной щелочности гранитоидов.

4. Общей чертой всех очаговых ареалов является широкое развитие гранитов и лейкогранитов, а в тех случаях, когда присутствуют ранние базиты — четкое их обособление от гранитоидов. В базитовом комплексе Кульджуктауской серии натрий преобладает над калием, в гранитоидном — соотношения обратные. В наиболее распространенных адамеллитах и умеренно кислых гранитах весовые соотношения натрия и калия почти равны или смещены в пользу последнего. Поэтому в целом Кульджуктауская серия должна быть определена как натрово-калиевая или даже калиевая прерывистая завершенная габбро-гранитовая серия (рис. 102). По номенклатуре, используемой Ю. А. Кузнецовым (1964), она может быть определена как формаци-

онный ряд, состоящий из двух самостоятельных, но тесно сопряженных формаций: габбро-диоритовой и гранодиорит-гранитовой или собственно гранитовой.

5. Рассмотренные в п. 3 вариации Кульджуктауской серии по контрастности и щелочности не выходят за пределы сделанного выше определения. Они касаются деталей или нюансов строения и состава, т. е. латеральной изменчивости серии. Однако при формационном и, особенно, металлогеническом анализе в пределах обширного региона констатация подобных вариаций интрузивной серии имеет значение.

6. Из различных признаков, уточняющих характер Кульджуктауской серии в разных очаговых ареалах, коррелируются друг с другом только повышенная калиевость и высокая контрастность (рис. 103, верхний ряд), однако малое число объектов не позволяет говорить о том, насколько эта корреляция устойчива. Другие признаки выглядят независимыми друг от друга. Наиболее очевидно, что объем габброидов не оказывает влияния на такие признаки, как контрастность и щелочность серии или состав гранитоидного комплекса (см. рис. 103). Это одно из многих подтверждений вывода о том, что габброиды и гранитоиды не находятся в прямой генетической связи, т. е. не являются производными одной магмы, неважно — базитовой или гранитной.

7. Независимость габброидов и гранитов наиболее ярко выступает в Кульджуктауском ареале, где серия резко контрастна. Здесь габброиды в крупных телах (Шайдаразский и Бельтауский интрузивы) в той или иной мере стратифицированы, несут отчетливые признаки дифференциации с разделением, с одной стороны, на габбро-пироксениты или габбро-перидотиты, а с другой — на анортозиты, т. е. приобретают диагностические черты самостоятельной габбро-пироксенит-дунитовой формации, по Ю. А. Кузнецову (1964). В Кульджуктауском и некоторых других ареалах интрузивная серия благодаря широкому развитию двуслюдяных гранитов наиболее близка к формационному ряду гипербазиты — габбро — высокоглиноземистые граниты, для которого дифференцированность и стратификация габброидов вполне характерны (Изох, 1965).

8. Исходя из отмеченной в предыдущем пункте аналогии, в Западном Узбекистане также можно предполагать полный гипербазит-габбро-гранитовый резко прерывистый формационный ряд. Такая возможность была уже отмечена при характеристике Каратауского золотоносного пояса (гл. VI) на том основании, что в районе Четтыка есть тела альпинотипных гипербазитов (серпентинитов), более поздних по сравнению с системами золотоносных кварцевых жил Бокалинской эпохи, а следовательно, попадающих на тот же возрастной уровень, что габброидные и гранитоидные интрузивы Кульджуктауской серии. Думается, эту возможность при дальнейших исследованиях стоит иметь в виду, тем более, что существуют реальные пути для ее проверки.

9. Вопрос о принадлежности габброидов и гранитоидов к одной контрастной серии всегда вызывает дискуссию. Аргументы, которыми мы оперируем, сводятся к следующему.

а. Те и другие породы теснейшим образом сопряжены пространственно и структурно (т. е. входят в одни и те же сложно построенные плутоны и даже мелкие тела типа сложных даек или кольцевых интрузивов).

б. Габброиды, входящие в состав Кульджуктауской серии, в отличие от тех, которые относятся к «офиолитовой» ассоциации C_{1-2} и независимы от гранитоидов, практически всегда обогащены первичными кварцем и микроклином. Это, на наш взгляд, прямой признак формирования габброидов в одной магматической колонне с гранитами.

в. Граниты по времени внедрения находятся в возрастной «вилке» между габброидами ранних фаз и такими же по химизму послегранитовыми дайками. Это значит, что гранитоидный и габброидный глубинные очаги действительно сопряжены как во времени, так и в пространстве.

г. Весьма важно то, что послегранитовые дайки высокой основности появляются только там, где серия полная. Они отсутствуют или отмечаются лишь спорадически в тех очаговых ареалах, где развит один лишь гранитоидный комплекс (например, в Зирабулакском, Зиаэтдинском, Алтынтауском) (см. табл. 35). Это наилучшее доказательство того, что полнота состава интрузивной серии зависит именно от строения глубинного очага.

10. Геологические данные о возрасте Кульджуктауской серии подтверждают вывод о принадлежности к ней как габброидов, так и гранитоидов. Габброиды Шайдаразского интрузива (Кульджуктау), по Я. Б. Айсанову, прорывают камыстинскую свиту C_2m_2—C_3. Габброиды Койташа, по Е. В. Чукарову, также залегают в карбонатных и терригенных отложениях C_2m_2—C_3. Наконец, в Каратюбинских горах на перевале Тахта-Карача, судя по материалам Г. Д. Шмулевич, геологическая позиция габброидов такова, что их опять-таки надо считать прорывающими молассовые отложения C_2m—C_3.

Таким образом, нижняя возрастная граница габброидов и гранитоидов Кульджуктауской серии одна и та же: не древнее первой молассы C_2m_2—C_3, которая является последним сохранившимся от размыва членом стратиграфического разреза всего региона. Но по этой же причине вопрос о верхней возрастной границе остается открытым. Если исходить из общепринятых сейчас представлений о том, что позднепалеозойские интрузивы в Западном Узбекистане по возрасту относятся к самому концу C_3 и большей частью к P_1, то интервал времени, в течение которого образовалась вся интрузивная серия, должен быть сравнительно небольшим.

11. Преобладающая часть очаговых ареалов Кульджуктауской серии совпадает с ареалами более древних интрузивных серий и комплексов. Некоторые интрузивы полихронны, т. е. объединяют в одном контуре резко разновозрастные интрузивные породы (Тозбулакский, Зирабулакский, Лолабулакский, вероятно Алтынтауский и другие). Благодаря этому обстоятельству наиболее молодой возраст Кульджуктауской серии в ряду всех интрузивных формаций региона подтверждается прямыми наблюдениями. В Зирабулакском, Тымском, Кетменчинском интрузивах гранитоидами Кульджуктауской серии прорваны сходные с ними по составу породы Тымского комплекса (aD_1), в Тозбулакском и Лолабулакском интрузивах — щелочные породы Кошрабатской серии (D_3—C_1), в Каратауском, Зирабулакском, Зиаэтдинском, Чарыктинском, Аяк-Кудукском очаговых ареалах — дайковые образования или золотоносные кварцевые жилы, с большей или меньшей долей вероятности принадлежащие Бокалинской серии.

12. Все габброидные интрузивы Кульджуктауской серии обладают признаками внедренных (аллохтонных) тел, поступивших с каких-то более глубоких уровней, для суждения о которых объективных данных нет. Основная аргументация в пользу внедренности сводится к следующему.

а. Габброиды не являются ассимиляционными или иного рода краевыми фациями гранитоидов, что удостоверяется всей массой полевых геологических данных и подтверждается отчетливо бимодальным статистическим распределением состава пород, т. е. прерывистым характером интрузивной серии.

б. Нет сколько-нибудь заметного соответствия между составом габброидов и составом вмещающих их пород: совершенно одинаковые

или сходные по структуре, минералогическому составу и химизму основные породы залегают среди чисто карбонатных толщ (Тозбулак, Бельтау, Чарыкты, Койташ); среди чисто алюмосиликатных (Ауминзатау, Каратау, Таушанский интрузив в Кульджуктау) или же как в тех, так и в других вмещающих породах (Актостинский и Шайдаразский интрузивы Кульджуктау, Аткамарский интрузив в Каратюбе и другие).

в. Бельтауский и отчасти Шайдаразский интрузивы обладают признаками кристаллизационной дифференциации и стратификации и близки к самостоятельной габбро-пироксенит-дунитовой формации, аллохтонность которой вообще не вызывает сомнений. В более мелких телах упомянутые признаки проявлены слабо или отсутствуют, однако это связано с особенностями застывания и кристаллизации габброидных тел, а не с составом или происхождением основной магмы.

д. Габброиды ранних фаз Кульджуктауской серии имеют своих вещественных аналогов в виде основных послегранитовых даек. Можно утверждать, что те и другие исторгались из одного базитового очага лишь в те моменты, когда вышележащий гранитоидный очаг был либо еще не сформирован, либо уже консолидирован.

13. Подобно габброидам, внедренными надо считать и гранитоидные интрузивы Кульджуктауской серии. Доказательства следующие.

а. Гранитоидные интрузивы окружены ореолами контактовых роговиков, ширина которых относится к поперечным размерам самих интрузивов как 1:20 — 1:40. В пределах контактовых ореолов зоны приконтактовой гранитизации имеют ширину от 0 до 1—2 м, редко до 10—20 м, т. е. по сравнению с поперечником гранитоидных тел (5—20 км и более) она исчезающе мала. Как известно, в заведомо автохтонных плутонах, приуроченных к областям региональной гранитизации, соотношения между гомогенными магматическими и негомогенными гранитизированными породами субстрата смещены в пользу последних. Такого рода объектов в составе Кульджуктауской серии нет.

б. Состав гранитоидных интрузивов, так же, как габброидных, обнаруживает явственную независимость от характера рамы. Так, с карбонатными породами на большом протяжении контактируют роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты (Зирабулакский, Чиракджуринский, Майзакский, Кошкудукский, Каратюбинский, Койташский интрузивы), роговообманково-биотитовые граниты (Чарыкты), биотитовые граниты и адамеллиты и двуслюдяные граниты (Тозбулакский, Зирабулакский, Каратюбинский интрузивы и др.). С песчанико-сланцевыми породами алюмосиликатного состава контактируют роговообманково-биотитовые гранодиориты — адамеллиты (Зирабулакский, Кошкудукский, Койташский, Каратюбинский, Ауминзатауский и другие интрузивы), биотитовые граниты и адамеллиты (Акмазарский, Каратауский, Ауминзатауский, Алтынтауский и др.), двуслюдяные граниты (Шайдаразский, Таушанский, Актостинский, Гунжакский, Каратюбинский, Каратауский, Алтынтауский и другие интрузивы). Пользуясь теми методами, которые применены в данной работе для расчленения и сопоставления гранитоидов, мы не в состоянии отличить друг от друга одноименные гранитоиды, прорывающие карбонатные, терригенные или иные по составу вмещающие породы.

в. Признаком внедрения гранитоидных тел служит многофазный и притом гомодромный характер их формирования. Надо заметить, что пока не предложено сколько-нибудь удовлетворительных объяснений механизма формирования таких интрузивов, кроме внедрения различных порций магмы закономерно меняющегося состава.

Таким же признаком внедрения гранитной магмы служит интрателлурическое (по преимуществу) происхождение порфировых выде-

лений микроклина, весьма характерных для пород гранодиорит-адамеллитового и адамеллит-гранитного состава. Это удостоверяется тем, что вкрапленники распространены у самых контактов с вмещающими породами, но, как правило, не развиваются за счет последних. При этом фация закалки, если таковая проявлена, фиксируется только по зернистости основной массы, но не по размеру или распределению порфировых выделений (Каратюбинский, Кошкудукский, Майзакский, Чарыктинский и другие интрузивы). Интенсивный порфирокластез захватывает лишь те более ранние породы, которые размещаются среди гранитоидов в виде ксенолитов, т. е. находятся в условиях переработки, существенно отличных от тех, которые имеют место на контактах с боковыми породами.

Наконец, прямыми признаками внедрения и течения расплавов являются описанные в разных разделах данной главы многочисленные признаки перемещения ксенолитов, в том числе не соответствующих породам рамы; ориентировка вкрапленников или их скоплений; меланократовые «струи» (переработанные ксенолиты); дайки и жилообразные инъекции одних пород в другие и т. п.

14. Главным, преобладающим практически во всех гранитоидных интрузивах типом эндоконтактовых изменений является лейкократизация — увеличение кремнекислотности пород с одновременным уменьшением содержания фемических компонентов и извести (т. е. основности). Очень редко на контактах с карбонатными породами наряду с лейкократизацией отмечается повышение щелочности. Практически нет примеров увеличения основности пород в эндоконтактовой фации, хотя на поиски таковых было обращено специальное внимание.

15. Лейкократизация проявлена в одинаковой мере у контактов гранитоидов с самыми разными боковыми породами: песчанико-сланцевыми, карбонатными, основными (типа метаэффузивов) и даже с гипербазитами. Результатом во всех случаях является образование приконтактовых лейкогранитов, аплитов, пегматит-аплитов или пегматитов, по всем признакам вполне идентичных одноименным жильным породам. Есть все основания утверждать, что генезис тех и других пород один.

16. С лейкократизацией, обусловленной перемещением легких и легкоподвижных компонентов из глубин к периферическим и, особенно, апикальным частям интрузивов, связана внутренняя зональность самих интрузивов: смена роговообманково-биотитового парагенезиса граиитоидов биотитовым при приближении к контакту с боковыми породами любого состава и развитие эндоконтактовых лейкократовых фаций. Таким образом, наблюдаемая зональность сводится к смене менее кислых пород внутренних частей интрузивов более кислыми и лейкократовыми в краевых частях, причем обусловлена она не внешними, а внутренними причинами, с которыми связано развитие всей магматической колонны или системы в целом.

17. Одноименные породы Кульджуктауской серии (например, адамеллиты, биотитовые и двуслюдяные граниты) в удаленных друг от друга интрузивных обладают большим сходством, которое нередко распространяется на все детали облика, структуры и минералогического состава. Поэтому довольно легко осуществляется сопоставление интрузивов по фазам внедрения, что продемонстрировано табл. 35. К этой таблице нужно сделать некоторые комментарии.

Во многих интрузивах выделяется фаза мелкозернистых двуслюдяных и (или) биотитовых гранитов, которые нередко отличаются либо общим более меланократовым характером по сравнению с гранатами предшествующей им фазы (Тозбулак), либо обилием ксенолитов рого-

виков, местами увеличивающих основность гранитов до мелагранитов или адамеллитов (Каратюбе, Ауминзатау). Эта фаза фиксирует собой смену гранитоидов нормальной щелочности двуслюдяными гранитами, близкими к высокоглиноземистым (т. е. с пониженной щелочностью). Она имеет маркирующее значение при сопоставлении Нуратинской и Кульджуктауской серий (см. далее).

Кроме того, надо отметить более сильную давленность (катаклаз, милонитизацию), а иногда и гнейсовидность гранитов последних фаз серии, особенно двуслюдяных, по сравнению с более ранними адамеллитами — гранодиоритами. Особенно ярко это видно в Кульджуктауском, Каратюбинском и, отчасти, Зирабулакском ареалах. Эти факты позволяют предполагать, что заключительные фазы формирования Кульджуктауской серии протекали в обстановке усилившегося сжатия. То же самое имеет место и в Нуратинской серии.

18. Главные особенности Кульджуктауской серии вполне удовлетворительно объясняются гипотезой вертикальной миграции уровней глубинного магмообразования (Изох и др., 1957, 1967; Кузнецов, 1964). Варианты интрузивной серии, различающиеся по степени прерывистости, контрастности, щелочности и т. п., могут быть отнесены за счет разной скорости или интенсивности вертикальной миграции фронта магмообразования или за счет изменчивости режима интрателлурического щелочного привноса в разных очаговых ареалах.

19. Давно известно, что с гранитоидами Кульджуктауской серии тесно связано скарново-шеелитовое оруденение (месторождения Ингичке и Койташ и множество мелких рудопроявлений), оловянное (Чангаллы, Карнаб, Лапас, Каратауский интрузив, Каратюбе) и редкометальное оруденение (пегматиты и грейзены Каратюбе и южной части Зирабулакских гор). Группировка интрузивов по очаговым ареалам позволяет наметить некоторые связи между типами постмагматического оруденения и характером интрузивной серии, взятой в целом.

Скарновое оруденение оказывается наиболее характерным для тех очаговых ареалов, где широко распространены гранитоиды повышенной основности (Койташский и Зирабулакский ареалы). Напротив, несмотря на благоприятную карбонатную среду, скарны не характерны для резко контрастных очаговых ареалов типа Кульджуктауского или Чарыктинского, где доминирующая роль принадлежит кислым и ультракислым гранитам.

Предпочтительная приуроченность скарнов к гранитоидам повышенной основности известна давно. Однако, судя по описанным в этой главе объектам, речь в данном случае идет не о прямой связи скарнов с отдельными гранодиорит-адамеллитовыми телами. Скарны формируются в конце интрузивной серии, после гранитов и подавляющей части лейкогранитов и аплитов. Несмотря на исчерпывающую детальность изучения скарнов, не обнаружено ни одного случая, когда бы они пересекались интрузивными телами биотитовых или двуслюдяных гранитов более поздних фаз. Поэтому встает вопрос о том, что характер постмагматического процесса и рудоносности интрузивов определяется не ими самими, а особенностями всей магматической колонны (интрузивы+глубинные магматические очаги), т. е. в конечном счете историей очагового ареала, запечатленной в том или ином варианте интрузивной серии.

20. Оловянное оруденение вообще присуще только калиевым интрузивным сериям и комплексам (Изох, 1969, 1971). Кульджуктауская серия, как уже отмечалось, характеризуется преобладанием в гранитоидах калия над натрием. Поэтому развитие в связи с нею оловянного оруденения закономерно. Наибольшие его концентрации отмечаются в Каратауском и Карнабском интрузивах, сложенных однотипными био-

титовыми гранитами. Признаки олова известны в Зирабулакском и Каратюбинском интрузивах, где широко распространены такие же граниты. Таким образом, олово оказывается характерным для тех очаговых ареалов, где существенная роль принадлежит именно биотитовым гранитам. Таких ареалов большинство, поэтому возможности обнаружения новых точек оловянного оруденения достаточно широки.

21. В тех ареалах, где наряду с биотитовыми гранитами широко распространены двуслюдяные граниты с повышенной глиноземистостью, появляются также геохимические признаки редкометального оруденения (Каратюбе, юг Зирабулакских гор, Алтынтау), причем оловянное оруденение также не исключается. В данном случае Кульджуктауская серия приобретает черты рудоносности, присущие завершенным вариантам формации высокоглиноземистых гранитов (Изох, 1965; Изох, Загрузина, 1969).

Глава VIII

НУРАТИНСКАЯ ГАББРО-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНАЯ СЕРИЯ

Серия представляет собой латеральный аналог Кульджуктауской. В отличие от последней она непрерывна, так как включает весь ряд пород, от габбро до гранитов. Гранитоидная часть ее сложная и, в свою очередь, подразделяется на ряд комплексов. Интрузивы Нуратинской серии сосредоточены в центральной части Нуратинских гор (см. рис. 1) и группируются в два очаговых ареала: Южно- и Северо-Нуратинский. К Южно-Нуратинскому ареалу относятся два сложных интрузива: Актауский и Заркайнарский. Оба они удлинены в запад-северо-западном направлении и расположены по простиранию однотипных структур. Наиболее изучен Актауский, описываемый ниже. Заркайнарский интрузив в связи с широким развитием в его составе пород Бокалинской серии был охарактеризован ранее (гл. VI).

К Северо-Нуратинскому ареалу относятся Кескенсайский, Мадаватский, Темиркобукский, Устукский, Синтабский и Акчопский интрузивы. Первые два сложены породами габбро-гранодиоритового (Каттаичского) комплекса Нуратинской серии, а остальные — породами гранитных комплексов той же серии. Наиболее яркое отличие этого ареала от Южно-Нуратинского состоит в пространственной рассредоточенности интрузивов разного состава, обусловленной сменой плана тектонических деформаций в процессе интрузии.

Интрузивы Северного Нурата в свое время были главным объектом исследований И. М. Исамухамедова (1955). Именно здесь им были установлены наиболее общие особенности магматизма Западного Узбекистана, о которых говорилось в главе «Краткая история исследований».

Начиная с 1966 г., детальные исследования здесь проводил З. А. Юдалевич. Выявленная им последовательность формирования интрузивных пород в 1967—1969 гг. частью независимо, а частью во время совместных маршрутов была в главных чертах подтверждена Э. П. Изохом, А. П. Пономаревой и М. В. Сухиным.

Актауский интрузив

Именуется также Писталитауским. После открытия скарново-шеелитового месторождения Лянгар изучался многими исследователями. Он построен чрезвычайно сложно. Тысячи инъекций одних интрузивных пород в другие, обилие ксенолитов и крупных блоков вмещающих пород и более ранних диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов в гранитах, широкое развитие различных приконтактовых явлений, многократность процесса формирования гранитов и сопровождающих их лейкократовых жильных пород производят впечатление чрезвычайной пестроты и на первых порах ошеломляют исследователя. Легко понять, почему относительно строения и механизма формирования интрузива были высказаны самые разные точки зрения.

Н. В. Нечелюстов, давший в 1936 г. первое описание Лянгарского месторождения, считал интрузив однофазным, а более основные породы — краевой ассимиляционной фацией. Х. М. Абдуллаев (1939), напротив, счел интрузив многофазным, состоящим из тел биотитовых гранитов-адамеллитов, кварцевых диоритов-тоналитов, гранит-аплитов и пегматитов. Гибридные фации и ассимиляционное происхождение диорит-тоналитовых пород им тогда отрицались.

Начиная с 1947 г. Актауский интрузив изучал И. М. Исамухамедов (1955). Он также расчленил его на три фазы: кварцевых диоритов, биотитовых гранитов и аляскитов. Кварцевые диориты, как он пишет, тесно ассоциируют с диоритами, гранодиоритами, иногда с биотитовыми гранитами, причем с последними в отдельных дайкообразных телах на протяжении 150 м по вертикали они связаны постепенными переходами (Исамухамедов, 1955, с. 34—36). Граниты, по И. М. Исамухамедову (1955, с. 78—79), прорывают кварцевые диориты, а к контакту со сланцами и снизу вверх по крутым склонам саев переходят в гранодиориты.

Аляскиты И. М. Исамухамедов считает продуктом внедрения родоначальной магмы, наименее контаминированной боковыми породами.

Последующие исследователи (Н. Д. Злейко, И. И. Санников, О. М. Римская-Корсакова, Б. Ф. Василевский, Л. С. Виноградов, Р. П. Кузнецова, В. А. Талалов, Ю. А. Чернявский и другие), изучавшие интрузив в связи с разведкой Лянгарского месторождения, также придерживались «ассимиляционной» концепции, считая родоначальной для всех интрузивных пород кислую магму. Резкие контакты и рвущие отношения объяснялись прорыванием «гибридной» корки все более кислыми расплавами, поступавшими из глубинных частей интрузива.

А. Ф. Свириденко описывает в Актауском интрузиве те же типы лейкогранитов, что и в Зирабулакском: жильные, связанные с разными фазами; метасоматические приконтактовые и интрузивные, относящиеся к последней фазе.

П. Т. Азимов (1970), исходя из петрохимических особенностей всей серии пород Актауского интрузива, в общей форме высказывается за происхождение серии интрузивных пород путем дифференциации, а не ассимиляции.

В последние годы восточная часть интрузива была закартирована в масштабе 1:50 000 Ю. И. Лошкиным и В. Г. Емельяновым. В 1967—1969 гг. интрузив изучался А. П. Пономаревой, причем некоторое время — при участии Ю. А. Абакина и О. П. Патрикеевой. Ряд маршрутов был сделан Э. П. Изохом. Слабо изученной осталась вся восточная половина интрузива.

Среди вмещающих пород западной части Актауского интрузива преобладающую роль играют карбонатные отложения, в восточной—песчанико-сланцевые. По Р. П. Кузнецовой, разрез вмещающих пород в западной части района следующий: I — пачка кристаллических сланцев ($Pz?$), мощность не более 600 м; 2) пачка мраморов (Pz_1) мощностью около 1 км; 3) песчанико-сланцевая пачка (S_1ln — w) — грубополосчатые филлитовидные серицитовые и слюдистые сланцы и песчаники, мощностью 2500 м.

В результате совместного действия процессов динамотермального и последующего контактового метаморфизма вмещающие породы очень сильно изменены. Ширина контактового ореола на западе превышает 3 км. Здесь развиты кристаллические сланцы, известково-силикатные и существенно кварцевые роговики, мраморы. Кристаллические сланцы полосчатые до грубослоистых, мощность прослоев колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров. Среди них различаются первично глинистые, алевритистые и песчанистые породы, изредка содержащие примесь карбонатного материала. По составу различаются кри-

сталлические сланцы и роговики: кварц-плагиоклаз-биотитовые, слюдяные (биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, серицитовые), слюдяные с гранатом, андалузитом, кордиеритом и силлиманитом, амфибол-кварцевые, амфибол-биотит-кварцевые. Известково-силикатные роговики имеют тонкополосчатую структуру, обусловленную прослоями, обогащенными гранатом, волластонитом, диопсидом. В них устанавливаются также кварц, плагиоклаз, кальцит, цоизит.

Актауский интрузив имеет сильно удлиненную веретеновидную форму и пережат посредине. Можно представить его как два сложных интрузива, соединенных тонкой перемычкой (рис. 104). На юго-западе района расположен Янгаклыкский интрузив, отнесенный к Бокалинской серии и описанный в гл. VI. Площадь, занятая интрузивными породами, около 300 кв. км. На севере Актауский интрузив почти на всем протяжении оборван разломом и перекрыт наносами.

Интрузив имеет преимущественно согласные контакты, углы падения которых совпадают с падением вмещающих пород. Исключение составляют лишь некоторые сателлиты и дайкообразные апофизы. По М. В. Сухину, интрузив находится в зоне положительных гравитационных аномалий интенсивностью до 10 млг, причем форма изолиний не зависит от конфигурации интрузива. Как подчеркивает М. В. Сухин, это необычное для Западного Узбекистана явление, ибо все прочие гранитоидные интрузивы характеризуются отрицательными гравитационными полями различной интенсивности. Общая картина гравитационного поля на контактах позволяет считать, что Актауский интрузив представляет собой плоско-линзовидное тело сравнительно небольшой мощности, покоящееся на приподнятом блоке кристаллического фундамента. В связи с этим влияние гравитационного поля самого интрузива оказывается несущественным по сравнению с таковым более плотной массы фундамента. Сказанное подтверждается наблюдениями над характером магнитного поля. Так, на геолого-геофизических разрезах, пересекающих интрузив (рис. 105), участки пород с повышенной магнитной восприимчивостью не совпадают с графиком ΔTa аэромагнитной съемки, отражающим влияние более глубоко лежащих магнитовозмущающих масс, т. е. скорее всего именно фундамента.

Схема расчленения пород Актауского интрузива следующая (от ранних к поздним):

Каттаичский комплекс: 1) габбро-диориты, 2) диориты, 3) кварцевые диориты и гранодиориты, 4) лейкограниты и аплиты;

Лянгарский комплекс: 5) роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, 6) среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты, 7) мелкозернистые роговообманково-биотитовые граниты, 8) среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, 9) лейкограниты, аплиты, пегматиты;

Шуракский комплекс: 10) мелкозернистые биотитовые гранодиориты, 11) среднезернистые биотитовые граниты, 12) мелкозернистые биотитовые граниты, 13) лейкограниты, аплиты и пегматиты;

Гатчинский комплекс: 14) средне-крупнозернистые двуслюдяные граниты с гранатом, 15) лейкограниты, аплиты и пегматиты;

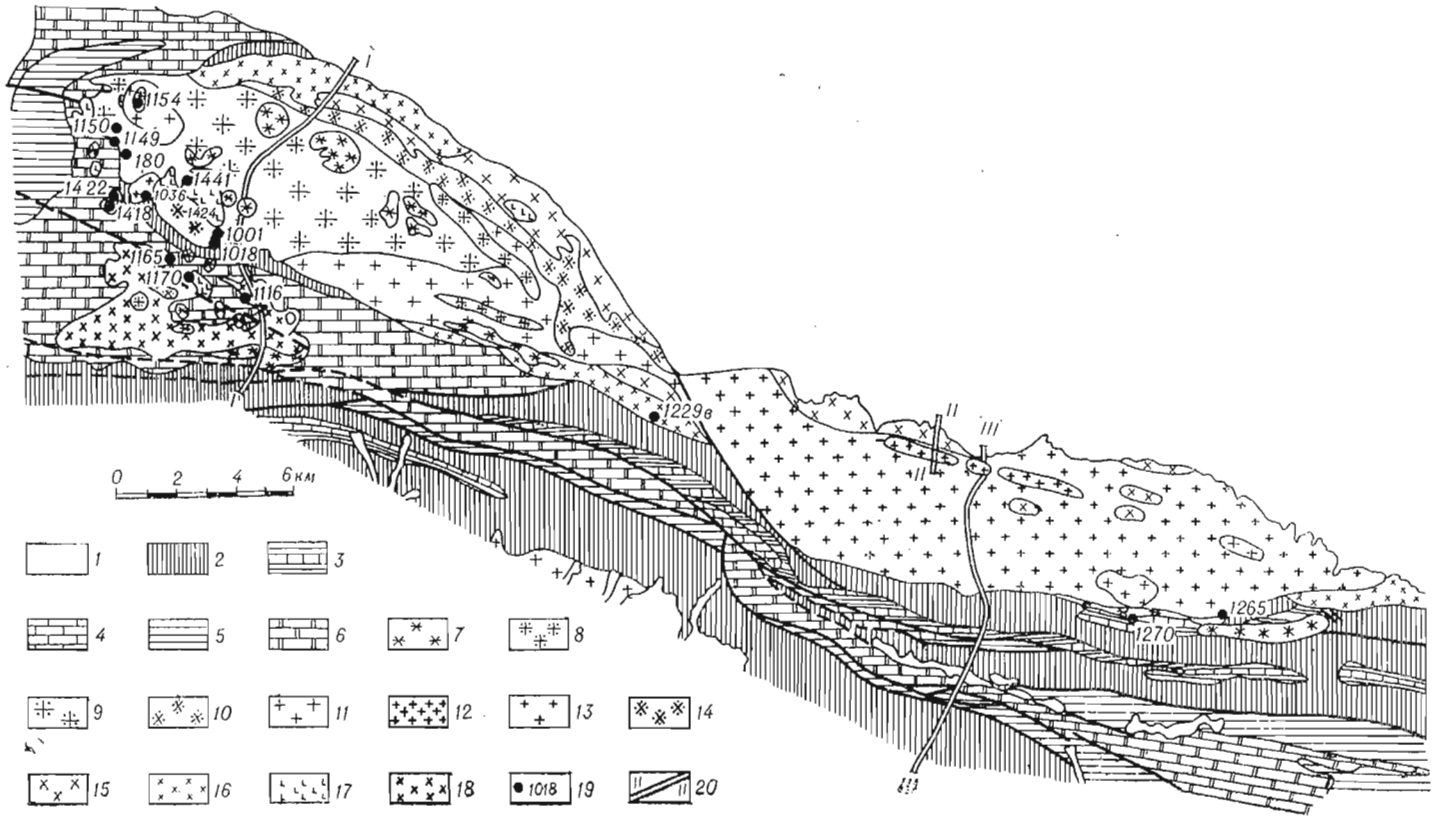
Комплекс послегранитовых даек: 16) спессартиты.

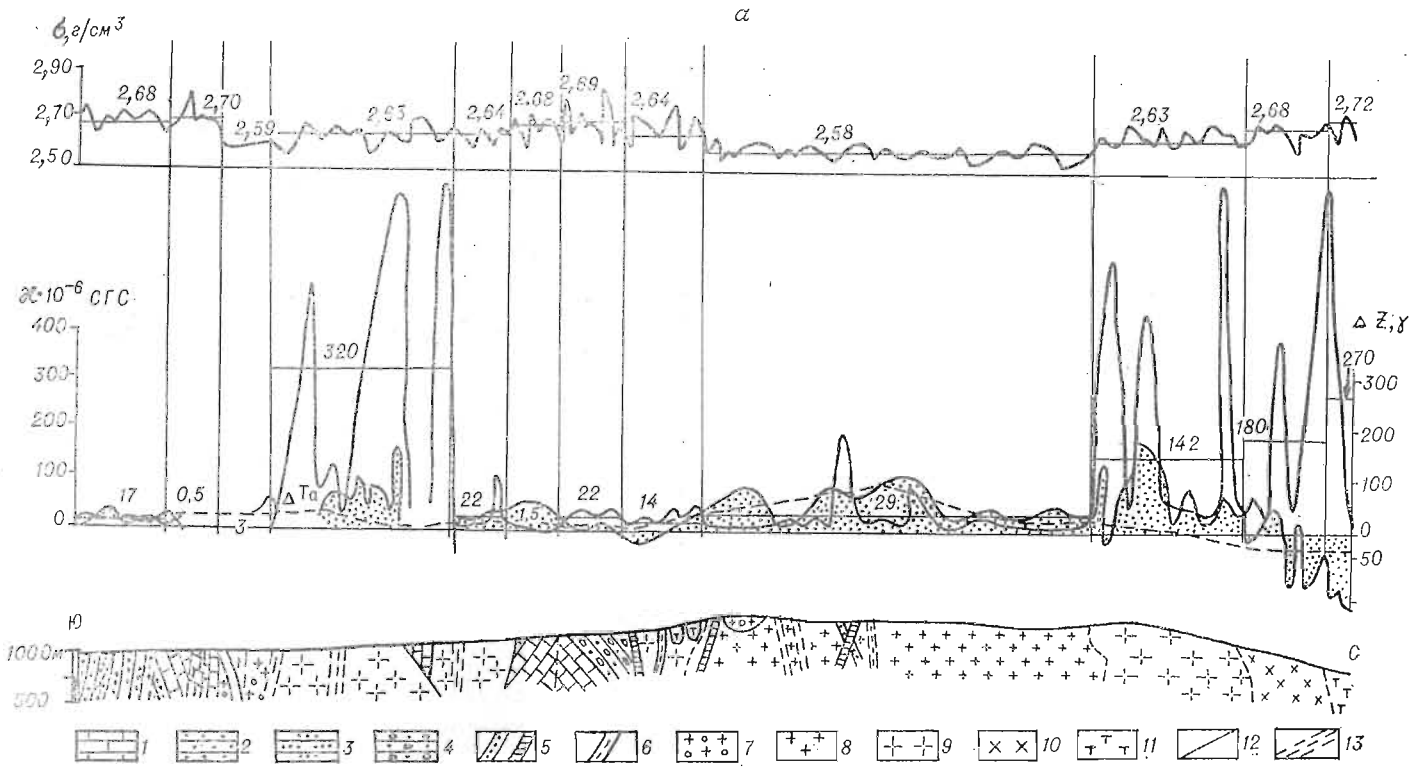
В этой схеме не учтены диориты, тоналиты и трондьемиты, а также дайковые тоналит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты Янгаклыкского и северо-западной части Актауского интрузива, принадлежащие Бокалинской серии и уже описанные в гл. VI. Группировка по комплексам дана в целях сопоставления с Северо-Нуратинским очаговым ареалом.

Перейдем к описанию главных типов пород и сопровождающих их контактовых явлений в возрастной последовательности. Здесь необходимо дать некоторые пояснения. Предыдущими исследователями контактовые явления изучались с помощью весьма генерализованных разрезов

Рис. 104. Схематическая геологическая карта Актауского интрузива. Сост. А. П. Пономарева с использованием данных Ю. И. Лошкина, В. Г. Емельянова, Р. П. Кузнецовой, Э. П. Изоха и Ю. А. Абакина.

1 — четвертичные отложения; *2* — песчаники и сланцы (S); *3* — то же, с прослоями мраморов; *4* — мраморы (S); *5* — мраморы, метаморфизованные песчаники и сланцы (Pz_1); *6* — мраморы (Pz_1); *7* — двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса; *8—10* — породы Шуракского комплекса: *8* — мелкозернистые биотитовые граниты, *9* — среднезернистые биотитовые граниты, *10* — биотитовые адамеллиты и гранодиориты; *11—15* — породы Лянгарского комплекса: *11* — среднезернистые порфировидные биотитовые граниты, *12* — мелкозернистые роговообманково-биотитовые граниты, *13* — среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты, *14* — среднезернистые адамеллиты и гранодиориты, *15* — крупнозернистые адамеллиты; *16—17* — породы Каттанчского комплекса: *16* — кварцевые диориты, *17* — диориты и габбро-диориты; *18* — тоналиты и трондьемиты Бокалинской серии; *19* — номера обнажений, упоминаемых в тексте; *20* — линии геолого-геофизических разрезов.




а
σ, г/см³
2,90
2,70
2,50
2,68
2,70
2,59
2,63
2,64
2,68
2,69
2,64
2,58
2,63
2,68
2,72
χ·10⁻⁶ СГС
400
300
200
100
0
320
17
0,5
3
ΔTa
22
1,5
22
14
29
142
180
ΔZ; γ
270
300
200
100
0
50
Ю
С
1000м
500
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

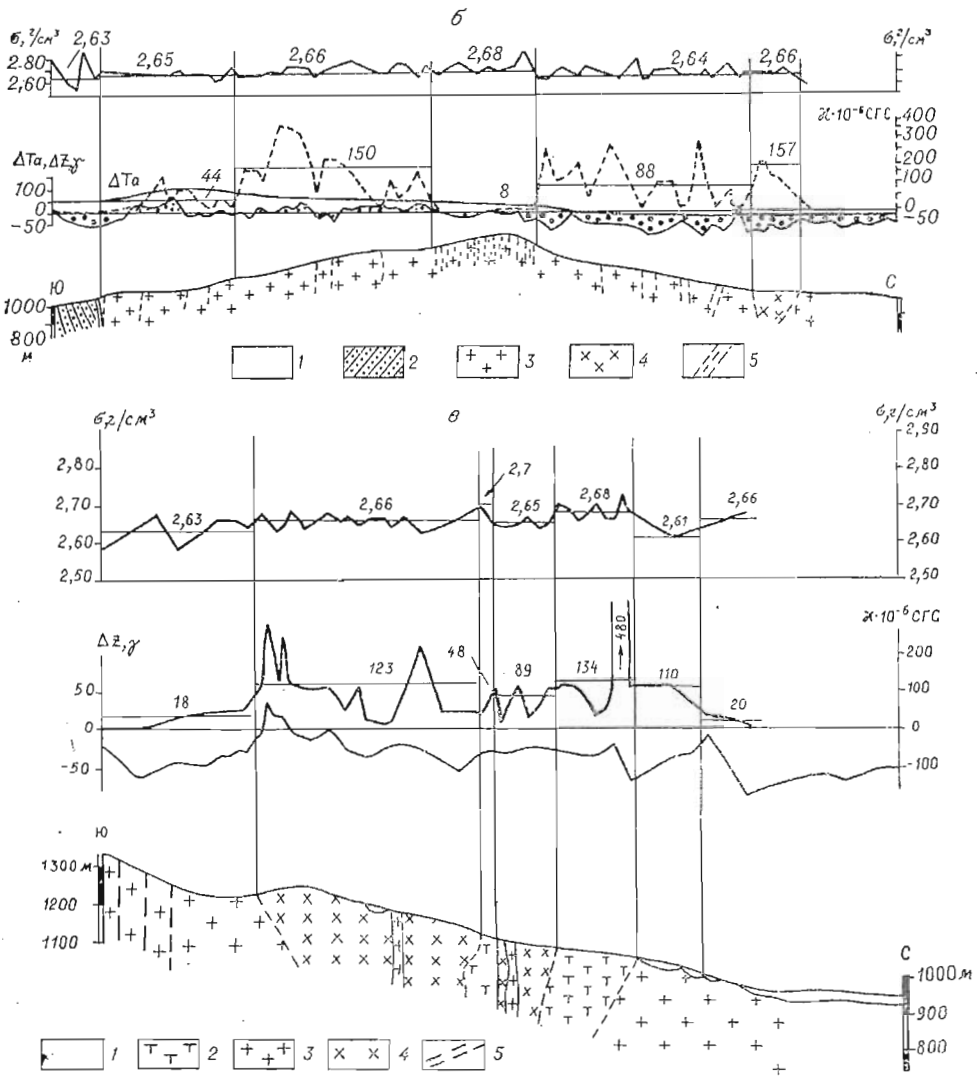


Рис. 105. Геолого-геофизические разрезы. Сост. М. В. Сухин и П. А. Кашуба.

а — через Янгаклыкский и западную часть Актауского интрузива (*1* — мраморы, *2* — песчаники, *3* — алевролиты, *4* — роговики, *5* — дайки: *а* — пегматитов, *б* — аплитов, *6* — среднезернистые двуслюдяные граниты, *7* — мелкозернистые аплитовидные граниты, *8* — биотитовые граниты, *9* — адамеллиты, тоналиты, *10* — гранодиориты, кварцевые диориты, *11* — кварцевые диориты, *12* — разломы, *13* — зоны катаклаза); *б* — через восточную часть Актауского интрузива (*1* — четвертичные отложения, *2* — роговики, *3* — роговообманково-биотитовые крупнозернистые адамеллиты, *4* — роговообманково-биотитовые гранодиориты, *5* — зоны катаклаза); *в* — через северный контакт к восточной части Актауского интрузива (*1* — современные отложения, *2* — кварцевые диориты, *3* — роговообманково-биотитовые гранодиориты, *5* — зоны катаклаза). Графики: σ — плотности, ж — магнитной восприимчивости, ΔZ — наземной магнитометрической съемки.

или профилей от центра к периферическим частям интрузива, без должного учета «фазовых» отношений. При существующем грубозональном строении, обусловленном сосредоточением наиболее основных пород ранних фаз в краевых частях, а гранитов — в центре интрузива (см. рис. 104), такой подход приводил к якобы самоочевидному, но все же ложному выводу о постепенных переходах между всеми разновидностями пород, от диоритов до аляскитов и, соответственно, к представлениям об ассимиляционной или гибридной природе краевых «фаций». Нами, напротив, главное внимание уделялось не обобщению, а возможно более дробному расчленению интрузивных пород путем оконтуривания отдельных интрузивных тел, прослеживания их контактов с другими породами, установления возрастных отношений и т. п. При этом различные типы приконтактовых явлений, естественно, оказались привязанными не к единому весьма сложному образованию, каким является Актауский интрузив в целом, а к конкретным интрузивным телам, т. е. к простейшим элементарным его составляющим. В итоге строение и история формирования интрузива предстают в ином свете, чем рисовалось ранее.

Каттаичский габброидно-диоритовый комплекс

К этому комплексу, «прототип» которого находится в Сев. Нурата и будет описан далее, отнесены породы ранних фаз Актауского интрузива: габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты.

Габбро-диориты развиты в северо-западном экзоконтакте Актауского интрузива (между кишл. Дара и горой Тахку) среди мраморов и кварц-биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Обычно они образуют мелкие штоки или послойные дайкообразные тела мощностью 0,3—1 м, прослеживаемые по простиранию на первые десятки метров. Одно из них, расположенное в мраморах близ г. Тахку, имеет форму линзы и размеры 5×25 м. Часто габбро-диориты входят в состав сложных даек вместе с более поздними кварцевыми диоритами, гранодиоритами, и гранитами, которые представляют собой своего рода миниатюрные модели строения отдельных частей самого Актауского интрузива (рис. 106, *а*). Еще шире распространены ксенолиты габбро-диоритов в породах более поздних фаз. Места наибольшего распространения ксенолитов, составляющих порою до 50% общего объема, отмечены на севере интрузива, между кишлаками Кошдерген и Дара; на юге — в районе перевала Такылак, а также вблизи рудника Лянгар и горы Тахку. Можно думать, что на этих площадях перед внедрением более поздних пород существовали либо сравнительно крупные тела габбро-диоритов, либо группы сближенных тел и даек.

Габбро-диориты — тонкозернистые или мелкозернистые темно-серые породы, массивные или разгнейсованные. Состав: плагиоклаз 50—55%, роговая обманка 15—20%, биотит 15—20%, кварц до 5%. Структура порфировидная, призматически-зернистая. Плагиоклаз зональный, в ядре № 50—60, в средней части № 35—45, на краю до № 20. Роговая обманка зеленая. Биотит коричневый с оливковым или красноватым оттенком. Широко развиты апатит, сфен и ортит. Очень мало ильменита и почти нет магнетита.

Из-за близости более поздних гранитных тел в габбро-диоритах широко проявлена наложенная гранитизация. Вследствие этого обычны значительные колебания содержаний кварца и количественных соотношений между биотитом и роговой обманкой. Неизмененных пород практически нет. Все же габбро-диориты в ряду прочих пород обладают наименьшим содержанием кремнезема и наибольшим — извести и фемических окислов (табл. 36, № 1, 2).

Эндоконтактовые изменения габбро-диоритов обычно несущественны. Судя по тонкозернистой структуре, габбро-диориты внедрялись в еще

совершенно непрогретые породы и быстро кристаллизовались. Поэтому слабое развитие приконтактовых изменений естественно.

Диориты слагают тело площадью около 2 кв. км в юго-западной части Актауского интрузива, вблизи шоссе Лянгар — Хатырчи. Оно расчленено на блоки различных размеров, сцементированные гранитами Лянгарского комплекса. В отдельных местах картина здесь такая же, как в Каратюбе на перевале Тахта-Карача (фото 73—76). В свою очередь, диориты содержат массу мелких ксенолитов габбро-диоритов и роговиков.

Небольшие (до 0,2 км в поперечнике) тела диоритов есть у северо-западного контакта интрузива. Они также насыщены ксенолитами габбро-диоритов и роговиков, хотя целиком залегают в мраморах, что является прямым признаком внедренности. Блоки диоритов размером до 100 м встречаются и в других частях интрузива. В отличие от габбро-диоритов мелкие ксенолиты диоритов встречаются значительно реже.

Диориты — мелко- и среднезернистые породы, массивные или гнейсовидные, серые и темно-серые. Встречаются крупнозернистые пегматоидные обособления, частью связанные с воздействием более поздних гранитоидов, но частью обязанные кристаллизации или перекристаллизации под влиянием собственных летучих.

Диориты состоят из плагиоклаза № 55—60 в ядре (55—60%), роговой обманки (10—17%), биотита (15—18%), кварца (до 10%) с примесью микроклина, сфена, ортита, апатита, циркона, ильменита. По химизму они отвечают стандартным диоритам, иногда переходным к кварцевым диоритам (№ 3—5 в табл. 36). В большинстве случаев они сильно гранитизированы. Приконтактовые изменения в принципе не отличаются от связанных с кварцевыми диоритами (см. ниже).

Кварцевые диориты распространены шире предыдущих. На севере они образуют широкую (до 1 км) полосу, которая непрерывно или в виде разобщенных блоков протягивается на расстояние около 10 км. В пределах полосы кварцевые диориты в одних местах представляют собой монолитное тело, а в других — систему сближенных послойных инъекций мощностью от 0,1 до 2 м каждая, которые в совокупности составляют весьма значительный объем. В контактах кварцевых диоритов с кристаллическими сланцами зона таких инъекций фиксируется повсеместно; ширина ее достигает 20 м. Кварцевые диориты содержат весьма обильные ксенолиты габбро-диоритов, меньше — диоритов и кристаллических сланцев. Ксенолиты сохраняют черты первичного состава и легко распознаются макроскопически. Лишь сильно переработанные известково-силикатные роговики бывает трудно отличить от тонкозернистых габбро-диоритов.

Характерно, что ксенолиты большей частью имеют удлиненную копьевидную или плитообразную форму и ориентированы в одном направлении, согласном с простиранием вмещающих пород, что придает интрузивным породам слоистый облик. Это обстоятельство сторонниками «ассимиляционной» гипотезы используется как довод в пользу гибридного происхождения кварцевых диоритов. На наш взгляд, ориентированные ксенолиты сродни «перегородкам» в сериях сближенных между собой инъекций; считать их реликтами не замещенной кварцевыми диоритами слоистой вмещающей толщи нет оснований.

Меньшее тело кварцевых диоритов расположено в южной части Актауского интрузива, западнее перевала Такылак. На юге оно контактирует с кристаллическими сланцами. Местами оно настолько богато ксенолитами габброидов и диоритоподобных пород, что породы близки к эруптивной брекчии. Кварцевые диориты, развитые в восточном окончании интрузива, почти лишены ксенолитов, но в контакте с кристаллическими сланцами представляют собой зону послойных инъекций, разделенных перегородками сланцев различной мощности.

Дайкообразные тела кварцевых диоритов секут более ранние габброиды и диориты в блоках близ пос. Лянгар. Контакты четкие, со всеми признаками рвущих отношений.

Несмотря на пространственную разобщенность интрузивных тел, кварцевые диориты из разных мест сходны по составу и текстурно-структурным особенностям. По сравнению с ранее описанными породами они гранитизированы слабее.

Кварцевые диориты в западной части — равнозернистые, среднезернистые породы, в восточной — резкопорфировидные, с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки размером до 1 см. Породообразующие и акцессорные минералы те же, что в диоритах. Состав: плагиоклаз 60—65%, кварц 10—15%, роговая обманка 3—8%, биотит 10—15%, микроклин 2—5%. От диоритов предыдущей фазы они отличаются большим количеством кварца и меньшим — роговой обманки. По химизму (№ 6—10 в табл. 36) породы представляют собой промежуточную группу между гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Поэтому наименование данной группы в известной мере условно.

Контакты кварцевых диоритов с алюмосиликатными вмещающими породами изучались на севере Актауского интрузива, между кишлаками Кошдерген и Дара, на юге — вблизи колодца Джайляу и на востоке. В большинстве случаев наблюдения ограничивались дайкообразными телами — апофизами; только на юге обнажен непосредственный контакт крупного тела кварцевых диоритов. Во всех случаях контакт четкий, фиксируемый в виде линии не только в штуфах (фото 77, 78), но и в шлифах (фото 81). Эндоконтактовая фация характеризуется как структурными, так и вещественными изменениями.

В северном и южном интрузивных телах в непосредственном эндоконтакте и в маломощных инъекциях появляется порфировидная структура. Вкрапленники (до 5 мм) представлены плагиоклазом, основная масса — микрозернистая (0,2 мм). Изменения состава в эндоконтакте четко устанавливаются в поле. В первую очередь бросается в глаза постепенное уменьшение, затем исчезновение роговой обманки и замена ее биотитом. Одновременно в зоне шириной до 1 м возрастает содержание кварца, породы становятся более лейкократовыми. Изредка на контакте присутствует мелко- или среднезернистая лейкогранитовая оторочка мощностью 1—3 см, иногда прерывистая и тогда представленная линзовидными обособлениями. Под микроскопом в эндоконтактовых кварцевых диоритах наблюдается такой же по составу зональный плагиоклаз, как в удалении от контакта (№ 40—45 в ядре, № 30—38 в промежуточной зоне, № 20—25 на краю). Биотит имеет характерный рыжий или красный оттенок, изобилует мелкими плеохроичными ореолами. Этот оттенок появляется еще до полного исчезновения роговой обманки, но всегда по соседству с зоной биотитовых кварцевых диоритов. Иногда по биотиту развивается мусковит с выделением при этом рудной «сыпи». Микроклина не более 1—3%; иногда он в виде цепочки крупных зерен расположен непосредственно вдоль линии контакта, и тогда в соседней зоне его нет совершенно. Сфена и ортита в эндоконтактовых породах меньше, чем в нормальных кварцевых диоритах.

Лейкогранитовые оторочки отличаются сильно варьирующими соотношениями между плагиоклазом и микроклином, причем в соседних участках может резко доминировать то один, то другой из них. Плагиоклаз всегда кислый (олигоклаз) и более идиоморфный, чем микроклин. Биотит красный. Из акцессорных присутствует только апатит в незначительных количествах.

Кристаллические сланцы в экзоконтакте сохраняют свою структуру, но обогащаются плагиоклазом. Содержание последнего зависит от первичного состава боковых пород и составляет около 10% в кварцитах,

около 30% в плагиоклаз-биотит-кварцевых сланцах и 50—60% в слюдяных сланцах. Если в последних исчезают кордиерит и андалузит, то они приобретают плагиоклаз-биотитовый состав. Плагиоклаз имеет в ядре № 30—35 (очень редко № 42—43) и в широкой кайме — № 20—27, т. е. всегда кислее, чем в кварцевых диоритах. В случае присутствия на контакте лейкократовых оторочек, обогащенных микроклином, прилегающие сланцы также содержат микроклин, местами почти полностью вытесняющий плагиоклаз. Происходит это на расстоянии не более нескольких сантиметров.

По химизму эндоконтактовые породы, лишенные роговой обманки, приближаются к гранодиоритам и даже к адамеллитам (№ 11—14 в табл 36). Содержание кремнезема в них возрастает, а извести, железа и магния — уменьшается. Количество Na_2O остается сравнительно постоянным, а K_2O — варьирует.

Контакты кварцевых диоритов с известково-силикатными роговиками изучены только на примере отдельных инъекций и ксенолитов. Эти роговики имеют амфибол-плагиоклаз-кварцевый состав, образуют прослои среди метаморфизованных песчаниково-сланцевых отложений. Ранее они представляли собой песчаники или алевролиты с примесью карбонатного материала (№ 101 в табл. 36). Дайки-апофизы кварцевых диоритов, приуроченные к таким прослоям, не обнаруживают никаких изменений в химическом и минералогическом составе. Сланцы же на контакте с дайками рассечены густой сетью маломощных (до 0,1 мм) прожилков микроклина. По обе стороны от прожилков основной плагиоклаз замещается микроклином.

Значительно сильнее выражены изменения на контакте с ксенолитами, которые широко распространены в северном теле кварцевых диоритов. Ксенолиты амфиболсодержащих кристаллических сланцев имеют мощность до нескольких метров, залегают согласно контактам. Относительно мало измененные породы состоят из микроклина, плагиоклаза, кварца и около 15—20% роговой обманки и биотита. По мере усиления переработки в них уменьшается количество кварца и микроклина, скопления мелких зерен роговой обманки и плагиоклаза разрастаются в крупные пойкилобласты. Этот процесс, который условно можно назвать «диоритизацией», в конечном счете приводит к образованию мелкозернистых диоритоподобных пород, по облику сходных с гранитизированными тонкозернистыми габбро-диоритами. Однако под микроскопом обнаруживается, что первично осадочные ксенолитовые породы всегда имеют плагиоклаз кислее № 36—37, тогда как в габбро-диоритах он более основной (№ 40 и выше даже в случае наложенной гранитизации). По химизму «диоритизированные» ксенолитовые породы отвечают ряду пород от кварцевых диоритов до гранодиоритов (№ 98—100 в табл. 36).

Лянгарский гранитоидный комплекс

Комплекс объединяет следующий ряд интрузивных пород (от ранних): роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты — среднезернистые роговообманково-биотитовые граниты — мелкозернистые роговообманково-биотитовые граниты — среднезернистые порфировидные биотитовые граниты — лейкограниты, аплиты и пегматиты.

Гранодиориты вместе с адамеллитами встречены только в мелких телах-сателлитах и в блоках среди более поздних гранитоидов. Одно из таких мелких тел к востоку от г. Тахку имеет форму пологой плитообразной залежи, приуроченной к границе двух литологически разных пачек: внизу — кристаллических сланцев, а выше — мраморов. Нижняя часть залежи, приуроченная к сланцам, сложена гранодиоритами, а верхняя, залегающая в мраморах,— адамеллитами. Контакт между теми и

другими породами нерезкий; породы сходны по облику и структуре, но заметно отличаются по химизму (см. рис. 110).

Адамеллиты распространены значительно шире, образуют удлиненное довольно крупное тело на севере интрузива, небольшое тело на юго-западе и ряд блоков среди роговообманково-биотитовых гранитов в восточной части.

На севере интрузива развиты крупнозернистые резкопорфировидные роговообманково-биотитовые адамеллиты. В центральной части тела они сравнительно однородны, а в краевых частях насыщены ксенолитами темных интрузивных и переработанных осадочных пород, ориентированных, как и всюду в Актауском интрузиве, согласно с общим запад-северо-западным простиранием всех структурных элементов: разломов, складок, сланцеватости, даек-апофиз и т. п. Северная граница тела представляет собой зону послойных сближенных инъекций, разделенных перегородками вмещающих пород (рис. 106, *б*, *в*). Секущие дайки и жилы более поздних гранитов ориентированы в том же направлении. Нередко они настолько насыщают адамеллиты, что бывает трудно определить преобладающий тип пород.

Адамеллиты в юго-западной части интрузива (близ карьеров, вскрывающих скарновые зоны) имеют среднезернистую слабопорфировидную структуру. Они монолитны и однородны во всех частях тела, кроме восточной, где весьма насыщены ксенолитами габбро-диоритов, кварцевых диоритов и мелкозернистых диоритоподобных пород. Благодаря параллельному расположению ксенолитов вдоль контактов наблюдается картина «слоеного пирога». Нередко эти породы имеют вид эруптивных брекчий (фото 76).

Адамеллиты и гранодиориты — светло-серые, зеленоватые или розоватые породы, обычно с обильным биотитом и четко выделяющейся роговой обманкой или без нее. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой. Текстура на севере — гнейсовидная, на юге — преимущественно массивная; следы катаклаза видны везде. Состав: плагиоклаз 40—45%, К-шпат 15—20% и больше, кварц 20—25%, роговая обманка 0,5—2%, биотит 10—15%; акцессорные: апатит, сфен, циркон, ортит, ильменит. Структура гипидиоморфнозернистая. Химизм иллюстрирован анализами № 15—27 в табл. 36. В отличие от развитых здесь же натровых пород Бокалинской серии (с той же основностью) отношения K_2O и Na_2O в данном случае близки. Приконтактовые явления в связи с адамеллитами или с гранодиоритами сходны.

Контакты адамеллитов с алюмосиликатными боковыми породами изучались в северном и юго-западном интрузивных телах, а также в сопровождающих их сателлитах и апозифах.

Юго-западное тело почти со всех сторон окаймлено полосчатыми сланцами, в которых биотит-олигоклаз-кварцевые прослои чередуются с биотит-кордиерит-андалузитовыми. Сланцы инъецированы многочисленными дайкообразными апофизами мощностью от 1 до 20 м; в 200—300 м от интрузива они сменяются мраморами. Само тело имеет монолитное строение и на контакте со сланцами обнаруживает четко выраженную эндоконтактовую зону (5 м и более) адамеллитов, не содержащих роговой обманки, сфена и ортита. Такой же состав имеют мощные (до 20 м) апофизы адамеллитов, а также краевые зоны некоторых сателлитов, как правило, представляющие собой сближенные пластовые инъекции, разделенные маломощными (от нескольких сантиметров до 1 м) пластинообразными ксенолитами сланцев. Иногда дайки и сателлиты выходят за пределы сланцевой пачки, располагаясь в известняках или диоритах, и тогда в адамеллитах сразу появляются роговая обманка, ортит и сфен. Это означает, что алюмосиликатные боковые породы поглощают избыточный кальций, необходимый для построения роговой обманки и кальциевых акцессориев.

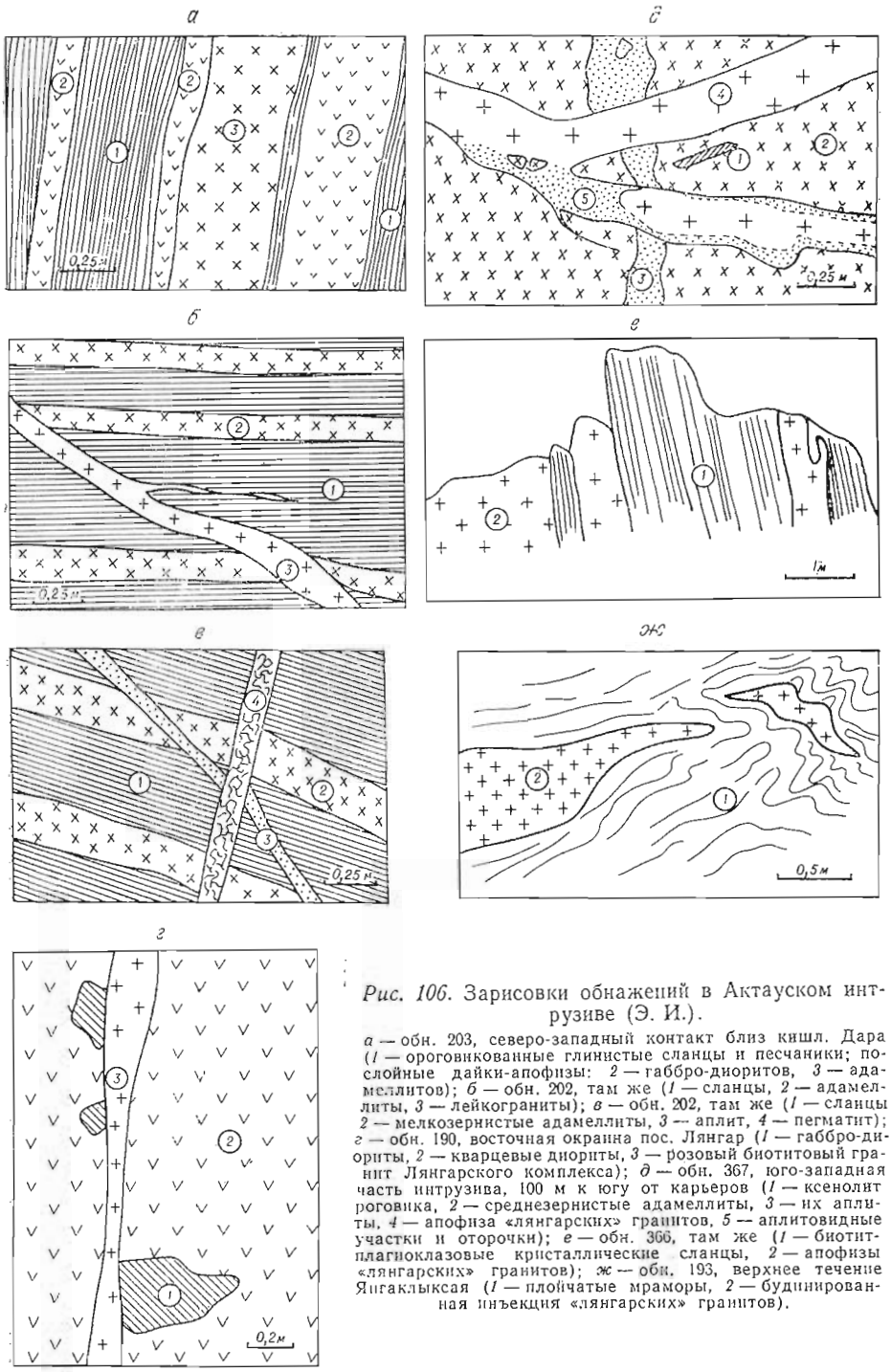


Рис. 106. Зарисовки обнажений в Актауском интрузиве (Э. И.).

а — обн. 203, северо-западный контакт близ кишл. Дара (*1* — ороговикованные глинистые сланцы и песчаники; послойные дайки-апофизы: *2* — габбро-диоритов, *3* — адамеллитов); *б* — обн. 202, там же (*1* — сланцы, *2* — адамеллиты, *3* — лейкограниты); *в* — обн. 202, там же (*1* — сланцы *2* — мелкозернистые адамеллиты, *3* — аплит, *4* — пегматит); *г* — обн. 190, восточная окраина пос. Лянгар (*1* — габбро-диориты, *2* — кварцевые диориты, *3* — розовый биотитовый гранит Лянгарского комплекса); *д* — обн. 367, юго-западная часть интрузива, 100 м к югу от карьеров (*1* — ксенолит роговика, *2* — среднезернистые адамеллиты, *3* — их аплиты, *4* — апофиза «лянгарских» гранитов, *5* — аплитовидные участки и оторочки); *е* — обн. 366, там же (*1* — биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, *2* — апофизы «лянгарских» гранитов); *ж* — обн. 193, верхнее течение Янгаклыксая (*1* — плойчатые мраморы, *2* — будинированная инъекция «лянгарских» гранитов).

Эндоконтактовые биотитовые адамеллиты состоят из кварца, плагиоклаза, микроклина, биотита, иногда с примесью мусковита. Распространен апатит. Плагиоклаз всегда зональный, часто с рекуррентной зональностью, он менее основной, чем в породах с роговой обманкой: № 34—36 в ядре и № 20—25 в кайме. Биотит имеет характерный рыжий или красный цвет.

Непосредственные контакты со сланцами всегда резкие, прямолинейные или слабоволнистые, с апофизами длиной от 1—2 до 1—1,5 м и мощностью не более 15—20 см (фото 78). Вдоль контакта часто располагается аплитовая или пегматоидная лейкократовая зонка мощностью 1—5 см, изредка до 1 м, от которой отходят лейкократовые же апофизы (фото 79, 80). В непосредственном экзоконтакте вмещающие породы обогащены мелкими зернами, агрегатами, реже порфиробластами (до 4 мм) плагиоклаза, содержащими включения биотита. Плагиоклаз всегда кислый (олигоклаз). Породы по обе стороны от контакта характеризуются весьма неравномерным содержанием микроклина: от 0 до 20%. Чаще всего он развит в равной мере в интрузивных и вмещающих породах, реже — отсутствует в эндоконтакте, но является единственным или преобладающим полевым шпатом в лейкогранитовой оторочке. Одновременно в сланцах в зоне мощностью до 2 м присутствуют линзовидные или прожилковые обособления лейкогранитового материала размером до 5 см (фото 80). От кристаллических сланцев к лейкократовой оторочке существует вся гамма переходов, знаменующих собой ступени приконтактового магматического замещения. Преобразование сланцев начинается с роста крупных пойкилобластов микроклина, содержащих включения кварца и биотита. Участки развития пойкилобласт макроскопически представляют собой заметные светлые пятна, часто содержащие обособления или прожилки микроклинового, кварц - микроклинового кварц - олигоклаз-микроклинового состава с различными соотношениями кварца и олигоклаза, но всегда с преобладанием микроклина (фото 82, 83). Такие прожилки и обособления могут быть результатом как собирательной перекристаллизации, так и селективного плавления. О последнем свидетельствуют гнездовая и прожилковая форма, скачкообразное изменение структуры на границе со сланцами, отходящие от гнезд жилки-апофизы. Приконтактовые лейкократовые оторочки, апофизы и прожилки кварц-олигоклаз - микроклинового состава, скорее всего, собственно магматические образования. Они содержат мусковит и биотит и имеют

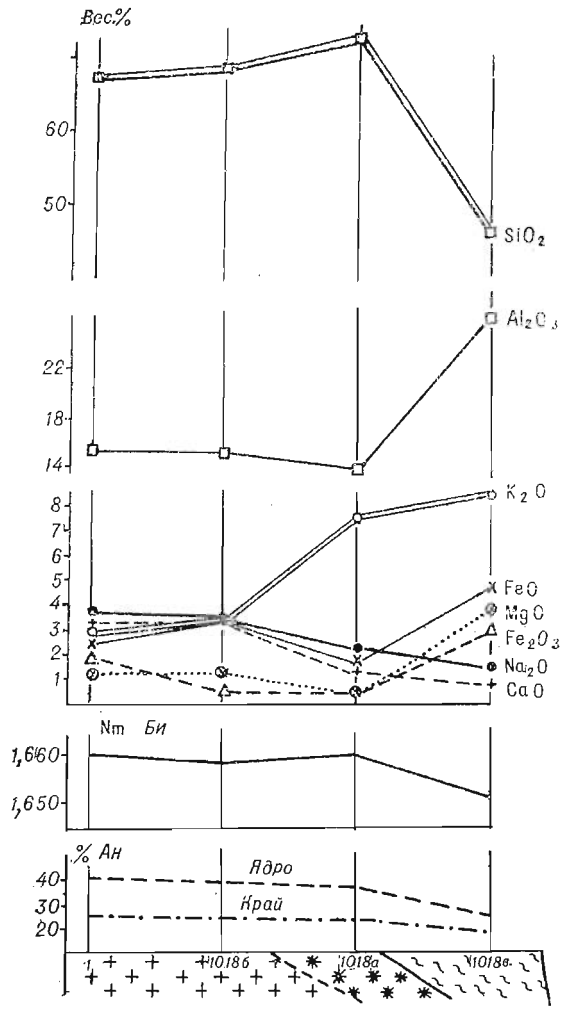


Рис. 107. Минералого-петрохимический профиль через контакт юго-западного тела адамеллитов со слюдяными сланцами, правый борт Лянгарсая, к юго-юго-востоку от пос. Лянгар.

1 — средний гранодиорит-адамеллит (группа 5 в табл. 36); 1018*б* — биотитовый адамеллит (№ 23 в табл. 36); 1018*а* — двуслюдяной лейкогранит (№ 34 в табл. 36); 1018*в* — двуслюдяной сланец (№ 86 в табл. 36).

резкие контакты со сланцами. Контакты оторочек с адамеллитами то резкие, то с постепенным переходом. Иногда присутствуют обогащенные биотитом меланократовые участки или зонки, которые могут отделять лейкократовые участки от гранитоидов или от роговиков.

Относительно редок случай, когда микроклин совершенно отсутствует в дайках-апофизах, эндоконтактовых зонах и лейкократовых оторочках. Эндоконтактовые породы при этом также не содержат микроклина и имеют кварц-биотит плагиоклазовый или кварц-биотитовый состав. Лейкократовые оторочки обладают гипидиоморфнозернистой структурой и плагиогранитовым составом. Плагиоклаз кислее, чем в адамеллитах (№ 30—35 в центре и № 20 на краю), из акцессориев присутствует лишь апатит.

По химизму эндоконтактовые адамеллиты не отличаются от роговообманково-биотитовых. При контаминации сланцевым материалом (т. е. при наличии видимых остатков ксенолитов) породы по содержанию кремнезема, железа и магния отклоняются в сторону гранодиоритов, но отличаются малым содержанием извести и большим — калия (№ 28, 29 в табл. 36). Лейкогранитовые оторочки и апофизы всегда богаты кремнеземом и бедны известью и фемическими компонентами; соотношение щелочей варьирует, причем встречаются весьма богатые калием породы (№ 34—36 в табл. 36).

Итак, на контактах с алюмосиликатными вмещающими породами адамеллиты Лянгарского комплекса практически повсеместно меняют свой состав в сторону более кислых и лейкократовых пород. Это иллюстрировано графиками (рис. 107, 108). Из суммированных на этих графиках данных видно, что плагиоклаз в эндоконтактовых безроговообманковых породах либо такой же, либо на 2—3 номера кислее, чем в роговообманково-биотитовых, а в лейкогранитах всегда не больше № 20—25. Показатель преломления биотита во всех породах магматического облика постоянный, а в кристаллических сланцах (роговиках) скачкообразно уменьшается.

Редкий случай незначительного снижения кремнекислотности показан на рис. 109. Показатели преломления биотита в этом случае остаются постоянными.

Контакты гранодиоритов и адамеллитов с мраморами изучались на юго-западе интрузива. Контакты почти всегда сопровождаются зонами скарнов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Скарны большей частью инфильтрационные, поэтому эндоконтактовые породы мало изменены постмагматическими процессами.

Химически и минералогически поведение пород рассматриваемой группы в известковой среде изучено на примере пологого плитообразного тела мощностью 150—200 м, приуроченного к границе двух пачек (рис. 110). Нижняя часть тела сложена гранодиоритами и залегает в кристаллических сланцах, а верхняя (большая по мощности) состоит из адамеллитов и залегает в мраморах. Гранодиориты, залегающие в кристаллических сланцах, хотя и более основные (№ 15—17 в табл. 36), однако не содержат роговой обманки. Адамеллиты, напротив, более кислые, близкие по составу к гранитам (№ 24, 31—33 в табл. 36), но тем не менее с роговой обманкой. Последняя, таким образом, здесь не является индикатором общей основности пород, как обычно в гомодромном ряду интрузивных пород. Вблизи контакта с мраморами адамеллиты обогащаются калием (№ 30 в табл. 36), что выражается в замещении плагиоклаза микроклином. Биотит по всей мощности рассматриваемого тела имеет характерный для приконтактовых пород красноватый оттенок. Состав плагиоклаза такой же, как в нормальных породах данной группы, но вблизи контакта с мраморами он становится более кислым (рис. 110).

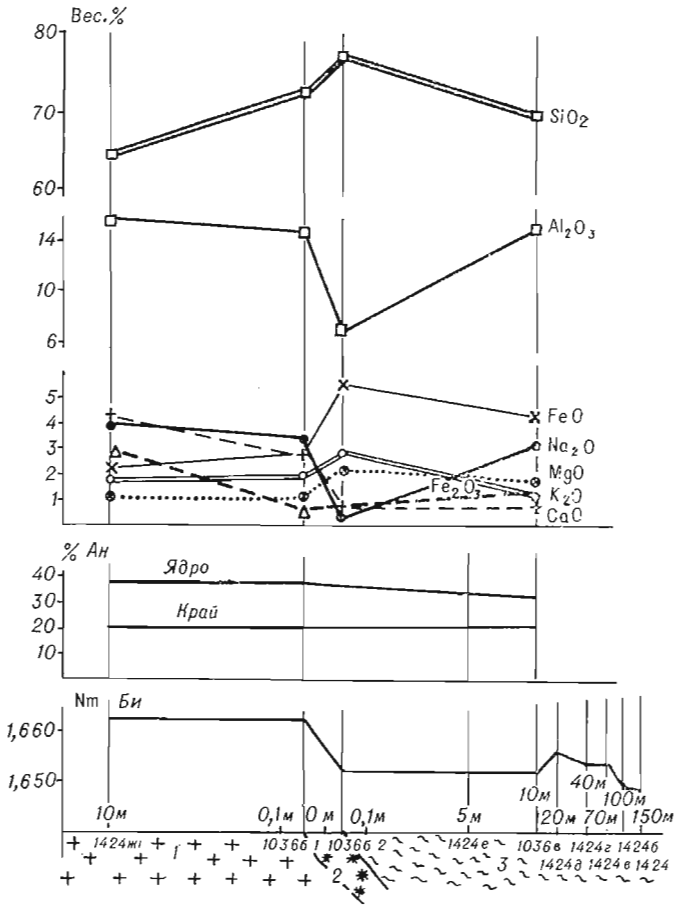


Рис. 108. Минералого-петрохимический профиль через контакт дайки-апофизы гранодиорита со сланцами в юго-западной части Актауского интрузива.

1424*ж* — биотитовые гранодиориты (№ 17 в табл. 36); 1036*б* — лейкогранит (№ 35); 1035*б* — биотит-кварцевый сланец (№ 106); 1036*в* — то же (№ 102).

Контакты гранодиоритов и адамеллитов с габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами изучались в районе Лянгара. Как правило, это контакты с разобщенными провесами кровли, переходящими в крупные блоки-ксенолиты. Последние пронизаны множеством даек, ветвящихся жил и прожилков гранодиоритов и адамеллитов и сильно гранитизированы. Гранитизация выражается в росте порфиробласт плагиоклаза и микроклина, переполненных включениями других минералов, образовании гломеропорфировых скоплений кварца или отдельных крупных его выделений, окруженных скоплениями мелкого биотита. Одновременно увеличивается количество биотита и уменьшается — роговой обманки. В результате в диоритах возникают участки, все более приближающиеся по составу к гранодиоритам и адамеллитам, а затем к гранитам. Сами гранодиориты и адамеллиты на контактах либо не обнаруживают никаких изменений, либо сопровождаются гибридной каймой шириной 2—3 см, имеющей состав кварцевых диоритов и структуру гранитов, либо содержат мелкие не до конца «растворенные» ксенолиты диоритов и тогда в незначительной мере обогащены роговой обманкой, сфеном и ортитом.

Гранодиориты и адамеллиты сопровождаются своими жильными лейкогранитами и аплитами, принадлежность которых именно к данной

фазе удостоверяется пересечением их гранитами следующей фазы того же Лянгарского комплекса (см. рис. 106, *д*).

Биотитовые граниты Лянгарского комплекса слагают крупное интрузивное тело (15×3 км) на юго-востоке западной части Актауского интрузива. Более мелкие тела есть в других его частях. Широко распространены они на севере интрузива, однако, подобно породам более ранних фаз, граниты «рассеяны» здесь на множество параллельных инъекций и не образуют монолитных тел, которые можно отразить на карте.

К югу и востоку от пос. Лянгар видно прорывание телами «лянгарских» гранитов крупных блоков более ранних габброидов и диоритов (фото 73, 75). В краевых частях Янгаклыкского и Актауского интрузивов во многих местах наблюдается непосредственное прорывание «лянгарскими» гранитами тоналитов, гранодиоритов и адамеллитов, часто вместе с относящимися к последним жилами аплитов и пегматитов (см. рис. 106, *д*).

Отличительными признаками «лянгарских» гранитов являются равномерная розовая окраска, порфировидная структура со среднезернистой основной массой и вкрапленниками микроклина размером до 1—1,5 см. Текстура обычно массивная, иногда слабогнейсовидная. Признаки катаклаза обычны. Состав: плагиоклаз 38,6%, микроклин 25%, кварц 32,4%, биотит 4,2% (среднее по 4 шлифам). Структура гипидиоморфнозернистая, участками аллотриоморфнозернистая и гранулитовая. Акцессорные: апатит, реже сфен, ильменит. Местами по полевым шпатам развит мусковит. Химический состав «лянгарских» гранитов иллюстрирован анализами № 39—42 в табл. 36. Это стандартные или близкие к лейкократовым граниты с примерно равными соотношениями калия и натрия.

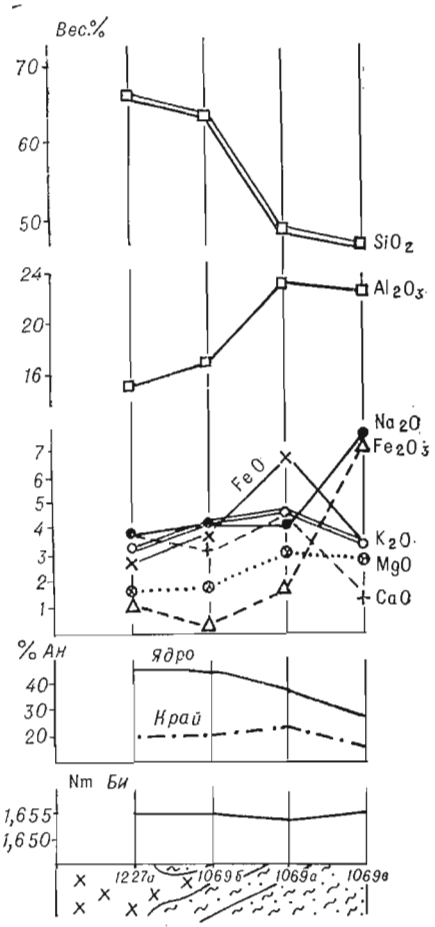


Рис. 109. Минералого-петрохимический профиль через дайку гранодиоритов к северу от кишл. Кошдерген (северный контакт Актауского интрузива).

1227*а* — роговообманково-биотитовый гранодиорит (№ 19 в табл. 36); 1069*б* — биотитовый гранодиорит, контаминированный сланцевым материалом (№ 28); 1069*а* — биотит-плагиоклазовый роговик (№ 88); 1069*в* — слюдяной сланец с гранатом (№ 87).

В отличие от более ранних интрузивных пород в рассматриваемых гранитах почти нет ксенолитов, за исключением отдельных мест по соседству с блоками или провесами кровли. Широко развиты дайки и жилы аплитов, пегматит-аплитов и пегматитов.

Контакты «лянгарских» гранитов с алюмосиликатными породами изучались в районе карьеров рудника Лянгар, вблизи рудничного поселка и вдоль южного контакта Актауского интрузива западнее перевала Такылак. В районе карьеров развиты пластообразные тела гранитов, проникающие в слюдяные сланцы в виде многочисленных параллельных даек-апофиз (рис. 106, *е*). Та же картина — вдоль северного контакта и в других местах. Породы мелких тел и

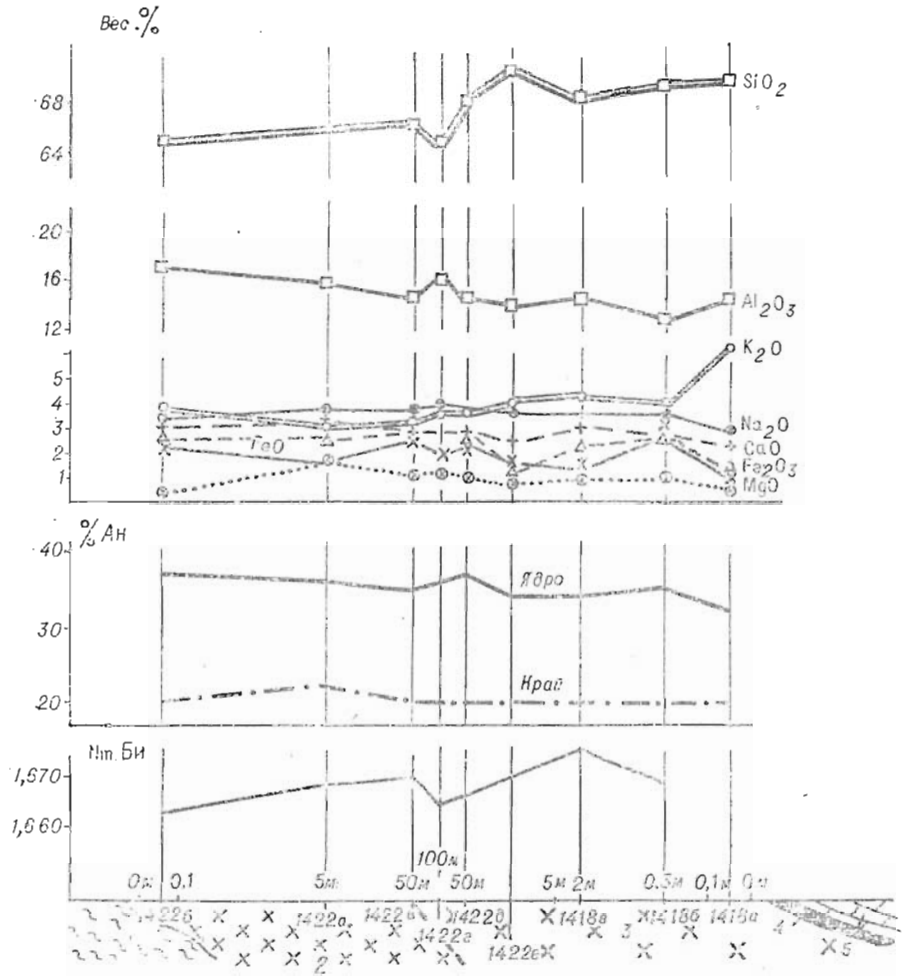


Рис. 110. Минералого-петрохимический профиль через пологую залежь гранодиоритов и адамеллитов на юго-западе Актауского интрузива в районе горы Тахку (разрез близок к вертикальному). Для удобства изображения шкала расстояний нанесена в логарифмическом масштабе.

1 — кристаллические сланцы; *2* — биотитовые гранодиориты: обр. 1422*б* (№ 15 в табл. 36), обр. 1422*а* (№ 18), обр. 1422*в* (№ 20), обр. 1422 (№ 16); *3* — роговообманково-биотитовые адамеллиты: обр. 1422*д* (№ 24), обр. 1418 *в* (№ 31), обр. 1418*б* (№ 32), обр. 1418*а* (№ 30); *4* — скарны, *5* — мраморы.

апофиз отличаются от типовых гранитов данной группы лишь красноватым оттенком биотита (вместо бурого или шоколадно-коричневого). В самом контакте обычно присутствует неоднородная зонка чередующихся лейкократовых и меланократовых участков, обогащенных биотитом и представляющих собой остатки сланцевых ксенолитов. Как обычно для такого рода образований, микроклин то резко преобладает, то почти отсутствует. В первом случае приконтактовые аплиты неотличимы от соответствующих жильных пород. Второй случай относится к тонким оторочкам, которые не имеют жильных аналогов. Примерно такие же приконтактовые явления, судя по наблюдениям в разрозненных обнажениях, имеют место и вдоль южного контакта интрузива.

Слюдяные сланцы в контакте с гранитами превращены в мелкозернистые биотит-плагиоклазовые породы с содержанием плагиоклаза до 50—60%. На контакте с микроклиновыми гранитами в последних развиваются участки кварца-плагиоклазового, кварц-микроклинового соста-

ва, постепенно приобретающие состав и структуру типичных гранитов.

Интересен контакт лянгарских гранитов с блоком-ксенолитом биотит-плагиоклазового роговика (№ 89 в табл. 36) в районе пос. Лянгар. Между гранитом и роговиком существует промежуточная зона, по минералогическому (плагиоклаз № 27—35, оливковый биотит, $Nm = 1{,}647—1{,}651$; акцессории — сфен и апатит) и химическому составу (№ 93, 95 в табл. 36) отвечающая роговикам, но отличающаяся меньшим содержанием биотита, а по структуре тяготеющая к граниту. Контакты этой зоны с роговиком резкие, с гранитом менее отчетливые вследствие сходства в структуре и цвете. Лянгарские граниты в контакте с переходной зоной по составу и структуре отвечают типовым гранитам.

Описанный процесс аналогичен преобразованию слюдяных сланцев (№ 87, 88 в табл. 36 и рис. 109) в контакте с адамеллитами. В обоих случаях в экзоконтакте образуется богатая кальцием и натрием порода, в которой этих двух компонентов значительно больше, чем в нормальной интрузивной породе. Происхождение ее может быть объяснено лишь инфильтрацией растворов из магмы и осаждением из них в высокоглиноземистой среде кальция и натрия с образованием плагиоклаза. Промежуточная между гранитоидом и роговиком порода, генезис которой однозначно определить невозможно, представляет собой роговик, либо прошедший стадию расплава, либо под влиянием прилегающего расплава испытавший такие структурные преобразования, которые придают ему сходство с магматическими породами.

Таким образом, как и во всех ранее разобранных случаях, даже за счет наименее насыщенных кремнеземом сланцев на контактах с гранитами не возникает пород, сколько-нибудь сравнимых с магматическими диоритами или кварцевыми диоритами.

Контакты «лянгарских» гранитов с мраморами обнажены лишь в мелких телах — апофизах между Янгаклыкским и Актауским интрузивами. Приконтактовые явления здесь не имеют принципиальных отличий от тех, которые связаны со всеми прочими типами гранитов. Характерно, что гранитные апофизы будинированы, а окружающие мраморы отличаются сложной плойчатостью (рис. 106, *ж*). В данном случае, как и во многих других местах, видны признаки пластичности мраморов, проявленной как во время, так и после интрузии. По-видимому, именно высокой пластичностью мраморов следует объяснить обычно весьма прихотливые контуры залегающих в них интрузивных тел и отсутствие ксенолитов, захватываемых при внедрении магмы.

Контакты «лянгарских» гранитов с диоритами всегда резкие. В подавляющем большинстве случаев у контакта развиты лейкократовые породы, имеющие аплитовую или пегматоидную структуру и состав либо калиевых гранитов, либо плагиогранитов (фото 89, 90).

Калиевые лейкограниты распространены наиболее широко. Структура их всегда аллотриоморфнозернистая; микроклин резко преобладает над олигоклазом; биотита до 1—2%; присутствует мелкий ортит. Возле них в диоритах развивается микроклин, содержащий включения других минералов (фото 95). Часто параллельно с микроклином развивается кварц в виде гломеропорфировых скоплений, лапчатых образований, корродирующих плагиоклаз, или пойкилобластов размером до 1—3 мм, содержащих включения биотита, роговой обманки и плагиоклаза. Количественные соотношения между кварцем и микроклином в гранитизированных диоритах непостоянны. Так же непостоянно количество цветного, которое в сильно гранитизированных разностях уменьшается до 15%. Но во всех разностях роговая обманка присутствует в равном количестве с красновато-коричневым биотитом. Основность плагиоклаза не изменяется, сохраняются реликты ядер № 44—45. Акцессорные минералы в гранитизированных диоритах — сфен, ортит и апатит. Особенно

широко распространен сфен, который встречается в конвертообразных кристаллах размером до 3 мм.

Оторочки плагиогранитового состава имеют аллотриоморфнозернистую (фото 96) или гранофировую структуру. Плагиоклаз зональный (ядро № 28—30, край № 20); биотит оливковый или коричневый, иногда в сростках с мусковитом. Эти породы и примыкающие к ним среднезернистые граниты обеднены калием и обогащены натрием (№ 43, 44 в табл. 36).

Диориты в контакте с плагиогранитовыми оторочками претерпевают другие изменения. В гранитизированных разностях роговая обманка полностью вытесняется оливковым биотитом и сохраняется в основном только во включениях в кварце и плагиоклазе, зато по биотиту в виде мелких пластинок развивается мусковит. Микроклин чаще всего отсутствует или отмечается в виде единичных пойкилобласт. Кварца 5—20% — это пойкилобласты, глазковые выделения, окруженные венчиком мелкого биотита (фото 97), ксеноморфные зерна. Основность плагиоклазовых ядер понижается до № 31—36. Из акцессорных минералов часты сфен и апатит.

В первом из разобранных выше типов приконтактовых явлений калий накапливается в эндоконтакте и привносится также в боковые породы. Вместе с ним выносится и кальций, который высвобождается при замещении плагиоклаза микроклином. Именно поэтому в гранитизированных диоритах оказываются сосуществующими микроклин и роговая обманка вместе с биотитом. Этот процесс Д. С. Коржинский (1955, 1960) связывает с инфильтрационным током сквозьмагматических растворов из интрузива в боковые породы.

При втором типе приконтактовых явлений, когда образуются плагиогранитовые оторочки, калий не накапливается у контакта, а, наоборот, вытесняется из микроклина при замещении последнего плагиоклазом. В данном случае необходимый для последнего кальций скорее всего поступает из вмещающих диоритов. Очевидно, в таких контактах парагенезис минералов определялся процессами не инфильтрации, а диффузии. Общим для инфильтрационного и диффузионного типов приконтактовых процессов является развитие лейкократовой оторочки, обогащенной кварцем. В случае отсутствия такой оторочки гранитизация диоритов идет либо по первому, либо по второму типу. Для первого характерны обилие микроклина, устойчивость роговой обманки, развитие коричневого или красноватого биотита, для второго — отсутствие микроклина и роговой обманки и развитие оливкового биотита. Оба типа приконтактовых изменений часто наблюдаются по соседству вдоль одного и того же контакта. Это свидетельствует о том, что приток растворов из магмы во вмещающие породы был неравномерным.

Масштабы гранитизации диоритов значительны, что обусловлено их положением в виде блоков-ксенолитов среди гранитоидных пород. В области, непосредственно прилегающей к контакту, тот или другой из описанных типов изменений претерпевают как граниты, находящиеся в контакте, так и заключенные в них ксенолиты более ранних диоритов. Однако гранитизация никогда не приводит к образованию в диоритах пород, аналогичных по составу биотитовым гранитам, обычно она заканчивается на стадии кварцевых диоритов, сиенито-диоритов, кварцевых сиенито-диоритов, редко гранодиоритов. Но даже в такой мере гранитизация полно выражена только в небольших по размеру ксенолитах (несколько сантиметров) в областях непосредственного контакта. Более крупные ксенолиты изменяются неравномерно, пятнами, в них, наряду с гранитизированными участками, присутствуют слабо измененные диориты.

Контакты «лянгарских» гранитов с гранодиоритами и адамеллитами вследствие близости состава соприкасающихся

пород обычно не сопровождаются существенными экзоконтактовыми изменениями. Лишь в северной полосе, где адамеллиты насыщены массой гранитных инъекций, в них развиваются порфиробласты розового микроклина, которые придают адамеллитам пятнистый облик и создают ложное впечатление постепенных переходов между породами разной основности. В контакте с адамеллитами «лянгарские» граниты чаще всего имеют лейкократовую зону аплитового или пегматоидного характера.

Шуракский гранитоидный комплекс

К нему относятся биотитовые гранодиориты и адамеллиты, среднезернистые и мелкозернистые биотитовые граниты, лейкограниты, аплиты и пегматиты. Это сложная группа родственных по составу и химизму пород, во многом сходная с Лянгарским комплексом. Она была выделена в 1967 г. А. П. Пономаревой под названием «гурлакские» гранитоиды, причем тогда же выяснилось, что в Сев. Нурата им соответствует Шуракский гранитоидный комплекс, выделенный там З. А. Юдалевичем.

Биотитовые гранодиориты обнажаются на севере западной половины Актауского интрузива, где слагают удлиненное интрузивное тело шириной около 1,5 км, протягивающееся от кишл. Комсомольский до перевала Такылак. На юге оно контактирует с более поздними «гурлакскими» гранитами, а на севере — с адамеллитами Лянгарского комплекса. В нем много ксенолитов ранних пород и инъекций более поздних гранитов. В южной и центральных частях тела установлено прорывание биотитовыми гранодиоритами более ранних «лянгарских» гранитов с дайками-апофизами и ксенолитами, удостоверяющими рвущие соотношения. Дайка таких же биотитовых гранодиоритов (№ 47 в табл. 36) на восточной окраине пос. Лянгар сечет диориты, «лянгарские» граниты и связанные с последними аплиты и пегматиты (рис. 111, *а*, фото 91). Следовательно, более позднее формирование пород данной фазы по сравнению с гранитами Лянгарского комплекса, и притом с явственным нарушением гомодромности, устанавливаются вполне отчетливо.

Биотитовые гранодиориты Шуракского комплекса по облику и составу сходны с более ранними породами той же основности. В поле при их распознавании возможны ошибки. Решающим критерием являются геологические соотношения с более ранними «лянгарскими» гранитоидами. Отличительным признаком служит мелкозернистая порфировидная структура и практическое отсутствие роговой обманки. По химизму они очень близки к «лянгарским» гранодиоритам (№ 46, 47 в табл. 36).

Среднезернистые биотитовые «гурлакские» граниты на западе слагают крупное тело площадью около 40 кв. км. Оно включает крупные блоки диоритов и «лянгарских» гранитов и рвется телами двуслюдяных гранитов. Дайки рассматриваемых гранитов распространены очень широко, преимущественно на периферии упомянутого интрузивного тела, но встречаются и в удалении от него на 5—10 км. Они, несомненно, представляют собой апофизы, так как породы даек по облику и составу ничем не отличаются от гранитов самого тела. Это обстоятельство облегчает выяснение возрастных взаимоотношений с другими интрузивными породами.

Прорывание дайкой среднезернистых «гурлакских» гранитов биотитовых гранодиоритов того же комплекса установлено в одном из меридиональных логов урочища Майданджайляу. Взаимоотношения с гранитами Лянгарского комплекса наблюдались в очень многих местах (рис. 111, *б — г* и фото 85—88). У западного контакта интрузива «гурлакские» граниты в виде мелких послойных и секущих тел (сателлитов) проникают в толщу мраморов и при этом тесно ассоциируют с более ранними инъекциями габбро-диоритов и диоритов. Здесь граниты слагают

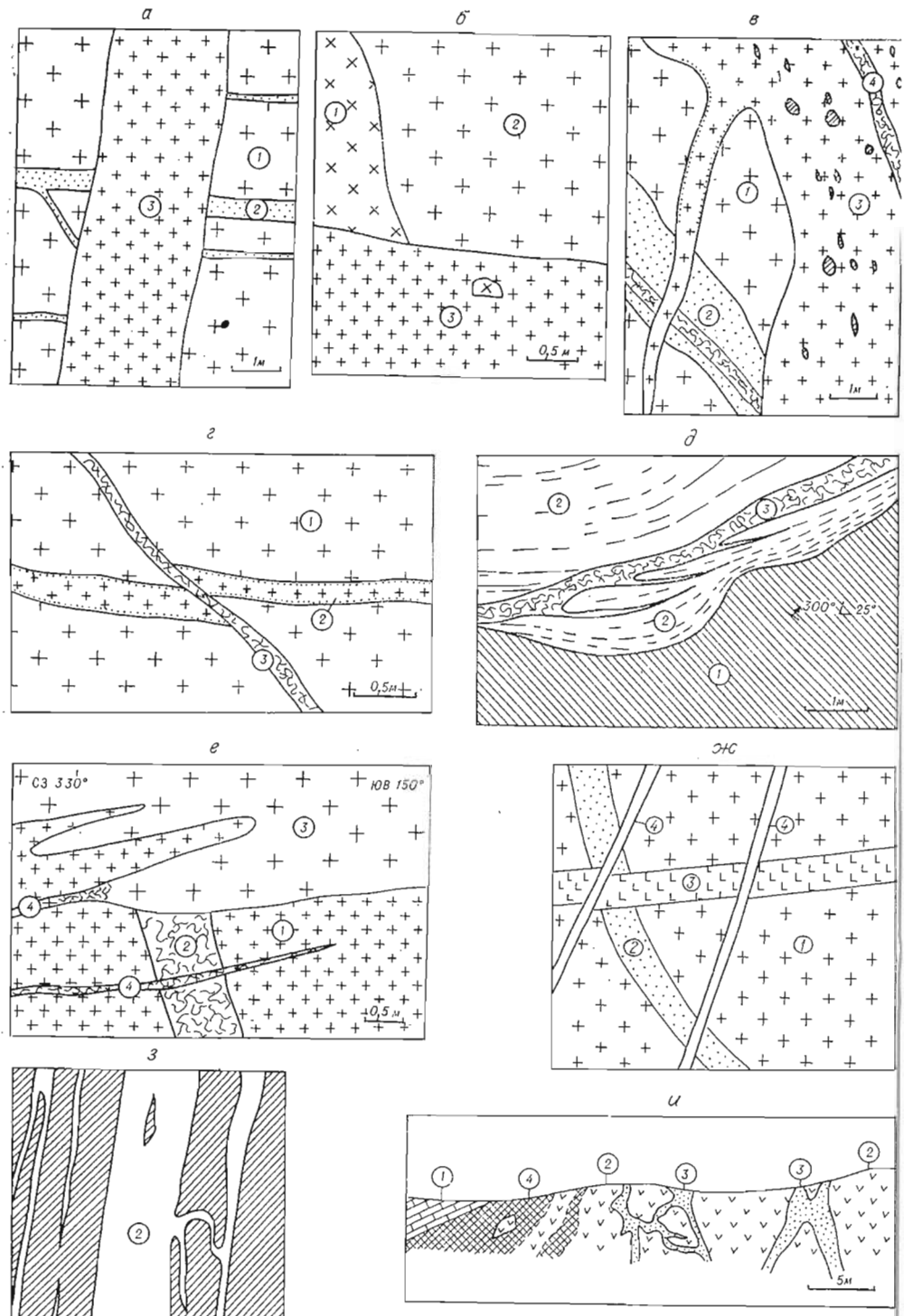


Рис. 111. Зарисовки обнажений

а — обн. 190, восточная окраина пос. Лянгар у водораздела адамеллиты, «гурлакские», *б* — обн. 193, верховья Янгаклыксая ты); *в* — обн. 184, Джельтемесай ниже кишл. Гурлак, централь ксенолитами темных пород, *4* — пегматит); *г* — обн. 366, юго-за нит с приконтактовой лейкократовой оторочкой, *3* — пегматит); «гурлакский» гранит с лейкократовыми и меланократовыми ниты, *2* — их пегматиты, *3* — розовые двуслюдяные «гатчинские» восточная часть аляскитового тела (*1* — лейкограниты, *2* — аплиточная часть интрузива, к югу от кишл. Себистан (*1* — слюдя мраморы, *2* — диориты, *3* — лейкограниты и аплиты без муско

пластовые залежи в кровле или подошве диоритов или образуют цемент интрузивных брекчий, в которых на долю самих гранитов приходится от 30 до 50% объема. Такие интрузивные брекчии способны к внедрению (фото 85, 86). При обилии диоритовых ксенолитов цементирующие их граниты в отдельных участках благодаря контаминации изменяют состав до адамеллитов или даже до гранодиоритов (№ 46 в табл. 36). «Гурлакские» граниты обогащены ксенолитами не только в сателлитах, но и в краевых, апикальных частях главного интрузивного тела и многочисленных дайках-апофизах (рис. 111, *в*, фото 88). Ксенолиты чаще всего мелкие (до 10 см), округленные. Их не более 10—20% от общего объема. Многие дайки секут более ранние гранитоиды в местах, удаленных от вмещающих пород, и тем не менее насыщены ксенолитами. Поэтому вынос ксенолитов снизу, а значит, внедренный характер «гурлакских» гранитов вряд ли можно подвергать сомнению.

В составе ксенолитов преобладают габброиды, диориты или диоритоподобные породы, что можно понять, исходя из отмеченной выше тесной структурной сопряженности этих пород с «гурлакскими» гранитами в сателлитах. Ксенолиты мраморов не были встречены ни разу. Ксенолиты роговиков и кристаллических сланцев отмечаются лишь вблизи контактов с боковыми породами.

Среднезернистые «гурлакские» граниты характеризуются высокой однородностью, нарушаемой лишь в местах скопления ксенолитов. Окраска меняется от серой до розоватой. Состав: плагиоклаз 34—39%, К-шпат 26—28%, кварц 28—31%, биотит 7—8%. Структура равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая. Акцессорные: сфен, циркон, ильменит. На отдельных площадях граниты содержат мусковит. По химизму (№ 48—58 в табл. 36) они мало отличаются от «лянгарских» гранитов. Обилие ксенолитов на составе гранитов почти не отражается.

Мелкозернистые биотитовые граниты Шуракского комплекса по составу аналогичны предыдущим. Они образуют два узких (до 250 м), но протяженных интрузивных тела, которые пересекают граниты предыдущей фазы и более ранние породы (см. рис. 104). Небольшие тела и дайки распространены также в других местах.

Лейкократовые среднезернистые граниты в виде даек и небольших тел встречены только в окрестностях пос. Лянгар среди среднезернистых «гурлакских» гранитов. Это белые или розоватые породы, сходные по составу и химизму с жильными лейкогранитами и аплитами того же комплекса (№ 65, 66 в табл. 36).

Контакты «гурлакских» гранитов с алюмосиликатными породами всегда резкие (фото 92); сопровождаются они такими же изменениями пород, как в лянгарском комплексе, в том числе появлением рыжего биотита, покислением плагиоклаза, неравномерным распределением микроклина с образованием натровых или калиевых лейкократовых оторочек и т. д. В некоторых контактах граниты сильно контаминированы сланцевым материалом и имеют грубополосчатый облик со следами течения параллельно плоскости контакта (рис. 111, *д*). Типичные изменения состава гранитов и вмещающих пород на одном из контактов показаны на рис. 112.

в Актауском интрузиве (Э. И.).

(*1* — розовые порфировидные биотитовые граниты, «лянгарские», *2* — аплиты, *3* — серые биотитовые (*1* — роговообманково-биотитовые адамеллиты, *2* — «лянгарские» граниты, *3* — «гурлакские» граниная часть интрузива (*1* — «лянгарские» граниты, *2* — пегматит-аплиты, *3* — «гурлакские» граниты с падная часть интрузива, 100 м к югу от карьеров (*1* — «лянгарский» гранит, *2* — «гурлакский» гра *д* — обн. 181, район горы Белой, западный контакт интрузива (*1* — ороговикованные сланцы, *2* — полосами, *3* — пегматит); *е* — обн. 199, новый карьер близ пос. Лянгар (*1* — серые «гурлакские» гра граниты, *4* — их пегматиты); *ж* — обн. б/№ (по А. Ф. Свириденко), южный склон горы Тахку, ты, *3* — дайка спессартита, *4* — кварцевые жилы с шеелитом и сульфидами); *з* — обн. 210, юго-вос ные сланцы, *2* — двуслюдяные граниты); *и* — обн. 363, карьер к юго-западу от пос. Лянгар (*1* — вита и граната, *4* — скарны).

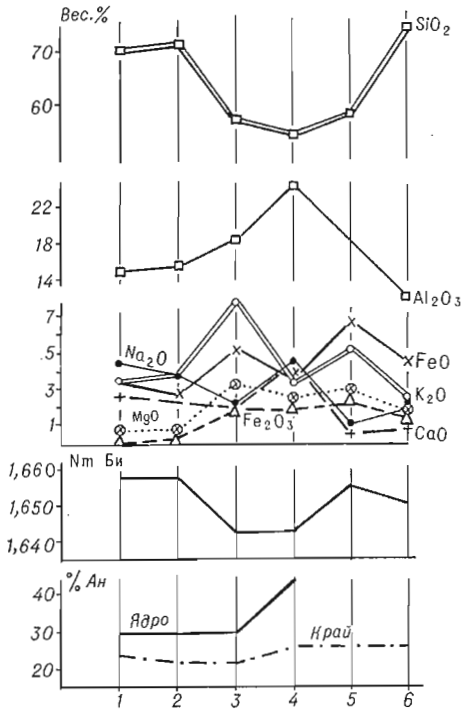


Рис. 112. Минералого-петрохимический профиль через контакт «гурлакских» среднезернистых гранитов с кристаллическими сланцами (роговиками): 0,5—1 км севернее горы Белой, западный контакт Актауского интрузива.

1 (№ 59 в табл. 36) — контаминированный гранит из непосредственного контакта; 2 (№ 60) — гранит из прожилка мощностью 10 см в роговике рядом с контактом; 3 (№ 91) — микроклинизированный роговик, богатый калием, из контакта с гранитом; 4 (№ 90) — биотит-плагиоклазовый роговик, обогащенный кальцием, из контакта с гранитным прожилком; 5 (№ 92) — кордиерит-биотитовый сланец в 10 м от контакта; 6 (№ 105) — олигоклаз биотит-кварцевый сланец в 15 м от контакта.

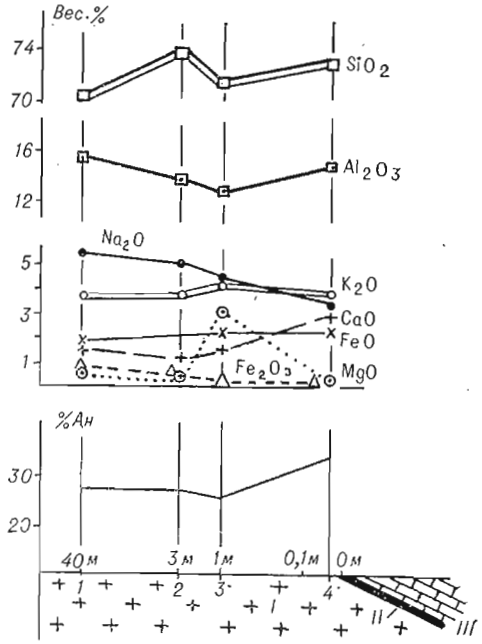


Рис. 113. Минералого-петрохимический профиль через контакт «гурлакских» гранитов с мраморами и скарнами. Район рудника Лянгар.

1 (№ 48 в табл. 36) — биотитовый гранит в 40 м от контакта; 2 (№ 58) — то же, с мусковитом, в 3 м от контакта; 3 (№ 50) — то же, в 1 м от контакта; 4 (№ 61) — белесый осветленный гранит у непосредственного контакта, содержащий актинолит, эпидот, обильные сфен, ортит, кальцит, обогащенный кальцием в результате наложенных околоскарновых изменений. I — гранит, II — скарн, III — мрамор.

Контакты «гурлакских» гранитов с мраморами изучались в западной части Актауского интрузива и в мелких телах к югу от него. Мраморы обычно чистые, крупнозернистые, на западе содержат прослои пироксен-плагиоклазовых роговиков, к которым обычно приурочены скарны. На контакте с мраморами граниты крупного тела существенных изменений не претерпевают (рис. 113). В мелких телах и апофизах и у контакта с мраморами развиты роговообманковые или пироксеновые калиевые лейкократовые граниты с повышенным содержанием микроклина, сфена и ортита. Здесь же фиксируются узкие (1—3 см) приконтактовые каемки лейкократовых плагиогранитов, содержащих роговую обманку и (или) клинопироксен. Количество кварца в каемках возрастает до 40—50%, образуются участки гранофировой структуры. Основность плагиоклаза в приконтактовых натровых породах обычно такая же или несколько выше, чем в нормальных «гурлакских» гранитах. Такие же явления отмечены на контактах мелких тел с известково-силикатными роговиками.

Контакты «гурлакских» гранитов с диоритами изучались лишь в небольших дайкообразных телах и ксенолитах (Тешинташсай, Джельтемесай, г. Белая).

Дайкообразные тела гранитов и диоритов, пространственно совмещенные друг с другом, обычно характеризуются разкими прямолинейными контактами и не обнаруживают существенных изменений структуры и минералогического состава, за исключением биотитизации роговой обманки.

Взаимодействие гранитов с ксенолитами в большинстве случаев представляет собой активный процесс, характер и масштабы которого определяются рядом факторов, в том числе составом вмещающих пород. В случае залегания эруптивной брекчии в карбонатной среде гранитизация заключается в первую очередь в микроклинизации. Если интрузивная брекчия залегает в более ранних гранитах (фото 85, 86), процесс гранитизации осуществляется без существенного привноса калия и не зависит от количества ксенолитов. При этом габбро-диориты и диориты теряют роговую обманку и преобразуются в кварц-биотит-плагиоклазовые породы, бедные или лишенные микроклина. Биотит в них, как и в гранитах, имеет оливково-бурый или грязно-бурый цвет, плагиоклаз несколько более основной, чем в гранитах (№ 45—47 в ядре и № 20—24 на краю). Контуры ксенолитов в отличие от того, что имеет место при «калиевой гранитизации» в карбонатной среде, всегда резкие, в редких случаях — с лейкократовой каемкой плагиогранитового состава. Изредка ксенолиты окружены узкой (2—3 см) каймой «растворения», имеющей промежуточные между гранитом и диоритом зернистость и содержание кварца. Гранитизированные описанным путем основные породы приобретают состав, близкий к кварцевым диоритам этого же интрузива (№ 96, 97 в табл. 36).

Таким образом, образование кварцевых диоритов путем гранитизации более основных пород как контактовое явление — принципиально возможный процесс. Можно допустить, что на глубине он осуществляется в больших масштабах, сопровождается плавлением гранитизированного базитового субстрата, перемещением магмы кверху и одновременной ее гомогенизацией. Таким путем возникают интрузивные тела кварцевых диоритов. На верхних уровнях плавление и гомогенизация ксенолитов, судя по общим геологическим и термодинамическим условиям и по всей сумме наших наблюдений, не происходят.

Жильные породы, связанные с «гурлакскими» гранитами, представлены лейкогранитами, аплитами, пегматит-аплитами и пегматитами, содержащими биотит, иногда мусковит, но лишенными граната, характерного для «гатчинских» двуслюдяных гранитов. Эта связь доказывается прямыми наблюдениями (рис. 111, е). Жильные породы обычно богаты микроклином и соответственно калием (№ 65 в табл. 36), реже обеднены ими (№ 66), однако собственно плагиогранитовых жил нет.

Гатчинский комплекс двуслюдяных гранитов

Предыдущими исследователями эти породы назывались аляскитами, двуслюдяными гранитами или просто «лейкократовыми гранитами четвертой фазы». Они образуют пологие плитообразные тела мощностью в десятки метров, располагающиеся среди различных ранних пород, главным образом «гурлакских» гранитов. В глубоко врезанных долинах к северу от пос. Лянгар по вертикали насчитывается несколько таких тел, что лишний раз подтверждает многоярусное строение Актауского интрузива. Во многих местах двуслюдяные граниты прорывают «гурлакские» среднезернистые граниты и принадлежащие им жильные породы (рис. 111, *е*). Тело двуслюдяных гранитов длиной до 2 км приурочено к южному контакту Янгаклыкского интрузива с мраморами. Крупное интрузивное тело площадью около 25 кв. км есть в крайней юго-восточной части Актауского интрузива. Оно отделено от других интрузивных пород перегородкой слюдяных сланцев и обычно согласно с последними,

хотя иногда сопровождается параллельными секущими апофизами (рис. 111, *з*).

Устойчивыми диагностическими признаками рассматриваемых гранитов являются общий лейкократовый облик и присутствие видимых глазом мусковита и граната. Другие признаки варьируют не только в разных телах, но и в пределах одного тела. Породы бывают белыми и розовыми, вплоть до мясо-красных, средне- или крупнозернистыми. Очень характерны пегматоидные обособления и неправильной формы тела пегматитов. Структура аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, гранулитовая, всегда со следами сильного катаклаза. Местами, особенно на востоке интрузива, граниты гнейсовидны.

Двуслюдяные граниты и связанные с ними пегматиты детально изучались В. А. Талаловым, Ю. А. Чернявским, а позднее Э. Н. Кутфитдиновым. Поэтому они хорошо охарактеризованы химически и минералогически. Судя по химизму (№ 67—82 в табл. 36), двуслюдяные граниты представляют собой довольно однородную группу (SiO_2 73—75%). Это наиболее кислые и лейкократовые породы по всему ряду интрузивных пород Актауского интрузива. Средний количественно-минералогический состав, по В. А. Талалову и Ю. А. Чернявскому, следующий: плагиоклаз 35,5%, микроклин 27,7%, кварц 32,6%, мусковит 3%, биотит 0,3%, гранат 0,9%. Состав граната, по Н. А. Кулик (1962): альмандин 60%, спессартин 37%, гроссуляр и пироп 3%.

Контакты «гатчинских» гранитов с алюмосиликатными породами изучались в крайней юго-восточной части интрузива. Вмещающие породы здесь представлены переслаиванием кордиеритсодержащих слюдяных и биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев, обогащенных мусковитом и турмалином. Вблизи контакта в них появляется фибролит. Сколько-нибудь заметная гранитизация отсутствует. Граниты в контакте со сланцами не изменяются (№ 83 в табл. 36) и только в апофизах становятся более кислыми и лейкократовыми (№ 84), такими же, как жильные гранатсодержащие аплиты (№ 85).

Контакты «гатчинских» гранитов с мраморами. Мелкие инъекции или дайки собственно двуслюдяных гранитов в карбонатных породах или непосредственно около скарнов не были встречены ни разу. Контактирующее с мраморами интрузивное тело на юге Янгаклыкского интрузива сложено лейкократовыми породами, во всем аналогичными «гатчинским», за исключением весьма низкого содержания мусковита. Второе тело, расположенное целиком в мраморах (участок Водораздельный близ г. Тахку), также состоит из гранатсодержащих лейкогранитов, на этот раз совершенно лишенных мусковита, но зато с роговой обманкой и клинопироксеном. Это тело всеми исследователями и раньше относилось к последней фазе. После специального опробования лейкограниты тела были признаны пригодными к использованию в качестве керамического сырья.

Последнее обстоятельство представляется важным, так как В. А. Талаловым и Ю. А. Чернявским было показано, что только самые поздние лейкограниты Актау («гатчинские», по нашей схеме) обладают необходимыми промышленными кондициями.

Аналогами «гатчинских» гранитов, скорее всего, являются также роговообманковые лейкограниты с альбитом, слагающие мелкие инъекции в мраморах западного экзоконтакта Актауского интрузива и района кишл. Кошдерген, где рядом, но в более ранних гранитоидах, развиты такие же по форме инъекции биотитовых и двуслюдяных гранитов.

Напрашивается вывод, что карбонатная среда неблагоприятно влияет на кристаллизацию мусковита, вместо которого устойчивым оказывается биотит, а иногда только роговая обманка и (или) пироксен. Ввиду обычного в карбонатной среде повышения щелочности гранитов естественно и исчезновение в них граната.

Изложенные данные важны для решения вопроса о положении скарново-шеелитового оруденения в ряду пород Нуратинской и Кульджуктауской серий. Дело в том, что Х. М. Абдуллаевым, И. Х. Хамрабаевым, А. Ф. Свириденко и другими исследователями проводится идея о связи главной массы скарнов с гранитоидами повышенной основности и о более раннем их формировании по сравнению с «аляскитами четвертой фазы».

Судя по полученным нами данным, трансформация двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов в биотитовые, роговообманковые и даже пироксеновые лейкограниты нормальной или повышенной щелочности при переходе в карбонатные вмещающие породы приводит к тому, что граниты последней фазы теряют свои диагностические признаки и легко могут быть спутаны с приконтактовыми лейкогранитами более ранних фаз. Отсюда — возможность множественной интерпретации наблюдаемых соотношений, из-за чего в прошлом неоднократно возникали дискуссии о том, к какой фазе гранитоидов принадлежат скарны.

Надо подчеркнуть, что если бы скарны были действительно древнее гранитов Гатчинского комплекса, то факты их пересечения двуслюдяными гранитами, особенно там, где последние широко распространены в ближайшем соседстве (но в алюмосиликатной среде), были бы вполне обычным явлением. Поиски таких пересечений в лучшем случае увенчиваются находками редких и маломощных аплитовых прожилков, о происхождении которых могут быть высказаны разные суждения.

Сказанное дает нам право считать представления о связи скарнового оруденения только с гранитоидами повышенной основности (более ранними, чем двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса) необоснованными и таящими в себе возможность ошибок принципиального характера.

Контакты двуслюдяных гранитов с габброидами и диоритами описаны в районе пос. Лянгар в блоках-ксенолитах. Диориты в экзоконтакте обогащены кварцем (до 15—20%), биотит преобладает над роговой обманкой; микроклинизация проявлена слабо. Граниты в экзоконтактовой зоне шириной 3—5 см содержат как биотит (до 1%), так и мусковит, но лишены граната. Они обеднены микроклином, плагиоклаз кислый (олигоклаз).

Послегранитовые дайки

Эти дайки в Актауском интрузиве весьма редки. Одна из них, судя по описанию А. Ф. Свириденко, сложена близкой к спессартиту породой. Она имеет вкрапленники плагиоклаза № 38—40, содержит 10—15% биотита. Однако преобладает роговая обманка. Структура основной массы панидиоморфнозернистая. Дайка сечет лейкограниты четвертой фазы и жилу аплита, а при входе в известняки сопровождается скарнами. В свою очередь, она пересечена кварцевыми жилами с пиритом, халькопиритом и шеелитом, относящимися к следующему после скарнов этапу минералообразования (рис. 111, *ж*).

Наблюдения А. Ф. Свириденко интересны во многих отношениях, и прежде всего — как свидетельство присутствия в Нуратинской серии собственно послегранитовых даек, близких по времени формирования к гидротермальному этапу минералообразования. Они служат доказательством того, что этот этап, с которым связана главная масса шеелита в скарнах, проходил после внедрения «гатчинских» гранитов.

Постмагматические изменения

Скарны широко распространены в западной и северо-западной частях интрузива в контактах мраморов с диоритами, кварцевыми диоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами (рис. 111, *и*). Крупные

Таблица 36

Актауский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						1. Габбро-диориты											
1	103е	51,27	1,37	17,79	2,18	6,48	0,10	3,70	8,02	3,90	1,50	0,06	1,37	0,94	0,78		98,68
2	1159	52,50	1,68	16,35	3,45	5,83	0,14	4,50	6,85	4,15	2,49		0,82				98,76
Среднее	из 2	51,88	1,52	17,07	2,81	6,15	0,12	4,10	7,43	4,02	1,99	0,03	1,09	0,47			98,68
						2. Диориты											
3	1034а	54,50	1,48	18,00	1,30	6,90	0,06	3,80	5,90	3,75	2,21		0,92				98,82
4	1032б	56,25	1,31	14,60	3,70	6,23	0,19	4,20	6,10	3,71	2,45		0,81				99,55
5	1096а	58,22	0,80	18,31	1,39	5,10	0,06	2,40	6,09	3,65	2,30	0,13	1,08	0,25	0,22	0,10	99,78
Среднее	из 3	56,32	1,20	16,97	2,13	6,07	0,10	3,47	6,03	3,70	2,32	0,04	0,94	0,08			99,38
						3. Кварцевые диориты											
6	1229в	62,46	0,71	16,03	1,47	4,04	0,06	3,41	4,99	3,64	2,40		0,43				99,77
7	100а	62,78	0,62	15,50	2,20	3,30	0,08	1,80	4,70	3,70	2,40	0,09	0,73	0,20	0,17		98,10
8	1024	62,99	0,63	16,50	1,02	3,53	0,11	2,00	5,18	3,90	2,48	0,28	1,37	0,26	0,10		100,25
9	1081а	63,00	0,82	15,07	2,25	3,56	0,08	2,50	4,45	3,75	2,45		1,70				99,63
10	1239в	63,00	0,78	14,70	2,34	3,66	0,09	2,75	5,30	3,64	2,38		0,96				99,60
Среднее	из 5	62,78	0,71	15,56	1,86	3,62	0,08	2,49	4,92	3,73	2,42	0,07	1,04	0,09			99,37
						4. Кварцевые диориты, переходящие в адамеллиты у контакта с роговиками											
11	1265а	66,00	0,54	15,10	3,00	1,86	0,30	1,70	3,30	3,32	3,48		1,62				100,22
12	1265д	67,60	0,62	14,03	3,35	2,15	0,14	2,00	4,55	3,38	1,82		1,18				100,82
13	1265г	68,70	0,50	14,50	2,57	1,79	0,10	1,52	3,25	3,70	2,19		0,82				99,64
14	1265б	69,70	0,34	14,70	1,44	1,22	0,12	0,60	2,35	3,92	3,98		1,28				99,65
Среднее	из 4	68,00	0,50	14,58	2,59	1,76	0,16	1,46	3,36	3,58	2,87		1,22				100,08

5. Гранодиориты и адамеллиты Лянгарского комплекса

15	1422б	65,00	0,52	17,00	2,58	2,44	0,12	0,40	3,05	3,41	3,88		0,84				99,24
16	1422г	65,00	0,64	16,00	2,90	1,86	0,15	1,20	3,60	3,86	3,58		1,30				100,09
17	1424ж	65,00	0,68	15,80	3,00	2,44	0,12	1,05	4,10	3,86	2,00		1,86				99,91
18	1422а	66,00	0,50	15,70	2,59	1,58	0,10	1,56	3,20	3,73	2,98		1,60				99,54
19	1227а	66,32	0,53	15,26	1,24	2,90	0,05	1,71	3,80	3,86	3,45		1,18				100,30
20	1422в	66,70	0,44	14,55	2,78	2,44	0,08	1,06	2,85	3,65	3,10		1,10				98,75
21	2167	67,03	0,50	15,54	2,03	2,52	0,06	1,30	3,22	3,38	3,37	0,22	0,82	0,18	0,22	0,20	100,17
22	111б	68,01	0,40	14,90	0,90	2,80	0,06	1,00	4,01	4,00	3,10	0,12	0,40	0,16		0,44	99,86
23	1018б	68,32	0,53	15,00	0,71	3,43	0,04	1,20	3,32	3,40	3,27		0,56	0,17			99,95
24	1422д	68,50	0,47	14,40	2,80	2,29	0,12	0,90	2,82	3,74	3,55		0,88				100,47
25	535б-3	68,50	0,40	15,08	1,00	2,56	0,07	1,79	3,08	3,30	3,25	0,16	0,76	0,13	0,10	0,10	100,08
26	110а	68,77	0,37	14,71	0,85	2,32	0,06	1,15	3,52	4,10	3,10	0,02	0,58	0,11			99,66
27	1001а	70,50	0,62	13,90	1,33	3,31	0,11	1,50	3,00	3,47	2,20		0,92				100,86
Среднее из 13		67,20	0,51	15,22	1,90	2,53	0,08	1,22	3,35	3,67	3,14	0,04	0,98	0,06			99,90

6. Контаминированные гранодиориты и адамеллиты

28	1069б	64,00	0,50	16,90	0,41	3,96	0,12	1,85	3,30	4,10	4,20		1,06				100,40
29	366ж-2	63,98	0,90	15,28	1,22	4,85	0,07	2,16	2,20	3,55	3,82	0,28	1,38	0,09			99,78
Среднее из 2		63,99	0,70	16,09	0,81	4,40	0,10	2,00	2,75	3,82	4,01	0,14	1,22	0,04			100,07

7. Адамеллит с повышенной щелочностью из контактов с мраморами

30	1418а	70,00	0,34	14,40	1,14	0,86	0,11	0,48	2,32	2,84	6,17		0,96				99,62

8. Адамеллиты, переходящие в граниты, из контактов с мраморами

31	1418в	68,50	0,48	14,60	2,31	1,29	0,15	0,92	2,90	3,64	4,11		1,32				100,22
	1418б	69,70	0,36	12,70	2,80	2,58	0,12	0,84	2,67	3,56	3,18		0,94				99,45
33	1422е	71,60	0,37	13,80	1,52	1,58	0,07	0,70	2,45	3,70	3,83		1,18				100,80
Среднее из 3		69,93	0,40	13,70	2,21	1,82	0,11	0,82	2,67	3,63	3,71		1,15				100,15

9. Лейкограниты из эндоконтактов гранодиоритов и адамеллитов

34	1018а	72,54	—	13,87	0,40	1,37	0,02	0,34	1,42	2,17	7,53	—	0,24	0,11			100,01
35	1036б	73,00	0,44	13,75	0,90	2,88	0,08	1,00	1,63	3,35	2,05		1,00				100,08
36	366ж-1	75,50	0,28	12,35	—	2,95	0,02	0,05	1,51	3,22	3,77	0,08	0,11	0,11			99,95
Среднее из 3		73,68	0,24	13,32	0,43	2,40	0,04	0,46	1,52	2,91	4,45	0,03	0,45	0,07			100,00

Таблица 36 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						10. Аплиты											
37	367б	75,68	—	12,46	—	1,44	0,02	—	1,22	3,14	5,26	0,10	0,20	—			99,52
38	182б	76,00	—	13,00	1,25	0,93	0,02	—	1,30	2,81	5,46	—	0,28	—			101,05
Среднее	из 2	75,84	—	12,73	0,62	1,18	0,02	—	1,26	2,97	5,36	0,05	—	—			100,28
						11. Лянгарские граниты											
39	2211	71,03	0,31	14,63	0,49	2,10	0,06	1,00	2,52	3,38	3,73	0,15	0,82	0,05	0,11	0,33	100,27
40	95а	72,51	0,18	13,37	0,70	1,49	0,00	0,80	2,02	3,36	3,96	0,09	0,67	0,10	0,02		99,25
41	102а	72,75	0,22	13,86	0,06	2,13	0,05	0,40	2,47	3,65	3,65	0,05	0,76	0,02	0,17		100,07
42	1096б	73,23	0,18	14,32	0,06	1,40	0,05	0,40	1,68	3,38	4,64	0,14	0,71	0,06	0,15	0,16	100,25
Среднее	из 4	72,38	0,24	14,04	0,32	1,78	0,04	0,65	2,17	3,44	3,99	0,10	0,74	0,05	0,11	0,12	100,14
						12. Плагиограниты из контактов с диоритами											
43	1441в-1	72,00	0,40	13,55	1,16	1,43	0,09	0,92	2,90	3,97	1,64		0,70				98,76
44	1441в-2	74,50	0,12	14,20	1,16	1,00	0,08	0,20	3,30	3,76	0,68		0,44				99,49
Среднее	из 2	73,25	0,26	13,87	1,16	1,22	0,08	0,56	3,10	3,86	1,16		0,57				99,10
						13. Аплит											
45	98б	75,70	0,08	13,20	1,80	1,44	0,10	—	0,70	2,94	5,01						100,97
						14. «Гурлакские» гранодиориты											
46	1078	66,00	0,50	14,60	2,00	2,79	0,05	1,50	4,40	3,61	3,53		0,92				99,90
47	104а	66,33	0,50	16,10	1,20	2,80	0,05	1,55	4,22	3,85	2,40	0,06	0,69	0,25		0,30	100,00
Среднее	из 2	66,17	0,50	15,35	1,60	2,70	0,05	1,52	4,31	3,73	2,96	0,03	0,80	0,13			99,94
						15. Среднезернистые «гурлакские» граниты											
48	180д	70,15	0,04	15,40	0,69	1,72	Сл.	0,40	1,60	5,33	3,53		0,50				99,36
49	1165а	71,00	0,68	13,40		2,59	0,04	0,41	2,85	3,94	3,65		0,99				99,55

50	180ж	71,30	0,26	12,70	0,08	2,18	0,11	3,00	1,45	4,24	3,96		0,38				99,66
51	107в	72,11	0,18	13,96	0,54	1,41	0,05	0,67	2,24	3,65	4,47	0,04	0,48	0,09		0,25	99,89
52	2102а	72,54	0,18	14,32	0,23	1,61	0,05	0,70	1,68	3,33	4,35	0,14	0,39	0,09		0,32	99,61
53	2142	72,64	0,25	14,53	0,20	1,64	0,05	0,30	1,54	3,38	4,24	0,12	0,42	0,06	0,16	0,23	99,37
54	2089	72,23	0,18	13,93	0,20	1,36	0,05	0,60	2,04	3,47	4,67	0,12	0,75	0,11	0,00	0,15	100,21
55	2050	72,75	0,20	14,28	0,47	1,48	0,08	0,70	1,82	3,50	4,20	0,10	0,68	0,10	0,11	0,10	100,36
56	2139	73,24	0,25	14,27	0,44	0,87	0,05	0,50	1,96	3,11	4,35	0,21	1,11	0,05	0,16	0,17	100,41
57	2060	73,39	0,15	14,73	0,29	1,19	0,05	0,50	1,40	3,38	4,35	0,13	0,54	0,05	0,16	0,18	100,15
58	180е	74,08	0,24	13,50	0,33	1,90	0,05	0,20	1,23	4,92	3,53		0,52				100,50
Среднее	из 11	72,31	0,24	14,09	0,32	1,63	0,05	0,73	1,80	3,84	4,12	0,08	0,61	0,05			99,87

16. «Гурлакские» граниты из контактов со сланцами

59	1149а	70,00	0,36	14,80	—	3,35	0,08	0,70	2,51	4,39	3,40		0,40				99,99
60	1149в	71,05	0,32	15,40	0,33	2,59	0,01	0,70	2,20	3,85	3,75		0,09				100,29
Среднее	из 2	70,52	0,34	15,10	0,16	2,97	0,04	0,70	2,36	4,12	3,58		0,24				100,14

17. «Гурлакский» гранит из контакта с мраморами

61	180з	73,10	0,20	14,55	—	2,15	0,09	0,20	2,80	3,35	3,53	0,04					100,01

18. «Гурлакский» гранит с повышенной щелочностью из контакта с мраморами

62	1165в	70,01	0,26	13,20	0,49	2,13	0,13	0,80	2,23	4,06	5,30		0,51				99,12

19. Лейкогранит из эндоконтакта со сланцами

63	366в	74,98	0,09	12,57	—	1,33	0,02	0,29	0,87	2,90	5,79	0,08	0,75	—			99,67

20. «Гурлакский» гранит, контаминированный диоритовым материалом

64	1154—2	63,0	0,42	16,15	1,29	3,65	0,12	1,83	4,15	3,57	4,15		0,97				99,30

21. Лейкограниты из жил и мелких тел

65	1085б	74,00	0,16	13,15	0,20	1,38	—	Сл.	1,00	3,18	6,09		0,20				99,36
66	1081а	75,00	0,30	14,00	0,53	1,58	0,09	»	1,85	3,70	2,33		0,14				99,52
Среднее	из 2	74,50	0,23	13,57	0,37	1,48	0,04	»	1,42	3,44	4,21		0,17				99,44

Таблица 36 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						22. Двуслюдяные граниты											
67	38-Т	71,72	0,05	15,20	0,05	1,40	0,02	0,25	1,54	4,38	5,22	0,10	0,02				99,95
68	36	72,08	—	15,52	0,70	0,44	0,17	0,17	0,74	5,04	3,83	0,10	1,11	0,03			99,93
69	58	73,04	0,22	14,21	0,07	1,02	0,03	0,81	2,20	2,29	5,98	0,12	0,40	0,08		0,05	100,47
70	1266	73,08	0,20	13,55	1,13	1,75	0,07	0,50	1,43	3,65	4,55		0,58				100,49
71	37-Т	73,22	Сл.	12,34	0,59	1,16	0,01	0,25	0,91	4,92	5,05	0,09	0,76				99,30
72	38	74,03	0,01	13,79	1,50	1,38	0,56	0,71	0,54	2,22	4,98	0,20	0,56	0,01		0,10	100,49
73	45	75,04	0,09	13,39	0,21	1,09	0,06	0,30	0,84	3,04	5,47	—	0,10	0,03		0,03	99,66
74	39-Т	75,06	Сл.	12,93	0,02	1,48	Сл.	0,30	0,49	4,98	4,38	0,07	0,24				99,95
75	2006	75,23	0,05	14,25	0,11	1,08	0,25	0,30	0,42	3,90	4,00	0,13	0,59	0,05		0,15	100,36
76	97	75,28	0,02	14,68	0,09	2,01	0,03	0,10	0,98	2,55	3,21	0,12	0,12	0,10		0,01	99,29
77	91	75,70	0,05	14,28	1,89	1,04	0,58	0,43	0,98	2,00	2,14	0,17	0,60	0,01		0,01	99,87
78	2148а	75,94	0,05	14,14	0,11	0,63	0,07	0,30	1,12	3,89	3,81	0,08	0,33	0,05		0,20	100,52
79	1041	76,42	0,05	13,19	0,23	0,61	0,12	0,50	0,65	4,00	4,08	0,08	0,43	0,05		0,10	100,41
80	2147е	76,44	0,05	13,23	0,23	0,52	0,05	0,30	1,12	4,00	3,82	0,08	0,36	0,05		0,20	100,25
81	36т	77,90	Сл.	14,76	0,26	1,30	0,01	0,51	0,49	1,44	3,38	0,08	0,84			0,10	100,97
82	2137и	78,46	0,05	12,45	—	0,63	0,05	0,30	1,82	3,77	1,71	0,01	0,49	0,05		0,28	99,79
Среднее	из 16	74,91	0,06	13,87	0,45	1,10	0,13	0,38	1,02	3,50	4,10	0,11	0,47	0,03			100,13
						23. Двуслюдяные граниты из контакта с кристаллическими сланцами											
83	1270б	73,00	0,04	13,25	0,02	2,06	0,04	0,70	1,10	3,76	4,45		0,88				99,30
84	1270в	75,00	0,15	12,60	0,48	1,37	0,07	1,00	0,77	3,30	4,25		1,08				100,07
Среднее	из 2	74,00	0,09	12,93	0,25	1,71	0,06	0,85	0,93	3,53	4,35	0,02	0,98	0,03	0,10		99,68
						24. Аплит											
85	107а	75,23	0,07	13,48	0,20	0,70	0,09	0,15	1,4	4,20	3,90	0,04	0,19			0,21	99,90
						25. Вмещающие породы											
86	1018в	46,66	1,20	25,88	3,01	4,57	0,07	3,76	0,71	1,45	8,40	0,44	3,24	0,26			99,61
87	1069в	47,07	1,08	22,50	7,68	3,35	0,51	2,96	1,40	7,85	3,45		1,49				99,64

88	1069а	49,15	1,22	23,20	1,83	6,91	0,19	3,10	4,45	4,20	4,65		1,60			100,50
89	102б	50,50	1,26	23,20	6,39	1,36	0,21	2,10	5,45	6,95	1,89		3,06			102,37
90	1149а	54,25	1,02	24,25	1,85	3,50	0,17	2,45	4,37	4,39	3,27		0,67			100,19
91	1149б	57,00	0,94	18,20	1,85	5,18	0,15	3,20	1,90	2,60	7,93		2,18			101,13
92	1150в	58,60	0,79	17,60	2,15	6,55	0,17	2,90	0,50	0,90	5,12		4,11			99,39
93	102д	59,30	0,60	18,50	1,60	3,97	0,12	2,01	3,10	6,50	1,48	2,78				99,96
94	1265в	60,00	0,90	17,70	5,00	2,58	0,10	2,70	0,77	1,07	6,82		3,20			100,84
95	102г	61,00	0,43	19,10	3,02	1,58	0,03	0,96	2,80	8,12	1,30		1,08			99,42
96	1154-1	62,00	0,68	17,00	2,31	3,65	0,12	1,90	4,40	4,52	2,07		0,95			99,60
97	1435а-1	62,00	0,82	14,80	5,42	4,66	0,10	1,86	3,90	4,02	2,32		0,27			100,02
98	1229а	62,30	0,60	15,95	4,50	4,04	0,14	1,22	4,20	3,82	2,44					99,21
99	1229г	65,20	0,60	15,45	1,50	2,97	0,05	2,22	4,27	3,64	2,72	0,22		0,21		99,77
100	1229б-2	66,58	0,50	14,79	1,26	3,12	0,01	2,05	3,80	3,64	3,05	0,30	0,86	0,16		100,17
101	1402в	75,50	0,74	9,45	2,47	2,37	0,13	1,04	3,50	2,03	0,39		0,18			98,80
102	1036в	70,00	0,84	15,30	1,30	4,32	0,09	1,70	0,70	3,05	1,10		1,02			99,42
103	1268б	71,60	0,68	13,00	1,54	2,13	0,08	1,83	0,50	0,45	3,50		4,78			100,09
104	1268а	73,10	0,52	12,46	1,26	2,74	0,09	1,65	0,73	0,95	3,00		3,60			100,10
105	1150б	74,10	0,70	11,60	1,37	4,26	0,06	1,63	0,73	1,65	2,32		1,20			99,62
106	1036б-2	78,00	1,10	7,15	0,93	5,47	0,09	2,20	0,70	0,25	2,81		0,78			99,48
107	1001б	88,0	0,54	4,05	0,55	2,88	0,06	1,10	0,41	0,41	1,11	0,32				99,43

Примечание. 1 — (Э. И.) — мелкозернистый габбро-диорит, из ксенолита в диорите, блоки среди «лянгарских» гранитов к югу от пос. Лянгар. 2 (А. П.) — то же, из самостоятельного тела на северном склоне горы Тахку. 3 (А. П.) — из интрузивного тела к югу от пос. Лянгар. 4 (А. П.) — то же. 5 (Ю. Абакин) — блоки-ксенолиты среди гранитов к востоку от кишл. Комсомольский. 6 (А. П.) — западная половина интрузива, вблизи перевала Такылак. 7 (Э. И.) — Лолабулаксай, ниже кишл. Тыканлы. 8 (Ю. А.) — то же, северная часть интрузива, к востоку от кишл. Комсомольский. 9 (А. П.) — там же. 10 (А. П.) — восточная половина интрузива, мелкие краевые тела в северной части. 11 (А. П.) — приконтактовый биотитовый кварцевый диорит с незначительным количеством роговой обманки, юго-восточное окончание интрузива. 12 (А. П.) — то же, там же. 13 (А. П.) — биотитовый кварцевый диорит из послойной инъекции в сланцах, там же. 14 (А. П.) — то же, из непосредственного контакта со сланцами, там же. 15 (А. П.) — гранодиорит из сателлита к востоку от горы Тахку. 16—18 — то же. 19 (А. П.) — гранодиорит района перевала Такылак. 20 (А. П.) — там же, где № 15. 21 (Ю. А.) — адамеллит из северо-западной части интрузива. 22 (Э. И.) — то же, там же. 23 (А. П.) — адамеллит из юго-западной части интрузива, правый борт Лянгарсая. 24 (А. П.) — то же, из сателлита к востоку от горы Тахку. 25 (Э. И.) — адамеллит из северо-западной части интрузива близ кишл. Комсомольский, прорывает тоналиты Бокалинской серии. 26 (Э. И.) — то же, там же. 27 (А. П.) — адамеллит из непосредственного контакта, там же, где № 23. 28 (А. П.) — биотитовый адамеллит из непосредственного контакта со сланцами, северо-западная часть интрузива, район кишл. Кошдерген. 29 (Э. И.) — контаминированный адамеллит, юго-западная часть интрузива, близ карьеров. 30 (А. П.) — роговообманково-биотитовый адамеллит, крайний юго-западный контакт интрузива. 31 (А. П.) — роговообманково-биотитовый адамеллит, в 3 м от контакта с известняками, крайний юго-западный контакт интрузива. 32 (А. П.) — то же, там же. 33 (А. П.) — то же, в 20 м от контакта с известняками. 34 (А. П.) — двуслюдяной лейкогранит из зоны мощностью 1 м, южный контакт интрузива, правый борт Лянгарсая. 35 (А. П.) — лейкократовая оторочка в дайке гранодиоритов, юго-западный контакт интрузива, к юго-западу от рудника Лянгар. 36 (Э. И.) — лейкогранит у контакта со сланцами, там же, где № 29. 37 (Э. И.) — лейкогранит в гранодиорите, сечется дайкой лянгарских гранитов, там же, где № 29. 38 (Э. И.) — аплит, район горы Белой. 39 (Ю. А.) — перевал Такылак. 40 (Э. И.) — то же, в 1 км к югу от перевала Такылак. 41 (Э. И.) — район пос. Лянгар. 42 (Э. П.) — из небольшого тела гранитов к востоку от пос. Лянгар. 43 (А. П.) — гранит, прилегающий к лейкократовой оторочке, в 1,5 км к востоку от пос. Лянгар. 44 (А. П.) — лейкократовая оторочка из контакта, там же. 45 (Э. И.) — аплит, секущий лянгарские граниты, в 1,5 км к северу от перевала Такылак. 46 (А. П.) — гранодиорит, район кишл. Комсомольский. 47 (Э. И.) — гранодиорит, секущий лянгарские граниты и их аплиты. 48 (Э. И.) — западный контакт интрузива, пос. Лянгар. 49 (А. П.) — верховья Янгаклыксая. 50 (Э. И.) — там же. 51 (Э. И.) — пос. Лянгар. 52 (Ю. А.) — Каричсай. 53 (Ю. А.) — пос. Лянгар. 54 (Ю. А.) — Каричсай. 55 (Ю. А.) — там же. 56 (Ю. А.) — пос. Лянгар. 57 (Ю. А.) — Каричсай. 58 (Э. И.) — западная часть интрузива, пос. Лянгар. 59 (А. П.) — из контакта со сланцами, западный контакт интрузива, район горы Белой. 60 (А. П.) — из прожилка в сланцах мощностью 10 см, там же. 61 (Э. И.) — западный контакт. 62 (А. П.) — дайка в известняках, верховья Янгаликсая. 63 (Э. И.) — юго-западный контакт интрузива, близ карьеров. 64 (А. П.) — из эруптивной брекчии к северу от горы Белой. 65 (А. П.) — Джельтемесай, район кишл. Гурлак. 66 (А. П.) — то же, там же. 67 — лейкократовый гранит, по В. А. Талалову, Каричсай. 68 — мусковитый гранит, по Н. А. Кулик, район Мушкантау. 69 — лейкократовый гранит, по О. М. Римской-Корсаковой, главное тело лейкогранитов, пос. Лянгар. 70 (А. П.) — двуслюдяной гранит, юго-восточное окончание интрузива. 71 — лейкократовый гранит, по В. А. Талалову, Каричсай. 72 — мусковито-

Таблица 36 (окончание)

вый гранит, по О. М. Римской-Корсаковой, район Мушкайтау. 73 — лейкократовый гранит, по О. М. Римской-Корсаковой, район Тутекая. 74 — то же, по В. А. Талалову, месторождение Каричсай. 75 (Ю. А.) — двуслюдяной гранит, Каричсай. 76 — аляскит, по Н. А. Кулик, район Мушкантау. 77 — мусковитовый гранит, по Н. А. Кулик, там же. 78 (Ю. А.) — двуслюдяной гранит, Джайляу. 79 (Ю. А.) — то же. 80 (Ю. А.) — то же, в 2 км к востоку от пос. Лянгар. 81 — то же, по В. А. Талалову, месторождение Каричсай. 82 (Ю. А.) — то же, Каричсай. 83 (А. П.) — из контакта с кристаллическими сланцами, юго-восточная часть интрузива. 84 (А. П.) — из послойного прожилка в сланцах, мощностью 0,1 м, там же. 85 (Э. И.) — микроклин-гранатовый аплит, южный пегматитовый карьер, Каричсай. 86 (А. П.) — слюдяной сланец из контакта с янгаклыкскими адамеллитами, Янгаклыкский интрузив, правый борт Лянгарсая. 87 (А. П.) — слюдяной сланец с гранатом в 0,3 м от контакта с адамеллитами, северо-западная часть интрузива, кишл. Кошдерген. 88 (А. П.) — биотит-плагиоклазовый роговик из контакта, там же. 89 (Э. И.) — ксенолит в лянгарских гранитах, пос. Лянгар. 90 (А. П.) — биотит-плагиоклазовый роговик из контакта с гурлакским гранитом, западный контакт, район горы Белой. 91 (А. П.) — микроклиновый роговик из контакта с гурлакским гранитом, там же. 92 (А. П.) — слюдяной сланец из блока-ксенолита в гурлакских гранитах, там же. 93 (Э. И.) — биотит-плагиоклазовая порода из ксенолита в лянгарских гранитах, пос. Лянгар. 94 (А. П.) — кварц-биотитовый сланец из контакта с кварцевыми диоритами, юго-восточное окончание интрузива. 95 (Э. И.) — биотит-плагиоклазовая порода из ксенолита в лянгарских гранитах, пос. Лянгар. 96 (А. П.) — гранитизированный габбро-диорит из ксенолита в гурлакских грано-диоритах, западная часть интрузива, гора Белая. 97 (А. П.) — гранитизированный габбро-диорит из ксенолита в гурлакских гранодиоритах, западная часть интрузива, к западу от горы Белой. 98 (А. П.) — диоритоподобная порода по известково-силикатным сланцам, из ксенолита в кварцевых диоритах, к юго-западу от перевала Талкыпак. 99, 100 (А. П.) — то же, там же. 101 (А. П.) — амфибол-плагиоклаз-кварцевый сланец, северный склон Актау, к северу от кишл. Комсомольский. 102 (А. П.) — биотит-кварцевый сланец в 30 м от контакта с янгаклыкскими адамеллитами, юго-западный контакт интрузива, к югу от рудника Лянгар. 103 (А. П.) — кристаллический сланец в 10 м от контакта с двуслюдяными гранитами, юго-восточное окончание интрузива. 104 (А. П.) — сланец в 200 м от контакта с двуслюдяными гранитами, там же. 105 (А. П.) — олигоклаз-биотит-кварцевый сланец из блока-ксенолита в гурлакских гранитах, западный контакт интрузива, район горы Белой. 106 (А. П.) — биотит-кварцевый сланец из контакта с янгаклыкскими адамеллитами, юго-западный контакт, к югу от рудника Лянгар. 107 (А. П.) — то же, южный контакт интрузива, правый борт Лянгарсая.

тела шеелитоносных скарнов располагаются в контактах «лянгарских» адамеллитов и «гурлакских» гранитов. Часто скарны приурочены к прослоям известково-силикатных роговиков в мраморах. Строение контактовой зоны в районе развития скарновых тел следующее: 1) нормальный биотитовый гранит («гурлакский»), 2) околоскарновые породы пироксен-плагиоклаз-кварцевого или гранат-плагиоклаз-кварцевого состава мощностью от 1—3 см до 1 м, 3) гранатовый скарн, 4) гранат-пироксеновый скарн, 5) пироксеновый скарн, 6) крупнозернистые белые мраморы, 7) среднезернистые серые мраморизованные известняки.

Детальное описание месторождения Лянгар содержится в работах Х. М. Абдуллаева (1947) и О. Р. Римской-Корсаковой (1959).

Резюме по Актаускому интрузиву

1. Интрузив по своему строению, последовательности формирования и многообразию интрузивных, приконтактовых и жильных пород чрезвычайно сложен. Он не только многофазный, но и полихронный, поскольку в его составе присутствуют породы Бокалинской серии (см. гл. VI). Западная (наиболее сложная) половина интрузива изучена сравнительно детально, хотя далеко не исчерпывающе. По данным М. В. Сухина, в восточной половине интрузива широко распространены гранитоиды, которые по повышенной магнитности сходны с бокалинскими.

2. Несмотря на специальное внимание, не обнаружено надежных признаков автохтонного формирования интрузивных тел. Исключение составляют лишь узкие (менее 3—5 м) приконтактовые зоны, в пределах которых происходит гранитизация боковых пород, перерастающая в магматическое замещение. Однако это, на наш взгляд, сугубо местное (приконтактовое) явление, позволяющее понять происхождение только приконтактовых фаций, но не самих этих тел.

3. Напротив, признаки внедрения магмы в интрузиве проявлены ярко. К ним относятся: полная независимость состава интрузивных пород от состава рамы (любые породы, от габбро до гранитов, встречаются в равной мере в карбонатной и алюмосилнкатной средах); наличие наряду с согласными секущих контактов, сопровождаемых признаками течения

магмы; наконец, постоянно встречающиеся в разных интрузивных телах и их апофизах ксенолиты, чуждые окружающим породам и, несомненно, привнесенные в процессе внедрения.

4. В пределах интрузива закартировано более 20 крупных интрузивных тел разного состава (см. рис. 104). Кроме того, распространены сотни мелких тел, жил, даек, апофиз и инъекций одних пород в другие. Как мелкие, так и крупные тела в подавляющем большинстве имеют резкие контакты со всеми признаками интрузивных соотношений (апофизами, ксенолитами, приконтактовой лейкократизацией или гранитизацией и т. п.). Поэтому последовательность формирования интрузивных тел установлена на вполне надежных основаниях.

5. В интрузиве преобладают пологие, уплощенные по вертикали интрузивные тела, а на периферии — согласные с напластованием и одновременно со сланцеватостью дайки-апофизы, принадлежащие самым разным фазам. Путями проникновения первых порций расплава служила сланцеватость вмещающих пород, большей частью совпадающая со слоистостью, вследствие чего участки развития габбро-диоритов первой фазы представляют собой частое «переслаивание» их с метаморфизованными осадочными породами по типу силловых взаимоотношений. Внедрение последующих тел происходило преимущественно вдоль густой сети трещин в более ранних интрузивных образованиях, простирание которых совпадало со сланцеватостью. Поэтому обычны согласные и более редки секущие дайкообразные тела, сложенные породами 2—3 и более фаз и в миниатюре повторяющие строение отдельных крупных частей самого интрузива.

Начиная с адамеллитов и особенно гранитов Лянгарского комплекса, формируются крупные однородные интрузивные тела, по-прежнему согласные с залеганием осадочных толщ. Только краевые их части, становление которых происходило в зонах высокой тектонической активности, являются совокупностью маломощных дайкообразных тел, разделенных пластинообразными ксенолитами вмещающих осадочных или изверженных пород. Эти перегородки в случае слияния инъекций в одно тело превращаются в ксенолиты, но сохраняют при этом свою ориентировку. Дополнительным, но второстепенным механизмом завоевания пространства на всех стадиях становления интрузива служили гранитизация боковых пород и приконтактовое магматическое замещение.

6. Ориентировка всех структурных элементов — контактов интрузивных тел, даек, жил и апофиз, удлиненных ксенолитов, меланократовых полос со следами течения и т. д.— подчинена единому запад-северо-западному направлению, совпадающему с общим простиранием пород рамы и главнейших разломов. Этому же генеральному направлению, очевидно, подчинялось движение магматических расплавов, выполнявших полости отслоения. Поэтому наблюдаемая в ряде мест ориентировка ксенолитов, согласная с направлением вмещающих структур, рассматривается нами как признак унаследованности структурного плана, но не замещения магмой боковых пород.

7. Интрузив по своему строению сходен с описанными А. Баддингтоном (1963) гранитными плутонами районов Халибартон-Бенкрофт (Канада) и Харни-Пик (Ю. Дакота), которые представляют собой систему силлов, языков и апофиз, даек и интрузивных тел неправильной формы, различного состава и времени формирования, разделенных ксенолитами и перегородками боковых пород. Как указывает А. Баддингтон, для подобных плутонов еще в 1916 г. У. Фойе был предложен термин «строматолит». Этот термин, буквально означающий «слоистый камень», как нельзя лучше отражает главную особенность строения Актауского интрузива: перемежаемость различных по составу преимущественно пологолежащих интрузивных тел, а в краевых частях — пластин интрузивных пород с перегородками роговиков или сланцев. Эта

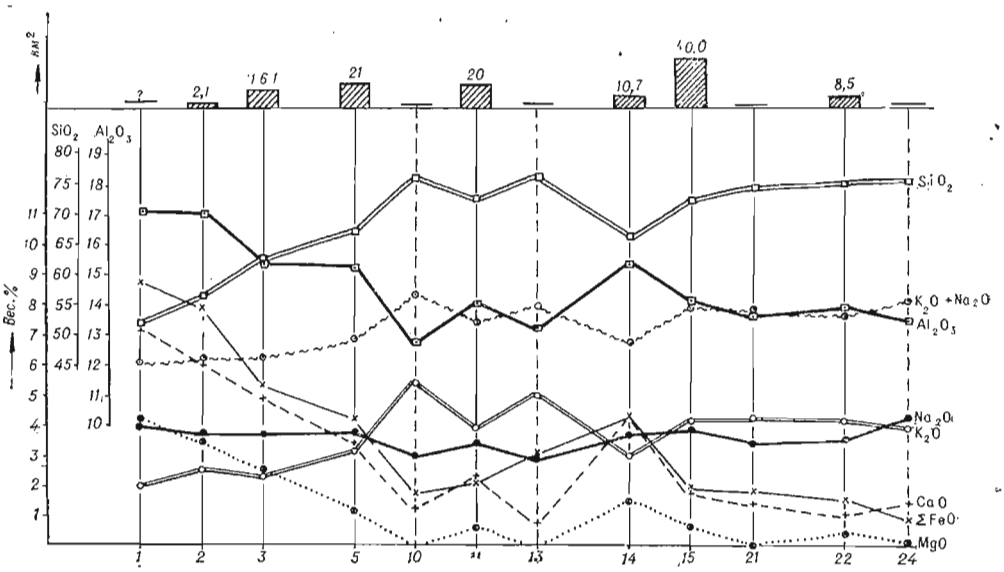


Рис. 114. Эволюция Нуратинской серии в Актауском интрузиве (без приконтактовых фаций). Сост. по данным табл. 36; нумерация групп та же, что в табл. 36.

Каттаичский комплекс: *1* — габбро-диориты, *2* — диориты, *3* — кварцевые диориты; Лянгарский комплекс: *5* — гранодиориты и адамеллиты, *10* — аплиты, *11* — граниты, *13* — аплит; Шуракский комплекс: *14* — гранодиориты, *15* — среднезернистые граниты, *21* — лейкограниты; Гатчинский комплекс: *22* — двуслюдяные граниты, *24* — аплит.

черта строения ярче всего проявлена в западной половине интрузива и гораздо слабее — в восточной, построенной проще.

8. Изложенные выше геологические данные и вытекающие из них выводы хорошо согласуются с геофизическими данными о том, что интрузив имеет уплощенную по вертикали форму и приурочен к приподнятому блоку более плотных магнитовозмущающих пород, скорее всего принадлежащих фундаменту палеозойской геосинклинали.

9. Нуратинская серия в интрузиве подразделена на 4 интрузивных комплекса: Каттаичский, Лянгарский, Шуракский и Гатчинский (рис. 114). В комплексы здесь объединены близкородственные породы, принадлежащие сближенным фазам и сопровождаемые своими лейкократовыми жильными породами.

10. Для Каттаичского комплекса характерна общая повышенная основность и подчеркнутое родство с габброидами. Габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты этого комплекса по составу и структуре практически не отличаются от одноименных пород Кульджуктауской серии. Они богаты ксенолитами, как следствие сильной раздробленности боковых и предшествующих интрузивных пород при последующих внедрениях. Между составом и количеством ксенолитов, с одной стороны, и составом цементирующих их интрузивных пород, с другой, нет, по существу, никакого соответствия.

11. Лянгарский комплекс представлен роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами, адамеллитами и гранитами с близкими соотношениями калия и натрия, после которых следуют обильные лейкократовые жильные породы.

12. Шуракский гранитоидный комплекс по составу и последовательности формирования весьма сходен с Лянгарским, но отличается развитием исключительно биотитовых гранитоидов, практически не содержащих роговой обманки. В тексте они фигурируют под названием «гурлакские» гранитоиды. Биотитовые гранодиориты первой фазы этого комплекса и граниты следующей фазы во многих местах в не меньшей степени насыщены ксенолитами вынесенных снизу темных осадочных и

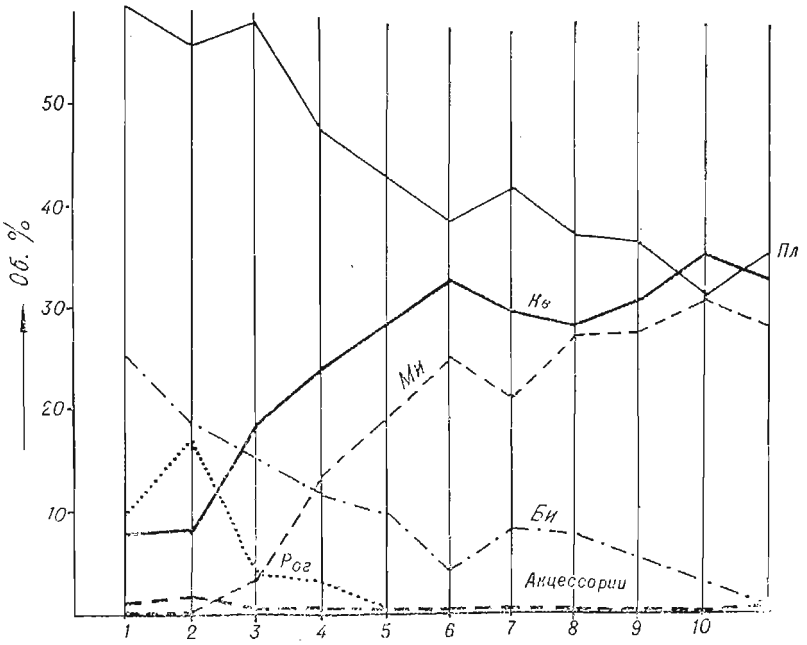


Рис. 115. Эволюция количественно-минералогического состава интрузивных пород Актауского интрузива.

Каттаичский комплекс: *1* — габбро-диориты, *2* — диориты, *3* — кварцевые диориты; Лянгарский комплекс: *4* — крупнозернистые резкопорфировидные адамеллиты, *5* — средиезернистые слабопорфировидные гранодиориты и адамеллиты, *6* — биотитовые граниты; Шуракский комплекс: *7* — биотитовые гранодиориты и адамеллиты, *8* — среднезернистые биотитовые граниты, *9* — мелкозернистые биотитовые граниты, *10* — лейкократовые граниты; Гатчинский комплекс: *11* — двуслюдяные граниты.

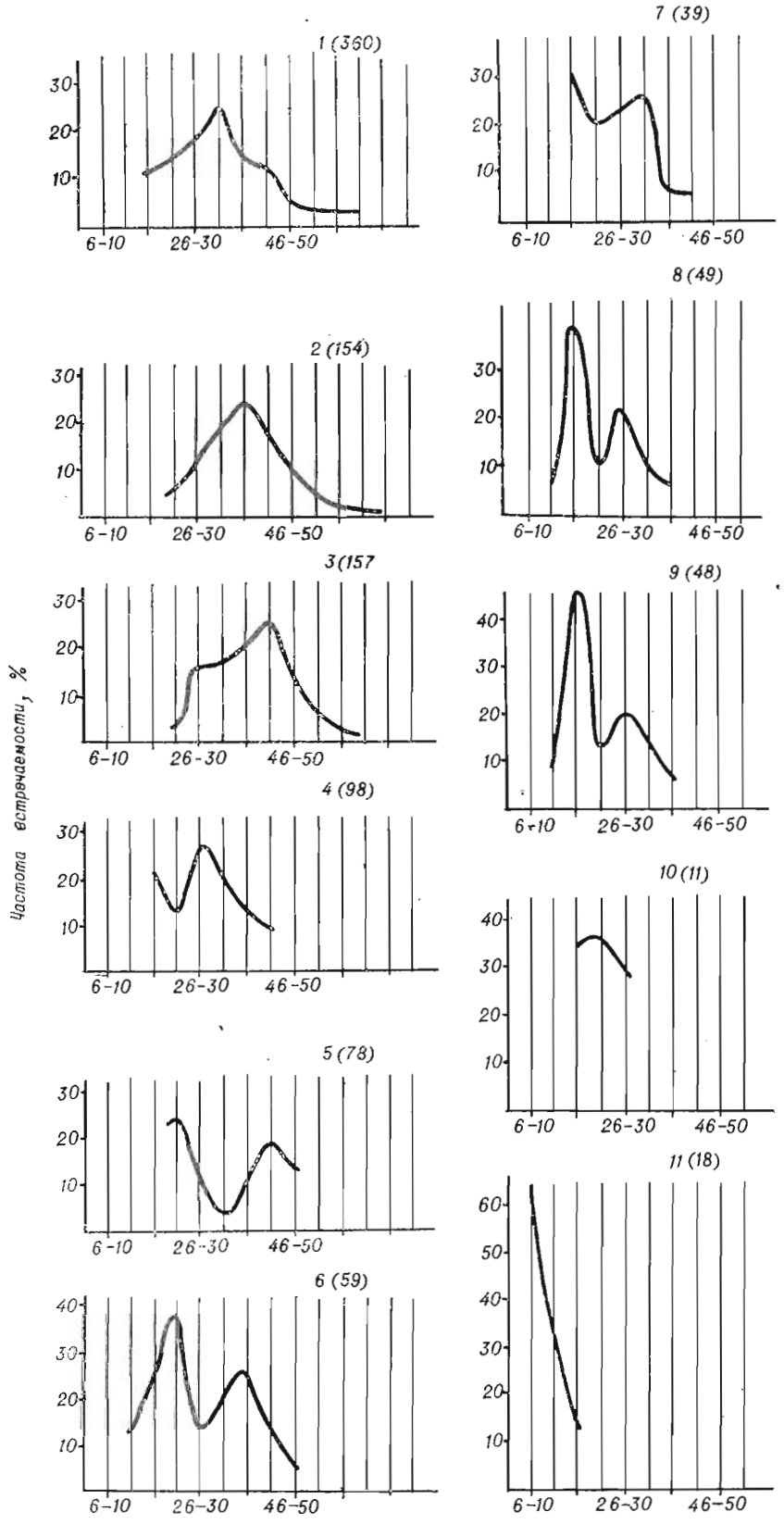
интрузивных пород, чем диориты или кварцевые диориты Каттаичского комплекса. Как и в последних, ксенолиты резко очерчены и слабо переработаны. Поэтому состав «гурлакских» гранодиоритов или гранитов в разных телах остается постоянным. Лишь в редких случаях в цементе интрузивных брекчий отмечается увеличение основности гранитов вследствие примешивания материала сильно дезинтегрированных ксенолитов.

Смена Лянгарского комплекса Шуракским фиксируется по заметному нарушению гомодромного хода эволюции: после «лянгарских» гранитов и лейкогранитов следуют «гурлакские» гранодиориты. Однако данные, суммированные в предыдущем абзаце, позволяют утверждать, что наблюдаемое нарушение гомодромности обусловлено не переработкой ксенолитов, а возобновлением процесса магмообразования на каком-то относительно глубоком уровне. Можно думать, что дробление подошвы интрузива и вынос ксенолитов внедрявшейся магмой находятся в причинной связи именно с возобновлением активности магматического очага.

13. Гатчинский комплекс представлен двуслюдяными лейкогранитами с гранатом, которые с полным правом могут быть названы высокоглиноземистыми. Они сопровождаются своими обильными аплитами и пегматитами, для которых мусковит и гранат особенно характерны.

14. Таким образом, Нуратинская серия в Актауском интрузиве представляет собой сложное образование. Для нее характерно нарушение гомодромного хода эволюции при переходе от Лянгарского комплекса к Шуракскому, что отчетливо выражено на графиках, построенных по химическим и количественно-минералогическим данным (рис. 114 и 115), которые относительно друг друга служат контролем.

15. Лянгарский и Гурлакский комплексы по характеру преобладающих в их составе гранитов чрезвычайно сходны и зачастую петрогра-


1 (360)
2 (154)
3 (157
4 (98)
5 (78)
6 (59)
7 (39)
8 (49)
9 (48)
10 (11)
11 (18)
6-10
26-30
46-50
Частота встречаемости, %
Номера плагиоклазов

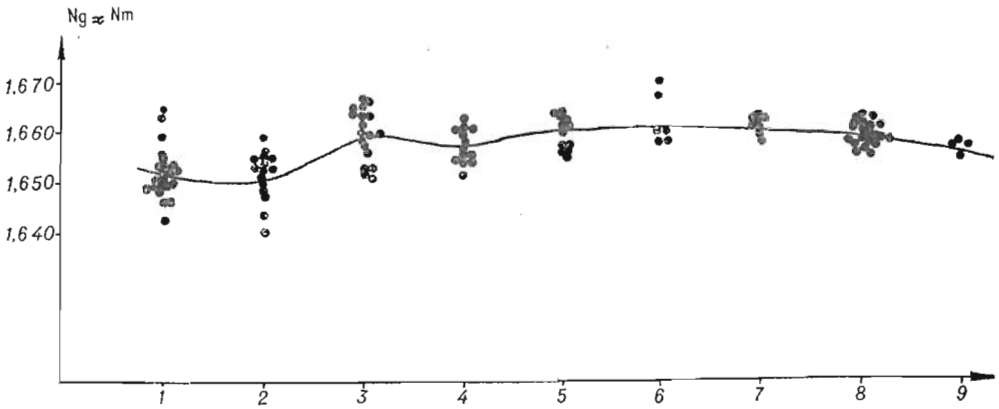


Рис. 117. Показатели преломления биотитов в породах Актауского интрузива.
Каттанский комплекс: *1* — габбро-диориты, *2* — диориты, *3* — кварцевые диориты; Лянгарский комплекс: *4* — резкопорфировидные адамеллиты, *5* — слабопорфировидные адамеллиты, *6* — роговообманково-биотитовые граниты, *7* — биотитовые граниты; Шуракский комплекс: *8* — граниты всех фаз; Гатчинский комплекс: *9* — двуслюдяные граниты.

фически неотличимы. Помимо петрохимических данных (рис. 114, 118 и табл. 36), сказанное иллюстрируется результатами специального изучения оптических свойств плагиоклазов и биотитов (рис. 116 и 117). Такое сходство означает, что граниты обоих комплексов зарождались практически в одинаковых условиях, при сходном режиме щелочей и других агентов магмообразования.

16. Нуратинская серия в Актауском интрузиве в целом может быть определена как калинатровая непрерывная завершенная (рис. 118).

17. Изучению приконтактовых изменений интрузивных пород, граничащих с разными по составу вмещающими породами, уделялось наибольшее внимание. Вопреки распространенному взгляду, увеличение основности гранитоидных и других пород на контактах с боковыми породами — весьма редкое явление. Важно то, что при этом возникают породы, по химизму не сопоставимые с нормальными интрузивными породами. Одним из примеров служат адамеллиты, контаминированные сланцевыми ксенолитами. По количеству SiO_2 они отклоняются в сторону гранодиоритов, но гораздо богаче калием, железом и магнием и беднее известью, чем интрузивные породы той же основности (рис. 119, группа 6). Граниты на контактах с различными боковыми породами лишь иногда и в малой степени обедняются кремнеземом, содержание которого не опускается ниже 70%, т. е. за пределы, свойственные именно гранитам (группа 16).

18. Наиболее распространенным типом эндоконтактовых изменений является лейкократизация, т. е. увеличение кремнекислотности и иногда щелочности вместе с уменьшением содержания фемических компонентов. Чаще и с наибольшей интенсивностью выражено обогащение краевых фаций калием (группы 7, 9, 10, 18, 19 на рис. 119). Реже по встречаемости и значительно меньше по масштабу — увеличение натровости вплоть до образования лейкократовых плагиогранитовых каемок непосредственно вдоль контактов (группа 12). Широко распространены контакты, возле которых существенных изменений химизма интрузивной породы не происходит вообще.

19. Наиболее существенные изменения минералогического состава интрузивных пород в приконтактовой зоне сводятся: а) к исчезновению

Рис. 116. Частотные диаграммы состава плагиоклазов в породах Актауского интрузива.
Группы пород те же, что на рис. 115 (в скобках указано число замеров номера плагиоклаза).

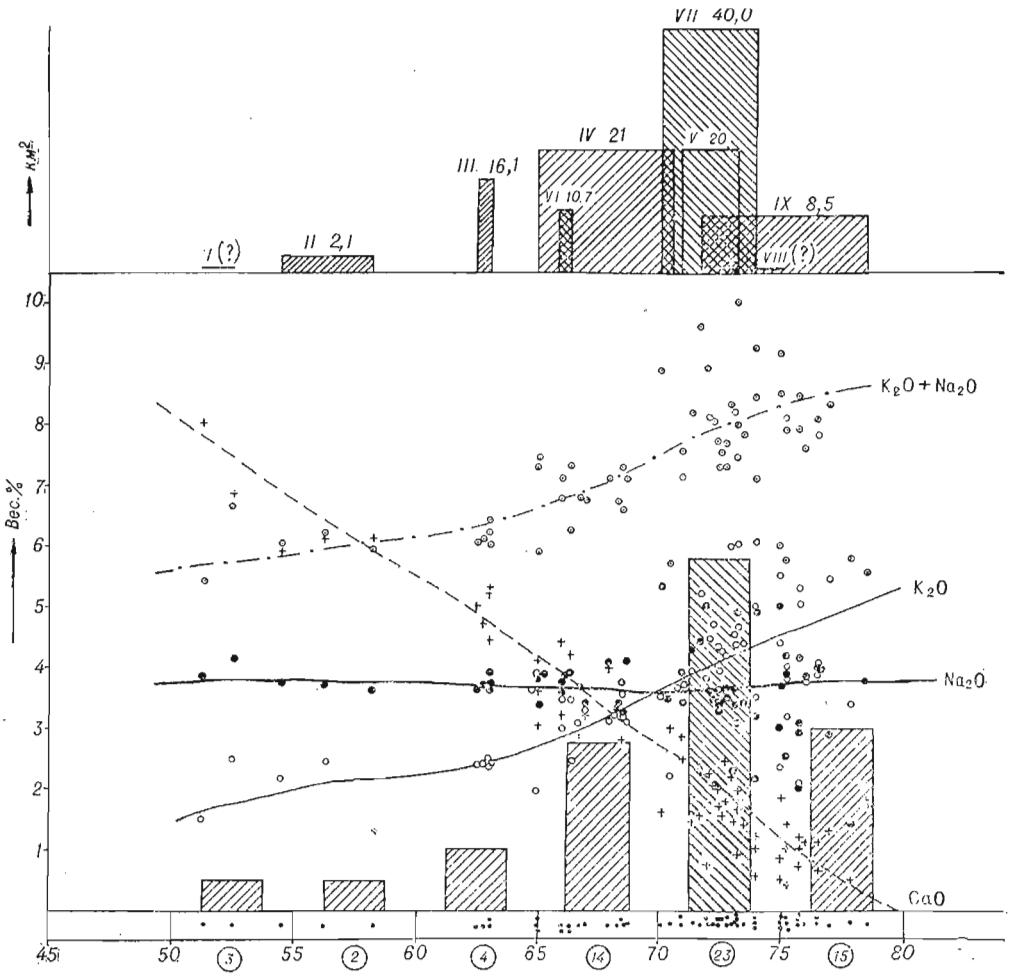


Рис. 118. Статистико-петрохимическая диаграмма Нуратинской серии в Актауском интрузиве. Сост. по данным табл. 36.

I — габбро-диориты; II — диориты; III — кварцевые диориты, IV — гранодиориты и адамеллиты Лянгарского комплекса; V — граниты того же комплекса; VI—VIII — Шуракский комплекс: VI — гранодиориты и адамеллиты, VII — граниты, VIII — лейкограниты; IX — двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса.

роговой обманки и замене ее биотитом, а последнего — мусковитом на контактах с роговиками или кристаллическими сланцами; б) к исчезновению мусковита и замене его биотитом, а последнего — роговой обманкой и (или) клинопироксеном на контактах с мраморами; к увеличению содержания кальциевых акцессориев на контакте с мраморами. Основность плагиоклаза независимо от характера боковых пород остается аналогичной удаленным от контакта интрузивным породам или же меняется в сторону более кислого. Обратная картина — очень редкое исключение.

20. Повсеместно наблюдаемые вариации содержаний калия и натрия в приконтактовых зонах, скорее всего, связаны с разными соотношениями между диффузионным и инфильтрационным типами взаимодействия интрузивного тела с его рамой. Далеко не во всех случаях этот механизм может быть уверенно расшифрован в деталях.

21. Экзоконтактовые изменения в мраморах практически не выражены. В кристаллических сланцах алюмосиликатного состава, роговиках или диоритах у контактов с более поздними гранитоидами проявлена

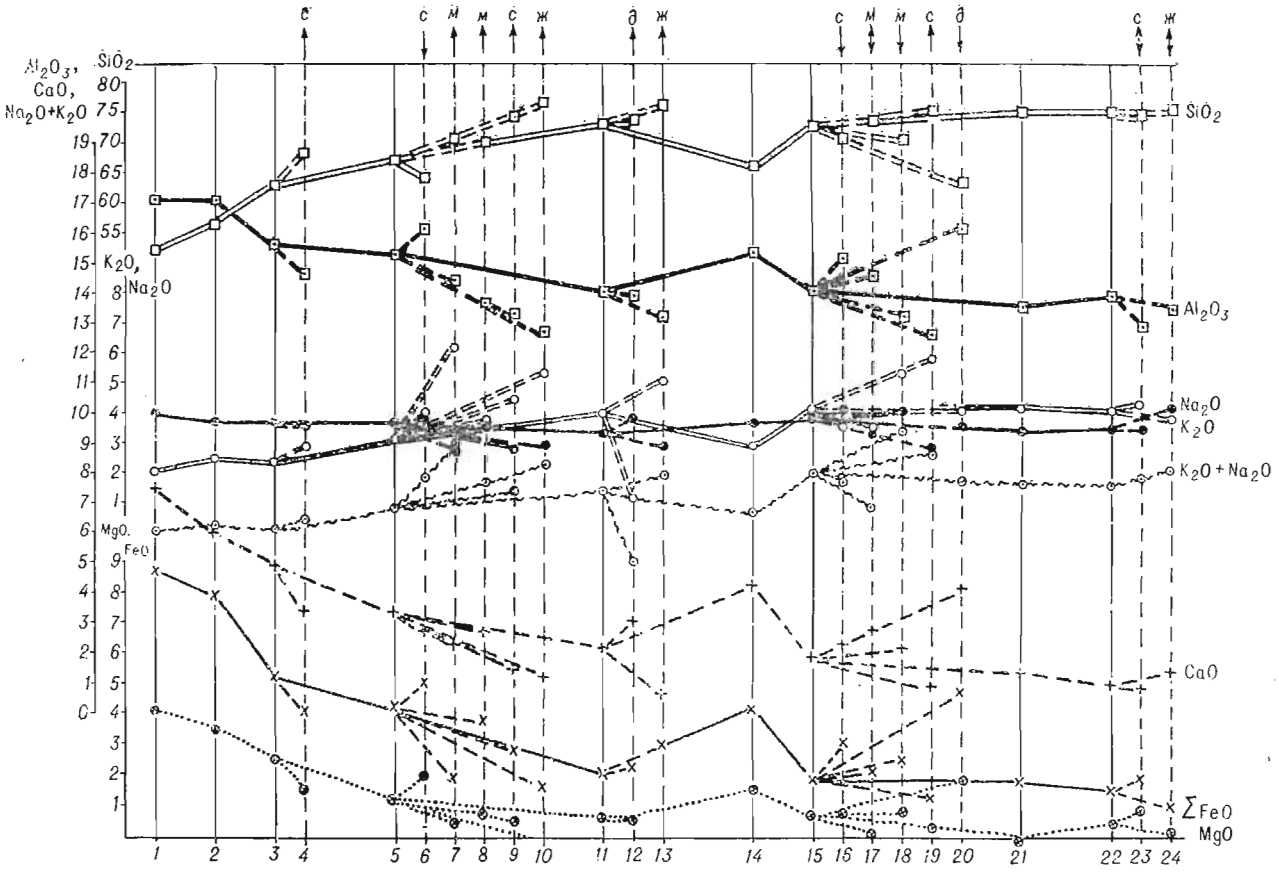


Рис. 119. Эволюция интрузивных пород Актауского интрузива по фазам и приконтактовым фациям. Сост. по данным табл. 36.

Каттанчский комплекс: *1* — габбро-диориты; *2* — диориты; *3* — кварцевые диориты; *4* — кварцевые диориты из контактов с роговиками, переходящие в адамеллиты; Лянгарский комплекс: *5* — гранодиориты и адамеллиты; *6* — то же, контаминированные сланцевым материалом; *7* — адамеллит повышенной щелочности из контакта с мраморами; *8* — адамеллиты, переходящие в граниты, из контактов с мраморами; *9* — лейкограниты из эндоконтактов гранодиоритов и адамеллитов; *10* — жильные аплиты; *11* — биотитовые граниты; *12* — плагиограниты эндоконтактовых оторочек на контактах с диоритами; *13* — жильные аплиты; Шуракский комплекс: *14* — гранодиориты; *15* — среднезернистые граниты; *16* — граниты из контактов со сланцами; *17* — граниты из контактов с мраморами; *18* — гранит повышенной щелочности из контакта с мраморами; *19* — лейкогранит из оторочки на контакте со сланцами; *20* — гранит, контаминированный материалом диоритов; *21* — лейкограниты даек и мелких тел; Гатчинский комплекс: *22* — двуслюдяные граниты; *23* — то же, из контакта со сланцами; *24* — жильный аплит.

Стрелками вверху диаграммы показано уменьшение или увеличение кремнекислотности в эндоконтактовых породах на контактах: *с* — со сланцами, *м* — с мраморами, *д* — с диоритами, *ж* — жильные лейкограниты и аплиты.

гранитизация с интенсивным привносом калия или же без такового. В последнем случае за счет диоритов возникают породы, химически аналогичные интрузивным гранодиоритам. Повсеместно при подобных процессах возникают породы, менее основные по сравнению с исходными. Особенно ярко это выражено в ксенолитах.

22. Итак, изменения состава интрузивных пород в эндоконтактовых зонах, а боковых пород — в экзоконтактах или ксенолитах, если судить по частоте встречаемости и интенсивности проявления, сводятся преимущественно к увеличению кремнекислотности и (или) щелочности и уменьшению основности, т. е. обусловлены притоком лейкократизирующих растворов из центральных частей интрузива или из более глубинных зон контактов. Ассимиляция, приводящая к увеличению основности, ни в контактах, ни в участках концентрации ксенолитов не имеет сколько-нибудь существенного значения.

23. С интрузивом непосредственно связаны скарны с молибденитом и шеелитом. Судя по имеющимся данным, они должны быть отнесены к собственно постмагматическим образованиям, завершающим формирование всей интрузивной серии и следующим после двуслюдяных гранитов Гатчинского комплекса.

24. Актауский интрузив — очень сложный объект. Нашими исследованиями не исчерпаны даже главные геологические его особенности, не говоря уже о деталях.

Кескенсайский и Сангузарский интрузивы

Кескенсайский интрузив обычно рассматривается как восточное продолжение Темиркобукского гранитного интрузива, что в какой-то мере правомерно, так как оба они могут быть обведены одним контуром. В то же время, как видно на схеме (рис. 120), их можно считать и двумя соприкасающимися сложными телами, что для дальнейших суждений и выводов удобнее.

Основные черты строения Кескенсайского интрузива были установлены И. М. Исамухамедовым (1955), который выделил здесь разновременные тела диоритов и кварцевых диоритов, установил грубозональное строение и уплощенную дайкообразную форму. Интрузив так и назывался им Кескенсайской дайкой.

Сангузарский интрузив представляет собой отдельное небольшое тело (0,25 кв. км), расположенное на продолжении Кескенсайского интрузива к ЗСЗ. Он может рассматриваться как сателлит последнего, отчлененный от него телом более поздних гранитов. Размеры Кескенсайского интрузива 12×2,5 км. Вмещающие породы представлены сильно метаморфизованными песчанико-сланцевыми отложениями тасказганской и бесапанской свит aCm (?), а в восточной части — карбонатными породами $Д_1$ и $C_2в—m_1$ (по Е. В. Чукарову). Интрузив, по З. А. Юдалевичу, приурочен к узкой синклинальной зоне, причем его контакты в соответствии с падением вмещающих пород направлены навстречу друг другу под углом 45—70°. В отдельных местах контакты осложнены апофизами и имеют фестончатый облик. Последнее особенно характерно для Сангузарского интрузива.

Последовательность формирования интрузивных тел следующая: 1 — амфиболизированные габбро-пироксениты и габбро, 2 — мелкозернистые порфировидные габбро-диориты, 3 — порфировидные пироксен-биотитовые и пироксен-амфибол-биотитовые диориты, 4 — равномернозернистые амфибол-биотитовые диориты, 5 — среднезернистые кварцевые диориты, 6 — мелкозернистые кварцевые диориты, 7 — гранодиориты, 8 — граниты (дайковые).

С целью уточнения деталей строения и получения объективных данных о взаимоотношениях интрузивных пород друг с другом и с вмещаю-

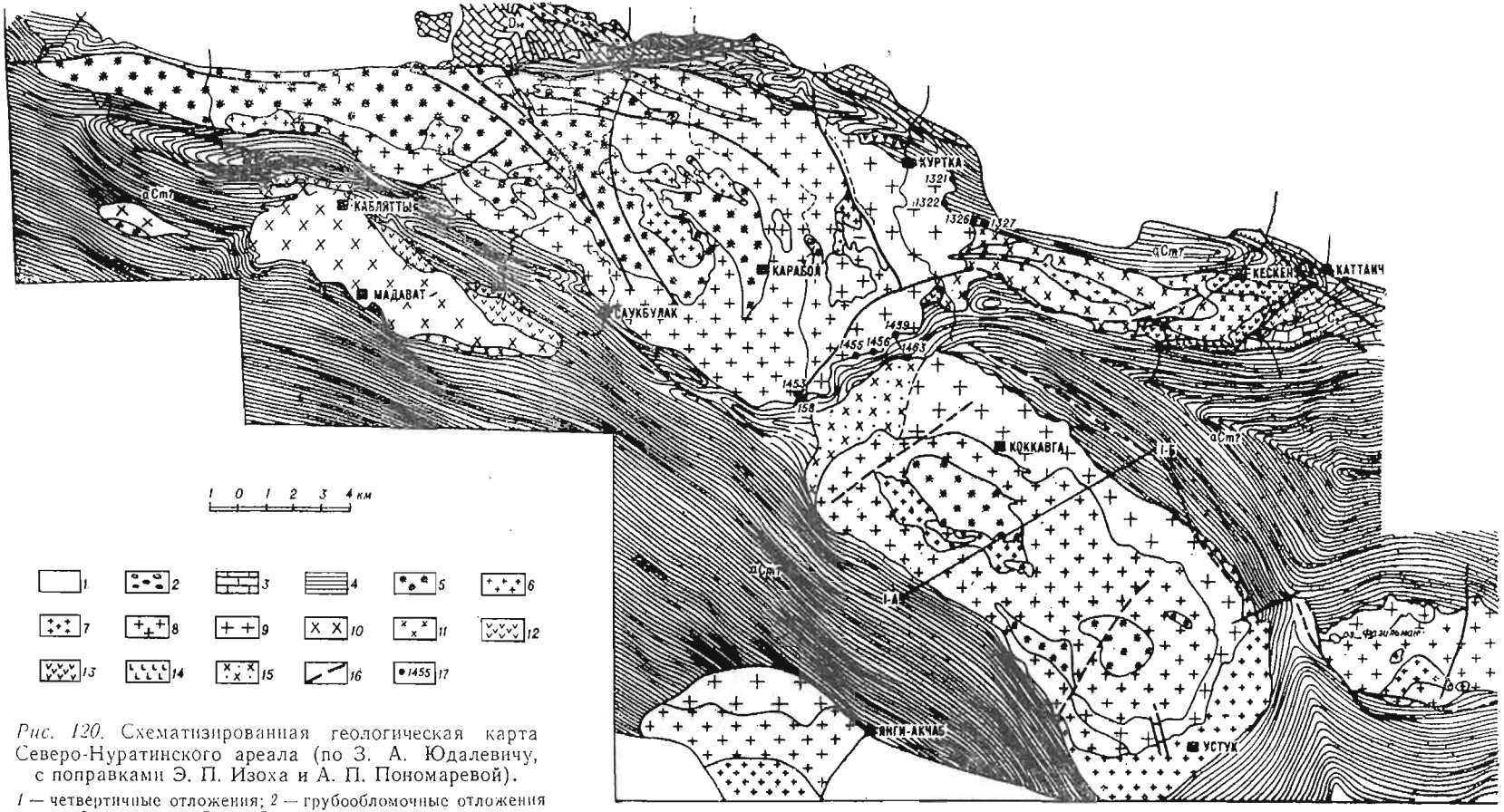


Рис. 120. Схематизированная геологическая карта Северо-Нуратинского ареала (по З. А. Юдалевичу, с поправками Э. П. Изоха и А. П. Пономаревой).

1 — четвертичные отложения; *2* — грубообломочные отложения C_{1-3}; *3* — мраморы D_1 и C_2; *4* — существенно песчанико-сланцевые породы, в разной степени метаморфизованные, aCm (?); *5—14* — породы Нуратинской серии: *5* — двуслюдяные граниты разных фаз Гатчинского комплекса (обобщено), *6* — биотитовые граниты и *7* — мелко-среднезернистые биотитовые адамеллиты Шуракского комплекса; *8* — средне-крупнозернистые биотитовые адамеллиты и *9* — крупнозернистые биотитовые граниты Лянгарского комплекса, *10—14* — породы Каттанчского комплекса (*10* — гранодиориты, *11* — кварцевые диориты, *12* — монцо-диориты, *13* — диориты, *14* — габбро и габбро-диориты); *15* — натровые гранитоиды, близкие к тоналитам и трондьемитам, Бокалинской серии (?); *16* — линии разломов; *17* — номера обнажений и разрезов, упоминаемых в тексте.

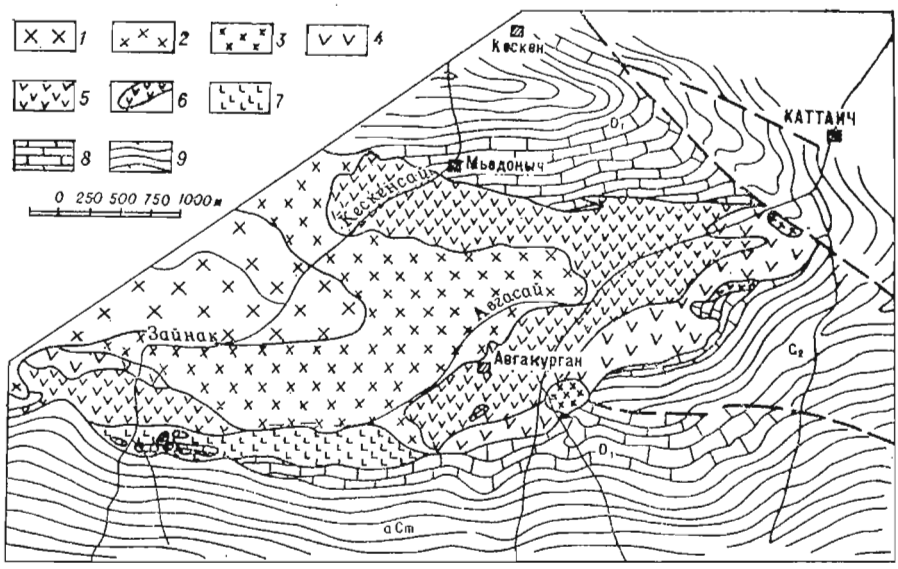


Рис. 121. Геологическая карта восточной части Кескенсайского интрузива (по З. А. Юдалевичу, с исправлениями по данным Э. П. Изоха, А. П. Пономаревой, М. В. Сухина и В. Н. Метик).

1 — гранодиориты; *2* — среднезернистые кварцевые диориты; *3* — мелкозернистые кварцевые диориты; *4* — монцо-диориты; *5* — диориты; *6* — мелкозернистые порфировидные диориты и габбро-диориты; *7* — габбро и амфиболизированные габбро-пироксениты; *8* — мраморы; *9* — ороговикованные песчаники и сланцы.

щими породами А. П. Пономаревой было проведено изучение приконтактовых явлений. Сотрудницей ВСЕГЕИ В. Н. Метик по программе и при участии Э. П. Изоха выполнено петрохимическое картирование восточного окончания Кескенсайского интрузива в районе Каттаича. В отличие от Актауского интрузива, где габброиды и диориты «распылены» на сотни мелких инъекций, в Кескенсайском интрузиве они образуют компактные интрузивные тела (рис. 121—125). Это обстоятельство способствует получению надежных данных о составе тел и характере приконтактовых явлений, тем более, что полностью обнаженные контакты здесь местами прослеживаются без перерывов на 4—5 км.

Амфиболизированные габбро-пироксениты образуют небольшое тело у южного контакта Кескенсайского интрузива в самых верховьях Авгасая. Размер его 70×40 м. Контакты с ближайшими известняками и диоритами закрыты. Габбро-пироксениты содержат ксенолиты мраморов и темных ороговикованных сланцев. Последние, вероятнее всего, вынесены снизу, так как в этом месте интрузив отделен от песчанико-сланцевой толщи пачкой мраморов. В расположенных по соседству диоритах отмечены ксенолиты габбро-пироксенитов.

Аналогичные породы в виде блоков развиты среди диоритов Сангузарского интрузива (рис. 126, *а*). С диоритами они всегда имеют резкие контакты и в отличие от них весьма сильно амфиболизированы.

Рассматриваемые породы темные, тяжелые, среднезернистые, иногда полосчатые, гнейсовидные. Они состоят из пироксена и амфибола (до 60—70%), сильно соссюритизированного основного плагиоклаза (30—35%), биотита (до 10%). Много крупных зерен сфена и рудного минерала. Участками развиты кварц и микроклин как результат наложенной гранитизации. Роговая обманка бурая и зеленая, переходящая в бесцветную, уралитовую. Она замещает пироксен, от которого обычно остаются лишь «островные» реликты, а кроме того, развивается по плагиоклазу в виде неправильных агрегатов. Роговая обманка образует сростки с биотитом и замещается последним.

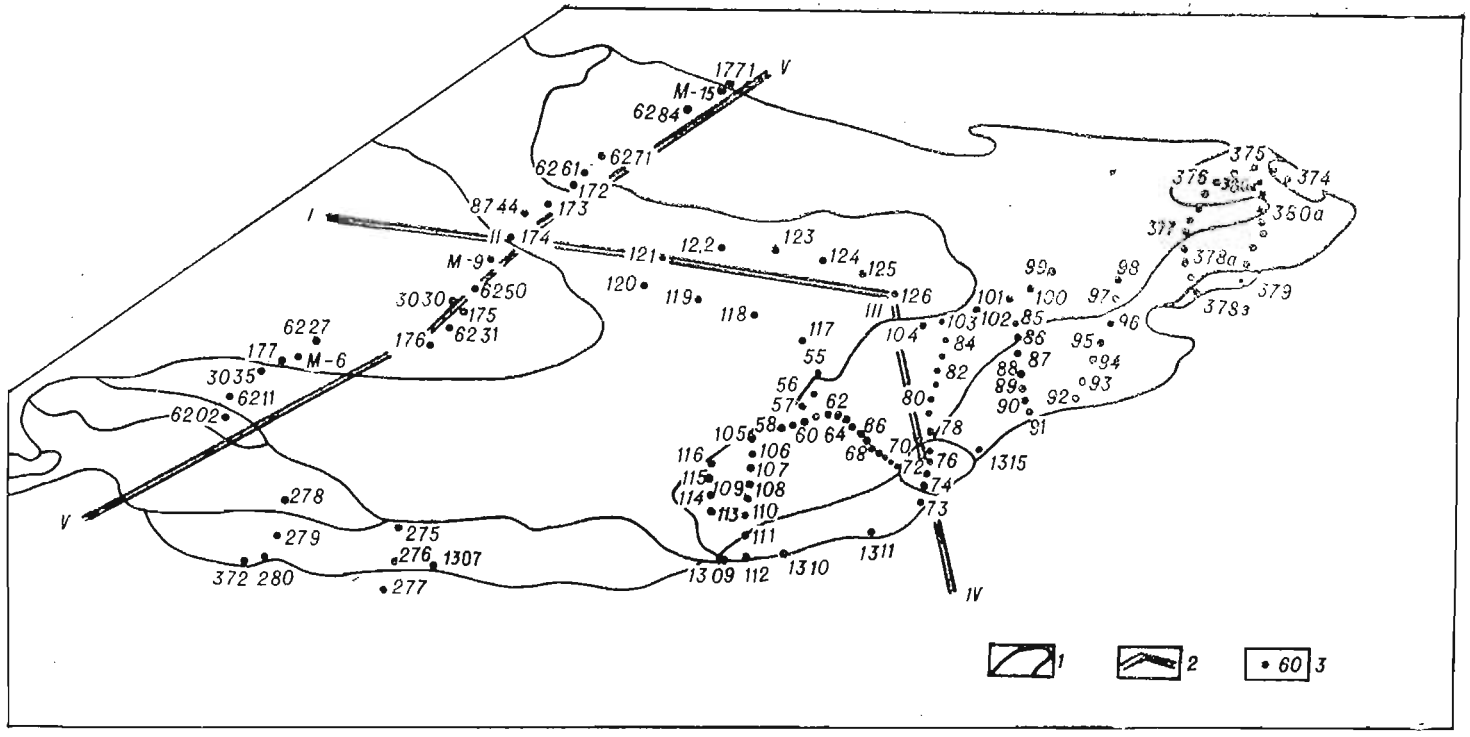


Рис. 122. Схема петрохимического опробования восточной части Кескенсайского интрузива. Контуры интрузивных тел те же, что на рис. 121 (*1* — границы интрузивных тел, *2* — линии разрезов, см. рис. 123, 124, *3* — номера проб, см. табл. 37—40).

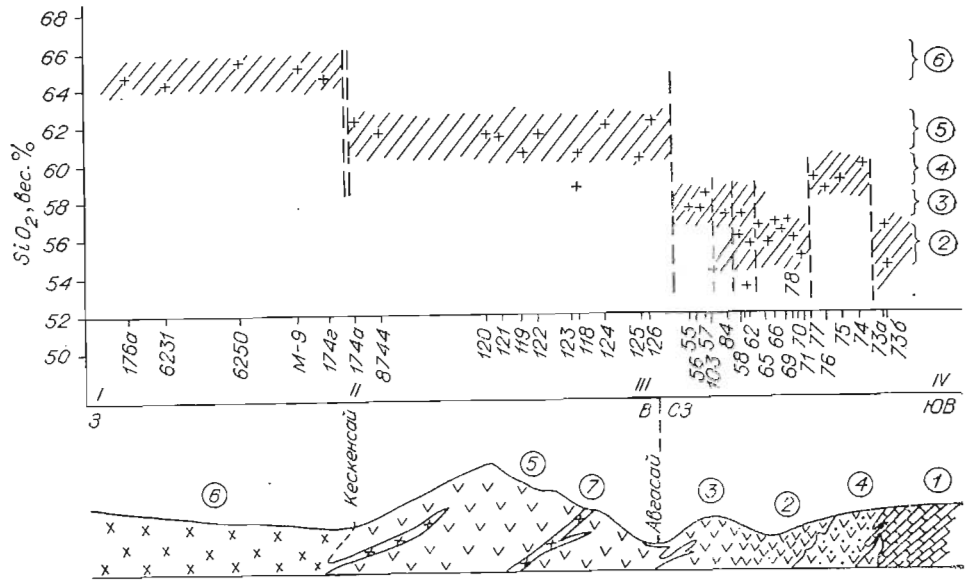


Рис. 123. Геологический разрез и петрохимический профиль через восточную часть Кескенсайского интрузива по линии I—IV (см. рис. 122).

1 — мраморы, *2* — диориты, *3* — монцо-диориты, *4* — мелкозернистые кварцевые диориты, *5* — среднезернистые кварцевые диориты, *6* — гранодиориты, *7* — жильные граниты.

Породы характеризуются низкими содержаниями глинозема (№ 1—8 в табл. 37), повышенными — калия и очень высокими — кальция и магния. Состав их — промежуточный между стандартами габбро и пироксенитов или горнблендитов. Подобные породы обычно входят в состав дифференцированных габброидных интрузивов и не дают самостоятельных внедрений. В рассматриваемых объектах они тесно ассоцииру-

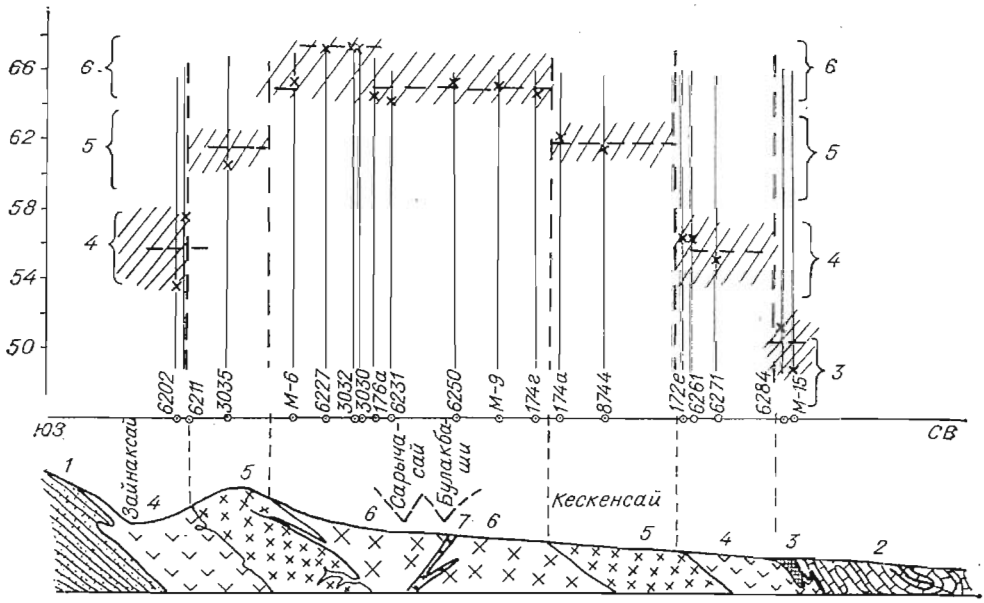


Рис. 124. Геологический разрез и петрохимический профиль через Кескенсайский интрузив по Кескенсаю (см. рис. 122).

1 — ороговикованные песчаники и сланцы; *2* — мраморы; *3* — амфиболизированные габбро; *4* — диориты и монцо-диориты; *5* — кварцевые диориты, *6* — гранодиориты; *7* — жильные граниты.

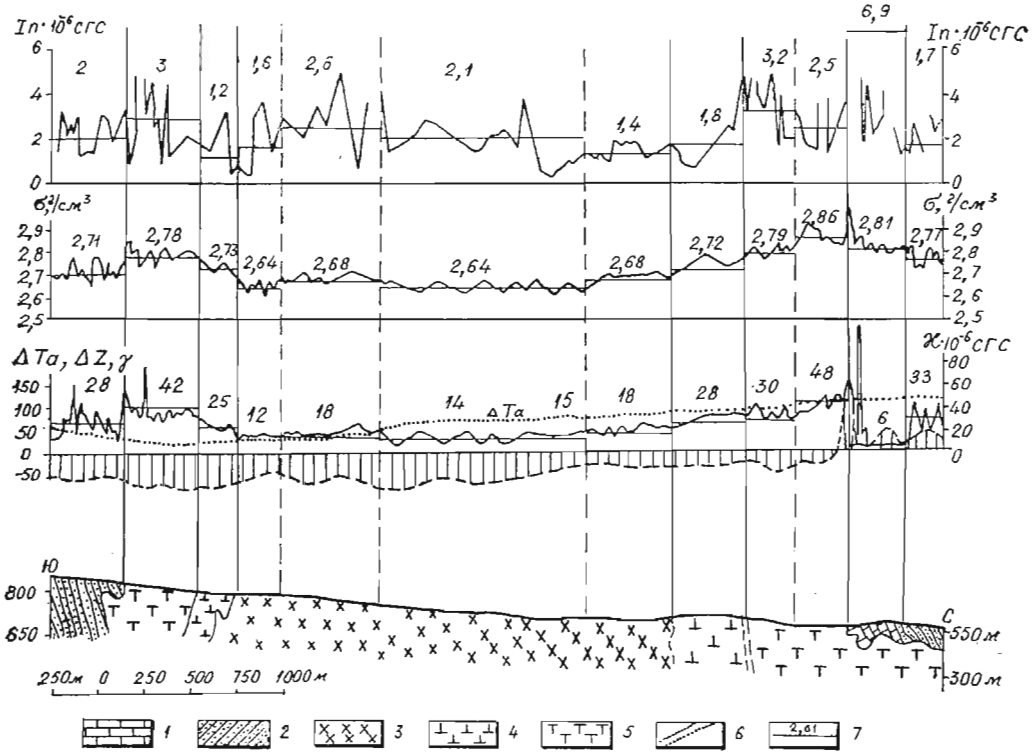


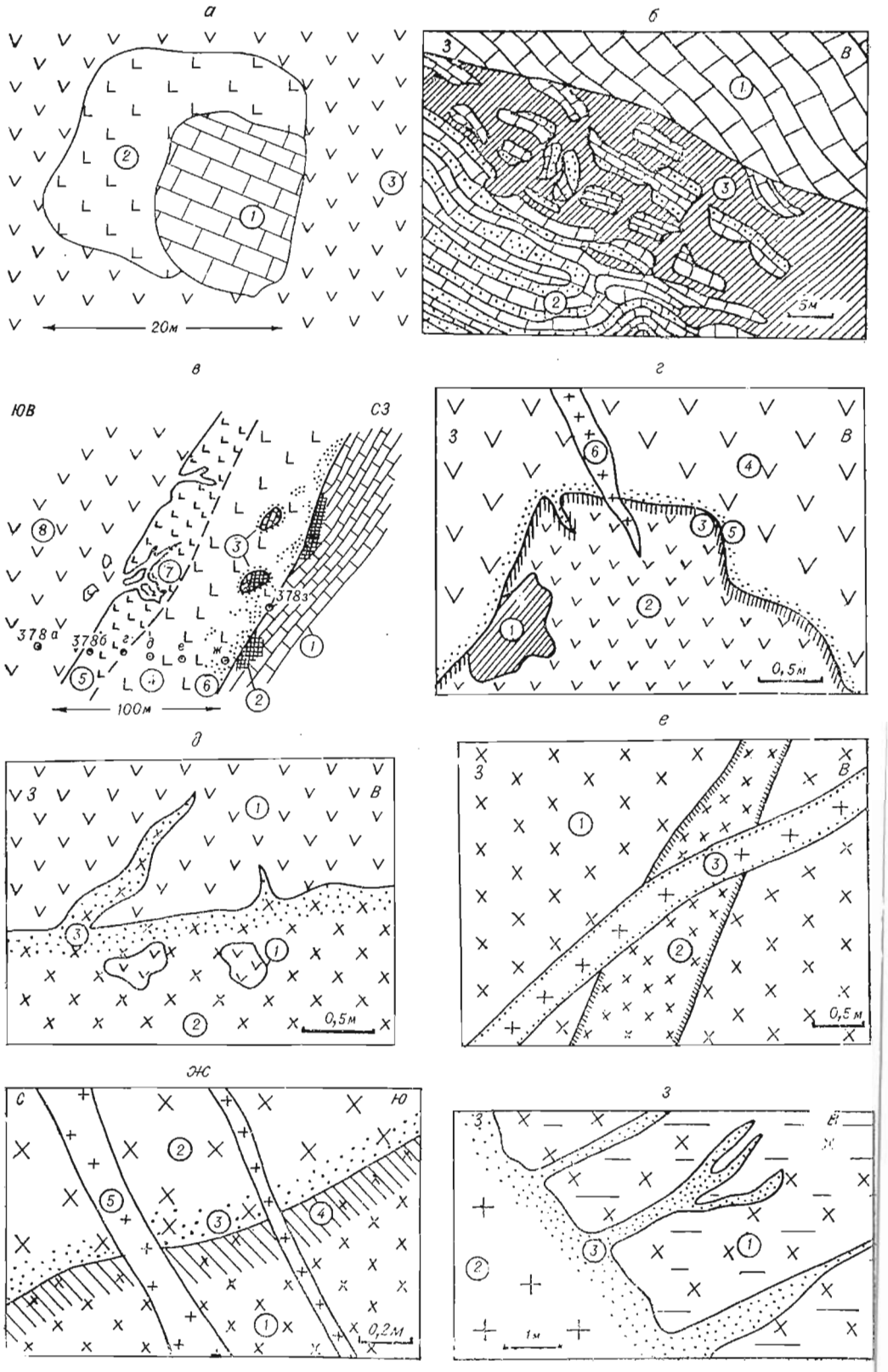
Рис. 125. Геолого-геофизический разрез восточной части Кескенсайского интрузива по линии V—V (см. рис. 122). Сост. М. В. Сухин.

1 — мраморы; *2* — ороговикованные песчаники и сланцы; *3* — гранодиориты; *4* — кварцевые диориты и монцо-диориты; *5* — диориты и габбро-диориты; *6* — разломы; *7* — средние значения физических параметров. Графики: σ — плотности, χ — остаточной намагниченности, *In* — магнитной восприимчивости, *ΔZ* — наземной магнитометрической съемки.

ют с габбро, но соотношения их друг с другом остались неясными. По сравнению с диоритами они явно более ранние.

Габбро, по Э. П. Изоху и А. П. Пономаревой, слагают отдельное тело шириной около 250 м у южного контакта Кескенсайского интрузива (рис. 121, 122). Габбро мелко-среднезернистые, слабопорфировидные, массивные, по сравнению со всеми прочими породами интрузива, кроме габбро-пироксенитов, они наиболее меланократовые. Структура переходная от гипидиоморфнозернистой к призматически-зернистой (фото 104). Состав: плагиоклаз 37,2%, калинатровый полевой шпат 2,9%, кварц 0,1%, биотит 13,5%, роговая обманка 35,5%, пироксен 7,9%, эпидот, акцессории 2,9%. Плагиоклаз № 41—57. Калинатровый полевой шпат: $Ng=1{,}527$, $Nm=1{,}525$, $Np=1{,}521$. Пироксен бесцветный, $cNg=35$—$45°$, $2V=(+)40$—$67°$. Амфибол — от светло-зеленого до буровато-зеленого, $Ng>Nm>Np$, $cNg=15$—$21°$, $2V=(-)77$—$87°$, $Ng=1{,}650$, $Nm=1{,}642$—$1{,}662$, $Np=1{,}631$—$1{,}646$. Биотит (№ 1 в табл. 44): $Ng=1{,}654$, $Np=1{,}581$—$1{,}601$. Акцессорные: апатит, сфен, циркон, рудный минерал (очень мало). Химизм пород (№ 20—23 в табл. 37) вполне соответствует минералогическому составу. Это типичные габбро, хотя и явственно обогащенные калием. По сравнению с габбро-пироксенитами они беднее магнием, но так же богаты известью. Близкое родство тех и других пород по петрохимическим данным выступает вполне рельефно.

Интрузивное тело габбро на юге контактирует с песчанико-сланцевыми отложениями, на севере — с диоритами, а на востоке — с пачкой мраморов. От последней вглубь тела прослеживаются блоки мраморов, представляющие собой крупные ксенолиты отслоения. Благодаря внедре-


а
20м
б
З
В
5м
в
ЮВ
СЗ
3783
3786
3784
100м
г
0,5м
д
0,5м
е
0,5м
ж
С
Ю
0,2м
з
З
В
1м

нию габброидов параллельно слоистости залегание мраморов в блоках кажется почти ненарушенным (см. рис. 121). Габбро внутри тела относительно однородны, какой-либо зависимости их состава от характера рамы не наблюдается. Эти факты и наблюдения над приконтактовыми явлениями (см. ниже) заставляют данное тело габброидов считать внедренным.

Габброиды описанного типа (часто вместе с амфиболизированными габбро-пироксенитами) встречаются во многих других местах на периферии интрузива в виде мелких краевых тел (возможно, обрывков более крупных тел) и ксенолитов среди диоритов и кварцевых диоритов. Они часто сильно амфиболизированы, а у контактов с мраморами замещены также актинолитом (иногда вместе с эпидотом). Такие сильно измененные породы выглядят весьма меланократовыми, в поле они не всегда могут быть отделены от габбро-пироксенитов, хотя различия в химизме вполне отчетливы (табл. 37). Такой же меланократовый облик имеют актинолитизированные диориты следующей и более поздних фаз (см. далее). Из-за трудностей в распознавании такие породы помещены в одну выборку с габбро (табл. 37, № 9—19).

Контакты габбро с мраморами всегда очень четкие, обычно без существенных эндо- и экзоконтактовых изменений, иногда с эндоконтактовой зоной пегматоидного крупнозернистого габбро, переходящего в габбро-пегматит. Этот последний тип эндоконтактовой зоны аналогичен тому, который проявлен около песчанико-сланцевой толщи и описан ниже. В габбро вблизи мраморов, особенно около блоков-ксенолитов, отмечаются редкие и мелкие ксенолиты известняка, целиком превращенные в спутанно-волокнистые или «почковидные» актинолитовые агрегаты с примесью эпидота и биотита. Более крупные ксенолиты окружены такой же по составу темной существенно актинолитовой оторочкой, а в центральной части вовсе не изменены.

В одном из блоков мраморов (обн. 279) наблюдалась зона мелкозернистых скарноподобных известково-силикатных роговиков с залежами сплошных магнетитовых руд мощностью до 1,5 м. В других местах признаков подобного оруденения встречено не было.

Контакт габбро с песчанико-сланцевой толщей детально изучен в двух рядом расположенных разрезах (рис. 127). Контакт ровный, согласный. Ксенолиты роговиков в габбро около контакта обычно сохраняют пластовое залегание как результат отслоения отдельных пропластков при внедрении. Роговики характеризуются чередованием полосок с разным количеством кварца и биотита, что обусловлено происхождением их за счет тонкого переслаивания глинистых и песчанистых пород. Соответственно этому резко варьирует химический состав, причем общей для всех пород является слабая известковистость (№ 31—

Рис. 126. Зарисовки обнажений в Кескенсайском и Сангузарском интрузивах.

а — обн. 283 (Э. И.), восточная часть Сангузарского интрузива (*1* — мраморы, *2* — амфиболизированные габбро-пироксениты, *3* — диориты); *б* — обн. 560 (З. Ю), 250 м от сел. Мьедоныч (нижний), правый борт Кескенсая (*1* — мраморы, *2* — то же, с прослоями известково-силикатных роговиков, *3* — габбро или диориты); *в* — обн. 378 (Э. И.), краевое дайкообразное тело западнее Каттанча (*1* — мраморы, *2* — скарны, *3* — ксенолиты скарнированных и актинолитизированных мраморов, *4* — порфировидные диориты, *5* — резкопорфировидные габбро-диориты, *6* — участки актинолитизации, *8* — среднезернистые диориты, *7* — их более лейкократовые апофизы, см. анализы в табл. 38); *г* — обн. 2500 (З. Ю.), Булакбашинское тело, правый борт Зайнаксая, 400 м к юго-западу от выс. 895,0 м (*1* — ксенолит кварц-биотит-полевошпатового кристаллического сланца, *2* — диориты, *3* — зонка биотитизации, *4* — монцо-диориты, *5* — зонка лейкократизации, *6* — мелкозернистый биотитовый гранит); *д* — обн. 532 (З. Ю.), правый борт Булакбашисая, южная часть интрузива (*1* — монцо-диориты, *2* — кварцевые диориты, *3* — то же, лейкократизированные); *е* — обн. 08 (З. Ю.), северная часть Булакбашинского тела (*1* — среднезернистые кварцевые диориты, *2* — мелкозернистые кварцевые диориты с темной обогащенной биотитом эндоконтактовой зонкой шириной 1—3 см, *3* — мелкозернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты — адамеллиты с лейкократовой оторочкой 2—3 см); *ж* — обн. 549 (З. Ю.), левый борт Булакбашисая, 70 м к северу от выс. 895,0 м (*1* — кварцевые диориты, *2* — гранодиориты, *3* — зона эндоконтактовой лейкократизации, *4* — зона экзоконтактовой биотитизации, *5* — аплитовидные граниты); *з* — обн. 703 (З. Ю.), правый борт Зайнаксая, западный контакт (*1* — гнейсовидный гранодиорит, *2* — крупнозернистый биотитовый гранит, *3* — лейкократовый пегматоидный гранит).

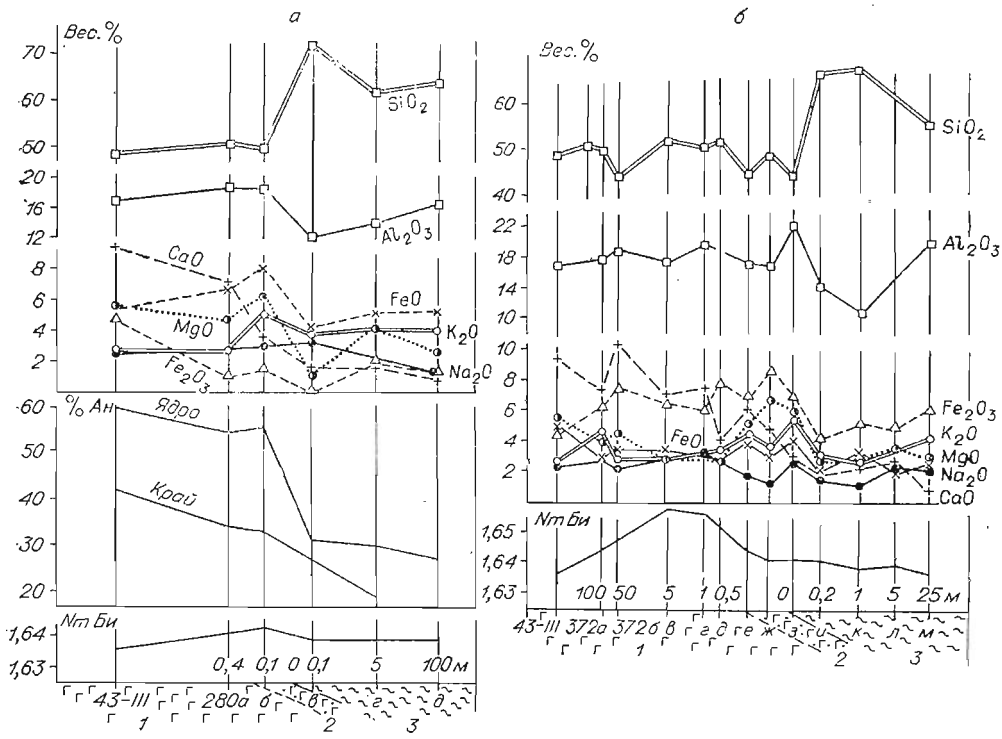


Рис. 127. Минералого-петрохимические разрезы через контакт габбро с ороговикованными песчаниками и сланцами. Южное тело Кескенсайского интрузива (см. расположение обнажений на рис. 122).

1 — габбро; *2* — эндоконтактовая фация биотит-плагиоклазовых пегматоидных пород; *3* — роговики. Обр. 43-III — среднее габбро (№ 20—23 в табл. 37), 280а — пегматоидное габбро, 0,4 м от контакта (№ 30); 280б — биотитовое пегматоидное габбро, 0,1 м от контакта (№ 26); 280в — плагиоклаз-биотит-кварцевый роговик из непосредственного контакта (№ 36); 280г — то же, 5 м от контакта (№ 37); 280д — биотит-серицит-кварцевый роговик с корднеритом, 100 м от контакта (№ 38); 43-III — среднее габбро. 372а — габбро в 100 м от контакта (№ 22); 372б — то же, 50 м от контакта (№ 20); 372в — пегматоидное габбро, 5 м от контакта (№ 27); 372г — то же, 1 м от контакта (№ 28); 372д — то же, 0,5 м от контакта (№ 29); 372е — биотитовое габбро, 0,4 м от контакта (№ 24); 372ж — то же, из непосредственного контакта (№ 25); 372з — кварц-биотит-плагиоклазовый роговик из непосредственного контакта (№ 31); 372и — то же, с мусковитом и корднеритом, 0,2 м от контакта (№ 32); 372к — кварц-биотитовый роговик с гранатом, 1 м от контакта (№ 33); 372л — кварц-биотитовый роговик с мусковитом, 5 м от контакта (№ 34); 372м — то же, 25 м от контакта (№ 35).

38 в табл. 37). В экзоконтактовой зоне шириной до 100 м роговики содержат до 10—15% слабозонального олигоклаза, часто присутствует гранат, есть слюдистые псевдоморфозы по кордиериту (?). На обширных участках развиты мусковит, серицит и турмалин. Изредка отмечаются прослои амфибол-плагиоклаз-биотит-кварцевых роговиков, по-видимому, возникающих за счет пород с несколько повышенной известковистостью. Составляют они не более 3% мощности толщи.

В изученной части эндоконтактовой зоны габброидного тела совмещены два типа приконтактовых изменений, которые в других местах могут проявляться независимо друг от друга: переход в менее основные пегматоидные габбро и переход в биотит-плагиоклазовые породы (биотитовые габбро), обогащенные калием.

Первый тип изменений осуществляется путем постепенного перехода нормальных габбро в более крупнозернистые и затем в грубозернистые пегматоидные, вплоть до габбро-пегматитов, содержащих кристаллы роговой обманки и биотита до 4—5 см (фото 105). Ширина такой эндоконтактовой зоны варьирует от нескольких до 100 м. Одновременно с изменением структуры по мере приближения к контакту исчезает пироксен, полностью замещаемый роговой обманкой, которая в свою очередь, реакционно замещается биотитом. Роговая обманка представлена

то зеленой, то бурой разновидностью. Биотит по всей зоне имеет желтовато-коричневую окраску, но показатель преломления его существенно возрастает (рис. 127). Одновременно уменьшается основность плагиоклаза за счет коррозии и постепенного замещения лабрадор-битовнитового ядра олигоклаз-андезином, который в нормальных габбро слагает лишь узкую краевую кайму. Микроклина и кварца в пегматоидных габбро 2—3%. Из акцессориев развит преимущественно апатит, содержание которого повышено. Отмечены единичные зерна ортита.

Аналогичный состав имеют жилы-апофизы габбро-пегматита, уходящие во вмещающие породы, причем в осевых частях жил появляется зона почти мономинеральной биотитовой породы мощностью 10—20 см.

Судя по структуре и составу пегматоидных эндоконтактовых зон и апофиз, они кристаллизовались при активном участии летучих компонентов. Описанные изменения выражаются в некотором повышении количества кремнезема, глинозема и щелочей и в уменьшении содержания магнезия и извести. Меняется также соотношение закисного и окисного железа в пользу последнего (№ 27—30 в табл. 37). В целом происходят вполне определенное покисление и лейкократизация габброидов.

Второй тип изменений (переход в биотитовые габбро) фиксируется на контактах с песчанико-сланцевыми породами повсеместно, независимо от наличия или отсутствия пегматоидной зоны. Ширина зоны биотитовых габбро не превышает 0,4 м. Рассматриваемые породы имеют аллотриоморфнозернистую структуру (фото 106). Внешне они кажутся состоящими почти из одного биотита, хотя его не более 30—50%. Биотит имеет рыжий или красновато-бурый цвет, образует крупные пластины, соизмеримые с таблицами плагиоклаза, содержит многочисленные плеохроичные «дворики». Показатель преломления резко понижен по сравнению с пегматоидными габбро и близок к таковому прилегающих роговиков (рис. 127, *б*). Плагиоклаз зональный, с резко выделяющимся основным ядром и кислой каймой. Состав его такой же, как в пегматоидных габбро. Кварц содержится в количестве до 5%, иногда до 15—20%, благодаря развитию гранофировых участков у контакта с роговиками. Биотитовые габбро сходны с нормальными габбро по содержанию кремнезема, глинозема и окислов железа, несколько богаче магнием и существенно беднее известью. Наиболее характерна обогащенность их апатитом и калием (№ 24—26 в табл. 37).

Роговики, непосредственно прилегающие к контакту или находящиеся в виде ксенолитов, также представляют собой биотит-плагиоклазовые породы с содержанием биотита, доходящим до 50%. По сравнению с более удаленными от контакта роговиками в них повышены содержание плагиоклаза (до 15—20%) и его основность (до № 32—38 и даже до № 45). Биотит по окраске и показателям преломления такой же, как в биотитовых габбро.

Таким образом, в области непосредственного контакта помимо покисления и лейкократизации, связанных с привносом летучих, осуществляется прямое взаимодействие габброидов с роговиками. При этом те и другие породы приобретают сходные особенности минералогического состава и, отчасти, химизма. Здесь нужно отметить, что биотитовые габбро по составу аналогичны примыкающим к ним роговикам, но имеют с ними резкий контакт. В то же время по структуре они приближаются к габброидам и связаны с последними постепенным переходом, т. е. они ведут себя как эндоконтактовые образования. Эти наблюдения позволяют говорить о том, что биотитовые габбро, возможно, представляют собой сильно переработанные роговики, включенные в состав интрузивного тела как одна из ступеней магматического замещения. Процесс такой переработки роговиков вполне может быть назван «приконтактовой габброизацией» (по аналогии с приконтактовой гранитизацией, сопровождающей формирование гранитных тел). Необходимо особо подчеркнуть,

Таблица 37

Кескенсайский интрузив (габброиды)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
						1. Амфиболизированные габбро-пироксениты											
1	М-15	48,55	0,62	8,84	2,67	4,89	0,12	12,30	18,34	1,16	0,90	0,05	1,08	0,05	0,33	0,26	99,57
2	1315а-1	48,80	0,84	12,10	1,71	6,40	0,28	12,30	10,50	1,46	1,26	—	3,20				98,85
3	759	49,69	0,65	7,39	0,57	6,82	0,10	17,23	12,33	0,52	1,13	0,13	2,66	0,12	0,27	0,01	99,34
4	765	49,93	0,87	11,67	0,69	7,65	0,13	12,95	9,81	1,45	2,00	0,16	2,16	0,16	0,20	0,02	99,63
5	011в	50,26	0,94	10,06	2,17	7,11	0,15	11,60	10,64	1,52	2,86	0,23	2,40	0,14	0,30	0,01	100,08
6	1315в-2	52,10	0,20	5,50	3,13	7,09	0,24	11,00	15,00	0,16	0,39		4,10				98,81
7	757а	52,37	0,58	10,65	0,56	6,75	0,05	12,60	8,83	1,69	2,79	0,16	2,46	0,11	0,20	0,04	99,60
8	757	53,50	0,59	10,80	0,67	7,10	0,14	12,00	8,97	1,78	2,17	0,27	2,02	0,13	0,20	0,04	100,14
Среднее	из 8	50,65	0,66	9,63	1,52	6,73	0,15	12,75	11,80	1,22	1,69	0,12	2,51	0,09			99,52
						2. Амфиболизированные габбро и диориты											
9	378з	47,50	1,21	14,14	2,79	7,42	0,20	9,02	11,52	1,31	1,94		2,34	0,35			99,74
10	769	47,65	1,22	16,22	0,66	7,61	0,14	9,57	11,21	1,72	1,35	0,14	2,72	0,15	0,44	0,01	100,26
11	1311г	49,00	1,08	19,00	1,50	5,41	0,20	7,10	8,20	3,08	2,48		2,38				99,43
12	1315г	50,10	0,80	19,60	1,64	5,64	0,20	5,75	9,90	2,64	1,98		1,14				99,43
13	1311д	50,10	0,44	17,50	0,94	4,27	0,27	6,60	13,00	3,02	0,98		2,00				99,12
14	92	50,28	1,17	15,80	1,96	6,82	0,12	6,45	9,66	2,52	1,76		2,75	0,34			99,63
15	91	50,63	1,24	15,74	1,99	6,94	0,14	6,56	9,54	2,49	2,00		2,16	0,40			99,83
16	104	50,96	0,90	14,51	2,02	6,46	0,14	6,97	10,12	2,52	1,72		2,87				99,51
17	6284	51,49	0,83	15,59	2,23	6,70	0,18	7,30	8,54	2,88	2,50	1,50	1,50	0,33	0,17	0,10	101,51
18	64	52,15	1,13	14,90	2,16	6,34	0,18	6,77	8,99	2,44	2,21		1,88	0,36			99,51
19	83	52,91	1,02	14,87	2,70	5,86	0,15	5,96	8,32	2,70	2,36	4,41	2,64	0,30			99,79
Среднее	из 11	50,25	1,00	16,16	1,87	6,31	0,17	7,10	9,91	2,48	1,93	0,15	2,22	0,20			99,75
						3. Габбро биотит-пироксеновые											
20	372б	44,50	1,56	19,00	7,60	3,59	0,15	4,50	10,50	2,34	2,81		2,58				99,13
21	279б	48,65	0,80	16,00	2,20	8,17	0,20	6,80	10,25	2,50	1,80	0,20	2,48	0,32	0,45	0,10	100,37
22	372а	50,00	1,06	17,70	6,37	2,87	0,14	4,10	7,40	2,88	4,68		1,96				99,16

23	115	50,88	1,03	15,18	2,02	6,58	0,10	7,03	10,07	2,30	1,32		2,79	0,42			99,72
Среднее	из 4	48,51	1,11	16,97	4,55	5,30	0,15	5,61	9,55	2,50	2,65	0,05	2,45	0,18	0,11	0,02	99,58

4. Приконтактовые габбро, обогащенные биотитом

24	372е	44,50	1,48	17,10	6,99	4,02	0,16	5,20	6,25	1,77	4,56		7,66				99,69
25	372ж	49,00	1,80	16,70	8,76	3,01	0,20	6,80	4,90	1,27	3,76		4,74				100,84
26	280б	49,30	1,24	18,60	1,38	8,21	0,26	6,30	3,40	2,95	5,15		1,96				98,75
Среднее	из 3	47,60	1,51	17,47	5,71	5,08	0,21	6,10	4,85	2,00	4,49		4,79				99,81

5. Приконтактовые пегматоидные габбро

27	372в	52,25	0,94	17,35	6,72	3,44	0,23	2,90	7,12	2,93	2,90		2,86				99,64
28	372г	50,60	1,18	19,70	6,11	3,01	0,14	2,90	7,60	3,27	3,34		1,66				99,51
29	372д	51,50	1,41	18,50	8,01	3,01	0,09	2,85	4,07	2,77	3,28		4,66				100,15
30	280а	51,12	1,04	18,80	0,93	6,82	0,13	4,80	7,10	2,85	2,80		1,82				98,21
Среднее	из 4	51,37	1,14	18,59	5,44	4,07	0,15	3,36	6,47	2,95	3,08		2,75				99,37

6. Роговики, контактирующие с габбро

31	372з	44,20	1,64	22,65	6,95	4,23	0,25	6,10	2,90	2,85	5,64		2,66				99,67
32	372и	66,50	0,90	14,00	4,17	2,01	0,12	2,70	1,70	1,73	3,12		2,76				99,71
33	372к	67,30	0,76	10,70	5,33	3,30	0,13	2,90	2,25	1,11	2,58		3,04				99,40
34	372л	61,50	0,84	15,50	5,01	2,15	0,11	3,70	2,75	2,65	3,40		2,62				100,23
35	372м	55,70	1,20	19,80	6,25	2,65	0,09	2,90	0,90	2,26	4,34		4,16				100,25
36	280в	72,50	0,30	12,10	—	4,17	0,04	1,07	1,50	3,10	3,70		0,98				99,46
37	380г	62,00	0,72	14,10	1,77	5,04	0,17	4,15	1,50	2,10	4,02		3,24				98,81
38	280д	64,10	0,70	16,60	1,14	5,33	0,06	2,63	0,73	1,09	3,87		3,48				99,73
Среднее	из 8	61,72	0,88	15,63	3,83	3,61	0,12	3,27	1,78	2,11	3,83		2,87				99,65

Примечание. 1 (М. С.) — амфиболизированное меланократовое габбро, Кескенсай близ Мъедоныча, у северного контакта. 2 (кв), А. П.) — актинолитизированный габбро-пироксенит, к юго-востоку от Авгакургана. 3 (З. Ю.) — габбро-амфиболит, междуречье Темиркобука и Сангузара. 4 (З. Ю.) — то же, низовья Сангузарсая. 5 (З. Ю.) — то же, район колодца Муллакамал. 6 (А. П.) — то же, что № 2, там же. 7 (З. Ю.) — амфиболизированное габбро, Сангузарское тело. 8 (З. Ю.) — то же. 9 (Э. И.) — сильно актинолитизированный габбро-диорит или диорит, контакт с мраморами к востоку от Каттанча. 10 (З. Ю.) — габбро-амфиболит, низовья Сангузарсая. 11 (кв) (А. П.) — сильно амфиболизированный и биотитизированный диорит, у контакта с мраморами к югу от Авгакургана. 12 (кв) (А. П.) — актинолизированное габбро, там же, где № 2. 13 (кв) (А. П.) — амфиболизированный диорит, там же, где № 11. 14 (В. М.) — то же, по В. Н. Метик, к востоку от Авгакургана. 15 (В. М.) — то же, там же. 16 (В. М.) — то же, Авгасай ниже Авгакургана. 17 (М. С.) — диорит, Кескенсай у северного контакта. 18 (В. М.) — актинолитизированный диорит, Авгакурган. 19 (В. М.) — сильно измененный диорит, с уралитом, актинолитом, вторичным биотитом, к восток-северо-востоку от Авгакургана. 20 (Э. И.) — мелко-среднезернистое габбро, богатое биотитом, водораздел Авгасая и Кескенсая, в 50 м от контакта с роговиками. 21 (Э. И.) — мелкозернистое призматически-зернистое габбро, рядом с блоком-ксенолитом мраморов, там же. 22 (Э. И.) — то же, в 100 м от контакта с роговиками. 23 (В. М.) — то же, кварцсодержащее, из ксенолита в диоритах, верхнее

Таблица 37 (продолжение)

течение Авгасая. 24 (кв) (Э. И.) — пегматоидное биотитовое габбро из контакта с роговиками, южное тело, водораздел Авгасая и Кескенсая. 25 (Э. И.) — то же, сильно обогащенное биотитом, там же. 26 (кв) (Э. И.) — кварц-плагиоклаз-биотитовая эндоконтактовая порода, там же. 27 (кв) (Э. И.) — среднезернистое габбро с крупнозернистыми обособлениями, в 5 м от контакта с роговиками, там же, где № 24. 28 (кв) (Э. И.). — габбро-пегматит роговообманково-биотитовый, в 1 м от контакта, там же. 29 (кв) (Э. И.) — то же, в 0,5 м от контакта. 30 (кв) (Э. И.) — то же, из непосредственного контакта. 31 (кв) (Э. И.) — неоднородный кварц-плагиоклаз-биотитовый роговик из непосредственного контакта. 32 (кв) (Э. И.) — то же, с мусковитом и кордиеритом, в 0,2 м от контакта. 33 (кв) (Э. И.) — кварц-биотитовый роговик, с гранатом, 1 м от контакта. 34 (кв) (Э. И.) — то же, с мусковитом, 5 м от контакта. 35 (кв) (Э. И.) — то же, в 25 м от контакта. 36 (кв) (Э. И.) — полосчатый роговик, богатый кварцем, с плагиоклазом, биотитом, амфиболом, эпидотом из непосредственного контакта. 37 (кв) (Э. И.) — плагиоклаз-биотит-кварцевый роговик с гранатом, 5 м от контакта. 38 (кв) (Э. И.) — мелкозернистый пятнистый биотит-серицит-кварцевый роговик с псевдоморфозами серицит-мусковита по кордиериту, 100 м от контакта.

что приконтактовая габброизация ограничена весьма узкой зоной шириной обычно 0,1—0,4 м. Из сказанного следует вывод, что только состав узких (менее 0,4 м) эндоконтактовых зон габброидов определяется составом вмещающих пород. В целом же габбро по направлению к контакту независимо от того, в каких породах они залегают, в той или иной мере обогащаются легкими и летучими компонентами, что приводит к покислению расплава.

Диориты и габбро-диориты слагают несколько интрузивных тел на востоке Кескенсайского интрузива и вдоль его северной и южной окраин. Участок развития диоритов площадью около 3 кв. км в самой восточной части интрузива, к югу от Каттаича, был изучен сначала З. А. Юдалевичем, а затем Э. П. Изохом, А. П. Пономаревой и В. Н. Метик с наибольшей, хотя и не исчерпывающей, детальностью. Здесь по сети маршрутов В. Н. Метик было отобрано более 100 проб диоритов. Пробы отбирались примерно через каждые 100 м по ходу маршрутов независимо от облика пород (см. рис. 122). Исключались лишь явно чуждые породы: ксенолиты, милониты и т. п. Целью исследования было получение объективных данных о степени однородности интрузивных тел диоритов и о характере границ с соседними телами. Результаты статистической обработки петрохимических данных здесь не помещены. Далее высказаны лишь такие суждения, которые с очевидностью следуют из графиков и таблиц.

В процессе полевых исследований, а затем при изучении каменного материала, шлифов и петрохимических данных в районе Каттаича были установлены следующие разновидности диоритов и близких к ним пород: резкопорфировидные мелкозернистые габбро-диориты и диориты; среднезернистые диориты; мелко- и среднезернистые монцо-диориты; среднезернистые кварцевые диориты; мелкозернистые кварцевые диориты (см. рис. 121). Все перечисленные разновидности пород оконтуриваются в виде интрузивных тел, которые чаще всего имеют с другими породами резкие интрузивные контакты. В ряде случаев границы тел выражены в виде узкой (менее 1—2 м) зоны постепенного перехода. Это особенность тел, принадлежащих весьма сближенным фазам.

Резкопорфировидные мелкозернистые габбро-диориты и диориты образуют дайкообразное тело мощностью 50—100 м у восточного контакта интрузива близ Каттаича (рис. 121, 126, *в*). Более мелкие дайковые тела есть и в других местах вдоль контакта (обн. 73 и 1310, рис. 122), а также во вмещающих породах. Породы даек очень темные, мелко- или тонкозернистые. По структуре они варьируют от резко до слабопорфировидных. Порфировые выделения представлены зональным лабрадором и клинопироксеном с хорошо выраженными формами, характерными для авгита. Клинопироксен замещен (обычно слабо) зеленой роговой обманкой. Основная масса существенно плагиоклазовая призмати-

чески-зернистая (микрогаббровая). Общий состав: плагиоклаз 55—60%, клинопироксен 15—20%, биотит 10%, роговая обманка 5—15%, кварц и микроклин 2—3%. Акцессорные апатит, сфен, незначительное количество рудного минерала. Химический состав см. в табл. 38 (№ 1—7 и 8—13). Габбро-диориты и собственно диориты, как показано на рис. 126, *в*, приурочены к разным частям тела и, скорее всего, принадлежат разным, но смежным фазам. Рассматриваемая дайка непосредственно контактирует с крупнозернистыми кальцитовыми мраморами. В эндоконтакте развиты прихотливых очертаний зоны и пятна темных диоритов, в которых пироксен и даже плагиоклаз замещены зеленой роговой обманкой уралитового типа и агрегатами волокнистого актинолита.

Контакт дайки с более поздними равномернозернистыми диоритами очень четкий, с апофизами, ксенолитами и сопутствующими явлениями лейкократизации в апофизах (рис. 126, *в*). Таким образом, более позднее по сравнению с краевым дайкообразным телом габброидов внедрение диоритов не вызывает сомнений.

Среднезернистые диориты образуют отдельные крупные интрузивные тела, расположение которых показано на рис. 121. Аналогичными породами сложена и большая часть Сангузарского интрузива. Породы темные, мелко- среднезернистые (величина зерна до 1,5—2 см), с отдельными более крупными выделениями плагиоклаза, пироксена и биотита. Типичный состав следующий: плагиоклаз 43,2%, калинатровый полевой шпат 8,6%, кварц 8,3%, биотит 14,2%, роговая обманка 22,0%, пироксен 0,2%, эпидот 2,8%, акцессории (апатит, сфен, циркон, ильменит) — 0,7%. Структура гипидиоморфнозернистая, переходящая в призматически-зернистую, участками монцонитовая. Плагиоклаз № 20—53. $Ng = 1{,}550—1{,}557$, $Nm = 1{,}546—1{,}552$, $Np = 1{,}541—1{,}549$. Калинатровый полевой шпат: $Ng = 1{,}525—1{,}529$, $Nm = 1{,}522—1{,}526$, $Np = 1{,}518—1{,}522$, степень триклинности 0,5—0,8. Пироксен бесцветный или светло-зеленый, $Ng > Nm = Np$, $cNg = 36—46°$, $2V = (+)\ 55—64°$. Амфибол — от светло-зеленого до коричневато-зеленого, $Ng > Nm > Np$, $cNg = 15—24°$, $2V = (-)78—84°$, $Ng = 1{,}655—1{,}671$, $Nm = 1{,}647—1{,}663$, $Np = 1{,}635—1{,}646$ (№ 38 в табл. 44). Биотит: $Nm = 1{,}631—1{,}662$, $Np = 1{,}591—1{,}605$ (№ 2—3 в табл. 44).

По химизму (№ 14—49 в табл. 38) рассматриваемые породы представляют собой весьма компактную группу с вариациями SiO_2 в пределах от 53 до 56% и соответственно с несущественными колебаниями других породообразующих окислов. Характерны близкие соотношения натрия и калия и даже некоторое преобладание последнего, что свидетельствует об уклоне в сторону монцонитоидов. В минеральном парагенезисе это обстоятельство отражено в сосуществовании основного плагиоклаза с микроклином.

Среднезернистые диориты имеют резкие контакты с габброидами первой фазы (фото 98), содержат крупные (до 300 м^2) блоки и мелкие ксенолиты габбро. Они явно моложе резкопорфировидных мелкозернистых габбро-диоритов мелких краевых тел (рис. 136, *в*), но, по-видимому, близки по времени к порфировидным диоритам тех же тел.

Среднезернистые монцо-диориты слагают самую восточную часть Кескенсайского интрузива (район Каттанча). По облику они очень близки к породам предыдущей группы, отличаются от них меньшей порфировидностью, меньшей долей пироксена, более широким развитием роговой обманки и микроклина. Типичный состав следующий: плагиоклаз 37,5%, калинатровый полевой шпат 19,6%, кварц 14,2%, биотит 16,0%, роговая обманка 11,0%, эпидот 1,7%. Плагиоклаз № 37—54, калинатровый полевой шпат: $Ng = 1{,}526$, $Nm = 1{,}523$, $Np = 1{,}520$. Биотит: $Ng = 1{,}643$, $Np = 1{,}592$. Амфибол — бесцветный или голубовато-зеленый, $Ng > Nm > Np$, $cNg = 14°$, $2V = -88°$, $Ng = 1{,}669$, $Nm = 1{,}662$, $Np = 1{,}646$ (№ 40 в табл. 44). По химизму это столь же однородная

группа, как и предыдущая: вариации SiO_2 от 54 до 58% с небольшими отклонениями от среднего. Монцонитоидная тенденция проявлена еще сильнее. В среднем монцо-диориты менее основные, чем диориты (№ 50—92 в табл. 38). Между обоими типами диоритов имеет место довольно широкое перекрытие составов в интервале содержаний SiO_2 от 54 до 56,5%. Однако это перекрытие относится к суммарной выборке. В тех же местах, где те и другие породы непосредственно соседствуют друг с другом, т. е. при переходе от одного интрузивного тела к другому, фиксируется скачкообразное изменение состава, как показано на рис. 123. Это значит, что граница между телами резкая и проходит именно там, где она ранее была проведена на карте З. А. Юдалевичем. В данном случае мы имеем важный с точки зрения методики пример, когда площадное петрохимическое картирование, выполненное независимо от детальной геологической съемки, приводит к одинаковым результатам. В этом совпадении — гарантия объективности геологических наблюдений.

В нескольких местах установлено прорывание монцо-диоритами более ранних диоритов (рис. 126, *г*). Ксенолиты диоритов и еще более ранних габброидов в монцо-диоритах также вполне обычны.

Однородность вещественного состава и структуры диоритов и монцо-диоритов в пределах интрузивных тел весьма высокая. Этот важный вывод был сделан сначала в поле путем систематического визуального сопоставления друг с другом образцов, относящихся к одному и тому же телу. Затем он был проверен путем сравнения большого числа шлифов и, наконец, удостоверен обильными петрохимическими данными. Последние — вполне объективное подтверждение высокой вещественной однородности диоритовых тел. Микроскопические исследования свидетельствуют об их столь же высокой однородности по структуре и зернистости, а также по качествам главных и второстепенных минералов. Исходя из сказанного, мы вынуждены для данного случая признать несостоятельными бытующие представления о диоритах как о породах всегда неустойчивого состава и изменчивой структуры и именно поэтому ненормальных или гибридных.

Ложное впечатление о неоднородности и пестроте состава и структуры диоритов Кескенсайского интрузива складывалось у ранее работавших здесь исследователей, скорее всего, из-за того, что число проб или образцов было мало, причем брались они, как сейчас стало ясным, из разных интрузивных тел. Подобного рода ошибочные заключения в практике изучения сложно построенных интрузивов типа Кескенсайского вполне обычны.

Наблюдавшиеся нарушения однородности диоритовых тел, как правило, несущественны. Обусловлены они разными причинами, и главным образом наложенными изменениями. Наиболее существенные по характеру (но не по масштабам) нарушения однородности диоритов относятся к приконтактовым явлениям, которые надо охарактеризовать особо.

Контакты диоритов с мраморами прекрасно обнажены. Они всегда четкие, как правило, извилистые, с многочисленными апофизами и мелкими инъекциями, создающими густую сеть. Местами зоны приконтактовых инъекций достигают ширины 7 м и в целом имеют вид интрузивной брекчии. Около контактов с мраморами в диорите почти всегда есть ксенолиты биотит-плагиоклазовых роговиков, возникающих за счет песчанико-сланцевых пород и явно вынесенных из глубины в процессе внедрения. Мраморы представляют собой крупно- и грубозернистый кальцитовый агрегат. Они содержат прослои известковисто-силикатных (гранат-пироксеновых с кальцитом) роговиков мощностью 1—2 см, благодаря которым видна плойчатость. Встречаются прослои песчанико-сланцевых пород, превращенных в плагиоклаз-биотит-кварцевые роговики, местами сильно серицитизированные. Песчанико-сланцевая

толща, развитая в 250 м и далее от контакта, метаморфизована сравнительно слабо; в песчаниках отмечается кальцит-эпидотовый цемент, что характерно для зеленосланцевой фации метаморфизма.

Эндоконтактовые явления сводятся к трем главным типам.

1. Изменения отсутствуют: диориты по общему составу, железистости биотита и основности плагиоклаза совершенно не отличаются от пород центральных частей интрузивных тел. Известняки в экзоконтактовой зоне шириной 0,2—0,3 м превращены в мелкозернистые темно-зеленые роговики: пироксеновые, кальцит-пироксеновые, кальцит-пироксен-эпидотовые.

2. В эндоконтакте развита зона пегматоидных диоритов, очень сходная по своему характеру с таковой габброидов ранней фазы.

3. В эндоконтактовой зоне главным является обогащение диоритов микроклином. Повышение количества микроклина (10% и более) начинает ощущаться уже в 10—20 м от контакта. Одновременно плагиоклаз становится кислее на 5—10 номеров. В интервале от 0,5 до 3 м от контакта диориты становятся слегка более светлыми; микроклин по количеству приближается к плагиоклазу; основность плагиоклаза падает до № 33—35. Содержание кварца остается примерно на уровне 5%, количество цветных минералов несколько уменьшается. Еще ближе к контакту микроклин почти полностью вытесняет плагиоклаз, одновременно исчезают биотит и роговая обманка и остается только пироксен, количество которого варьирует в широких пределах. В количестве до 10% присутствует кварц. Развиты крупные кристаллы сфена, иногда хорошо заметные простым глазом. Рудный минерал почти полностью отсутствует. В целом породы эндоконтактовой зоны приобретают состав пироксеновых сиенитов. Иногда на самом контакте встречается лейкократовая оторочка, состоящая из микроклина с единичными кристаллами пироксена (фото, 108).

Апофизы во вмещающих породах при мощности более 0,2—0,3 м состоят из микроклина (более 50%) и подчиненного количества пироксена и плагиоклаза. Тонкие апофизы мощностью до 5 см обычно имеют почти чисто микроклиновый состав (фото 99, 109). Местами видно, как апофизы непосредственно отходят от краевой оторочки.

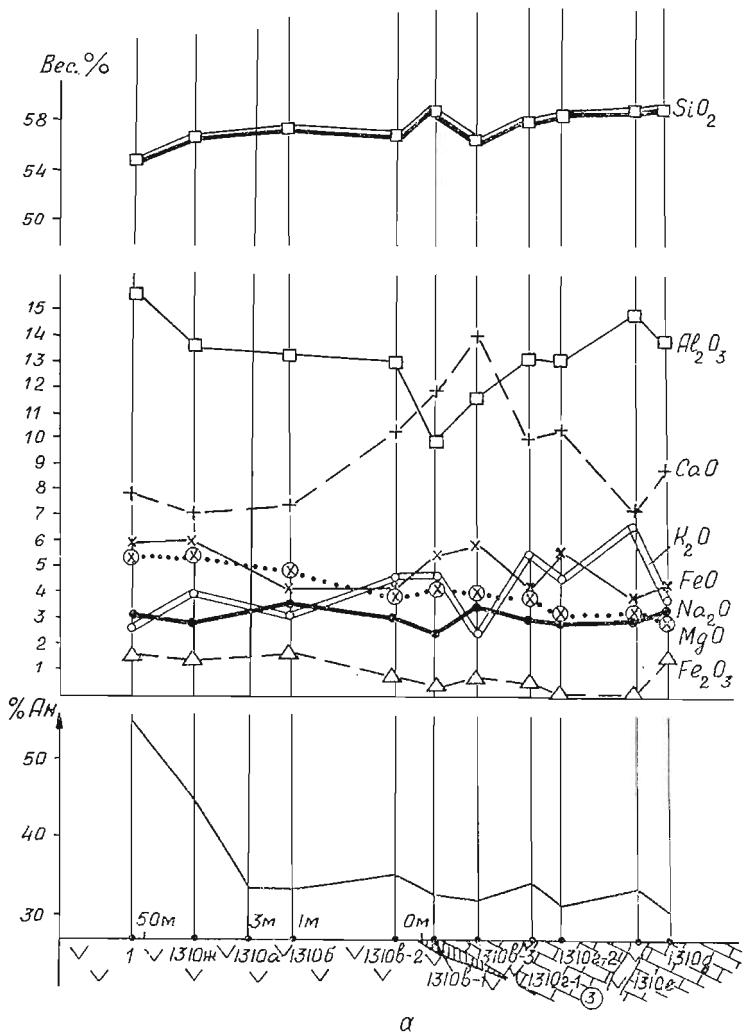
Моноклинный пироксен приконтактовых сиенитов идиоморфный, бесцветный, полисинтетически сдвойникованный, иногда зональный; замещается амфиболом и эпидотом. Микроклин образует крупные зерна с идиоморфными включениями других минералов. Плагиоклаз (андезин № 33—37) обычно корродирован микроклином и окружен альбитовой каемкой.

Инъекции сиенитоподобных пироксен-плагиоклаз-микроклиновых пород секут известково-силикатные роговики и скарны. Последние состоят из граната, пироксена, скаполита, плагиоклаза, микроклина с примесью кварца, апатита и сфена. Местами на долю скаполита приходится до 50% объема. Известково-силикатные роговики состоят из примерно равного количества плагиоклаза № 31—36 и моноклинного пироксена, с участками и прожилками, обогащенными микроклином. Эти роговики имеют резкую, но неровную границу со сменяющими их на небольшом расстоянии от контакта чистыми мраморами.

Как видно из табл. 38 (№ 93—96) и на рис. 128, *а*, по мере приближения к мраморам в диоритах резко возрастает содержание калия (до 6,90%) и в небольшой мере — натрия. Количество кальция сначала уменьшается, а в непосредственном контакте и в апофизах увеличивается до 10,5%. Все это минералогически отвечает парагенезису: микроклин, пироксен и сравнительно кислый плагиоклаз. Одновременно несколько возрастает содержание кремнезема, уменьшается концентрация магния и железа, и приконтактовые сиенитоподобные породы становятся слегка более лейкократовыми по сравнению с нормальными диоритами.

Примечательно, что известково-силикатные роговики (№ 102 — 104 в табл. 38) и скарны (№ 101) по химизму очень сходны с эндоконтактовыми сиенитоидами, но обычно богаче кальцием (рис. 128, *а*). Эти роговики и скарноиды, по-видимому, возникли за счет чистых мраморов (№ 100 в табл. 38) и, скорее всего, являются метасоматическими образованиями магматической стадии, т. е. возникшими примерно в одно время с эндоконтактовой лейкократизацией и сиенитизацией диоритов или несколько раньше путем привноса в известняки глинозема, железа, магния, щелочей и других компонентов. Этот процесс сопоставим с образованием магнезиальных скарнов за счет доломитов, но относится в данном случае к чистым известнякам. Он может быть определен и как процесс «диоритизации» известняков, подготавливающий почву для магматического замещения последних диоритами. Масштабы процесса невелики и ограничиваются приконтактовой зоной шириной до 0,3—0,5 м.

Сходные явления описаны З. А. Юдалевичем в правом борту Кескенсая на контакте габбро и мраморов, содержащих прослои известково-

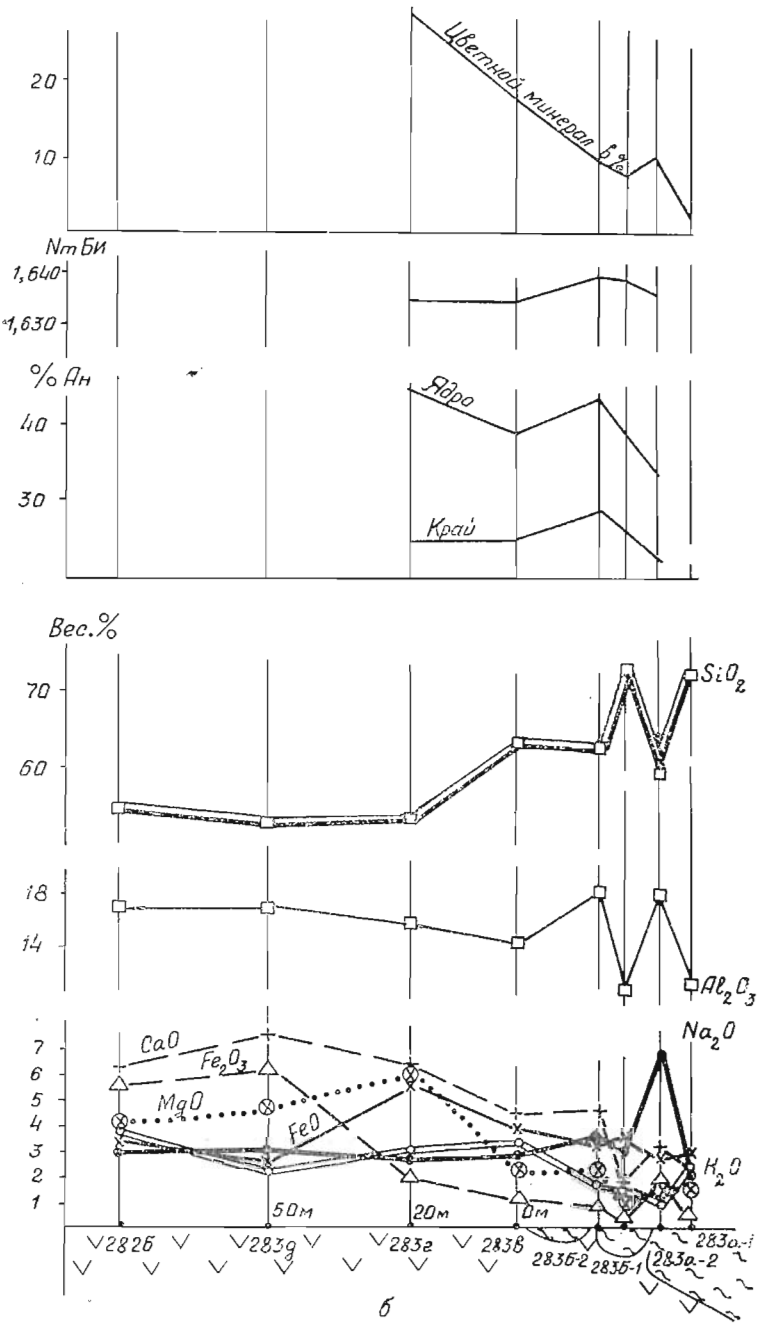


а

Рис. 128. Минералого-петрохимические разрезы

а — Кескенсайский интрузив, контакт с мраморами к югу от Авгакургана; *1* — средний диорит (табл. 38); 1310ж — порфировидный диорит (№ 12); 1310а — вый сиенит из непосредственного контакта (№ 94); 1310г-1 — то же, из апофизы известково-силикатный роговик (№ 102); 1310г-2 — то же (№ 103); 1310д — то же от контакта (№ 15); 283г — то же, 20 м от контакта (№ 30); 283в — кварц-биотит-роговиках (№ 98); 283а-2 — то же (№ 97); 283б-1 — олигоклаз-

силикатных роговиков (см. рис. 126, *б*). Судя по зарисовке, картина здесь примерно такая же, как на контакте с мраморами южного габбрового тела (см. выше), однако трактуют ее авторы данного раздела по-разному. З. А. Юдалевич обращает внимание на факт сохранения первичной ориентировки фрагментов карбонатной толщи и на признаки замещения



через контакты диоритов с вмещающими породами.

б — Сангузарский интрузив, контакт с песчанико-сланцевыми породами. то же; 1310б — диорит, обогащенный микроклином (№ 93); 1310в-2 — пироксено- в мраморах (№ 95); 1310е — то же (№ 96); 1310в-1 — скарн (№ 101); 1310-з — (№ 104); 282б — диорит центральной части интрузива (№ 34); 283д — то же, 50 м плагиоклазовая порода из эндоконтакта (№ 99); 283б-2 — то же, из апофизы в биотит-кварцевый роговик (№ 106); 283а-1 — то же (№ 105).

Таблица 38

Кескенсайский и Сангузарский интрузивы (породы группы диоритов)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1. Мелкозернистые порфировидные габбро-диориты мелких тел																	
1	378е	52,40	1,05	16,88	1,82	6,34	0,18	5,55	8,73	2,75	2,00		1,67	0,36			99,73
2	379а	52,40	1,06	16,56	2,26	6,10	0,15	5,39	8,21	2,61	2,23		2,31	0,36			99,64
3	376а-1	52,56	1,11	15,70	2,13	6,22	0,17	6,07	8,73	2,43	2,00		2,19	0,29			99,60
4	378б	52,60	1,08	15,80	1,93	6,28	0,14	5,40	8,94	2,77	2,58		1,66	0,33			99,51
5	73	52,95	1,08	14,90	1,74	6,34	0,15	6,08	8,96	2,25	3,17	—	1,63	0,33			99,58
6	562г	53,20	1,07	15,73	0,41	7,76	0,14	5,54	8,49	2,55	2,73	0,10	1,38	0,32	0,20	0,04	99,42
7	561	53,25	0,87	15,25	0,89	6,90	0,15	5,32	9,19	2,65	3,06	0,12	1,56	0,35	0,27	0,01	99,56
Среднее	из 7	52,77	1,05	15,83	1,60	6,56	0,15	5,62	8,75	2,57	2,54	0,03	1,77	0,33			99,57
2. Мелкозернистые порфировидные диориты мелких тел																	
8	378ж	54,00	1,07	15,83	1,61	6,46	0,15	5,37	7,91	2,63	2,70		1,46	0,33			99,55
9	379б	54,90	0,91	16,50	2,24	5,15	0,15	4,85	7,65	2,61	2,31		1,93	0,31			99,54
10	378в	55,90	0,83	16,93	1,53	4,79	0,12	4,13	6,98	5,15	1,25		1,57	0,28			99,52
11	378д	56,80	0,81	15,78	1,44	5,20	0,13	4,74	6,98	3,00	3,00		1,34	0,30	Сл.		99,52
12	1310ж	56,72	0,80	13,64	1,43	6,01	0,03	5,54	7,12	2,79	3,93	0,02		0,30			99,56
13	378г	56,90	0,87	16,00	1,74	4,85	0,15	4,43	7,07	3,00	2,87		1,62	0,30			99,80
Среднее	из 6	55,87	0,88	15,79	1,67	5,41	0,12	4,84	7,28	3,20	2,68	0,003	1,32	0,30			99,35
3. Среднезернистые диориты																	
14	107	52,35	0,92	15,35	2,40	5,98	0,13	6,10	9,48	2,40	2,00		2,09	0,32			99,52
15	283д	53,00	1,04	17,00	6,43	2,58	0,15	4,60	7,52	2,89	2,66		2,41				100,31
16	1326	53,08	0,90	17,00	3,47	4,44	0,17	5,50	6,50	2,99	3,92		1,61				99,58
17	97	53,10	0,95	15,66	1,83	6,94	0,13	5,81	8,09	2,57	2,30		2,24	0,33			99,95
18	60	53,20	0,94	14,87	2,09	5,62	0,18	6,45	8,61	2,50	2,72		1,98	0,37			99,53
19	106	53,30	0,90	13,95	2,59	5,50	0,13	6,20	9,48	2,34	3,00		1,80	0,47			99,66
20	112	53,50	0,90	15,70	1,46	6,22	0,15	4,80	9,19	2,60	3,00		1,68	0,33			99,53
21	500	53,50	0,95	15,62	0,97	6,82	0,15	6,05	8,41	2,31	2,28	0,15	1,94	0,34	0,55	0,02	99,49
22	6202	53,54	0,78	15,23	1,52	6,44	0,14	6,30	7,98	2,45	3,51		1,99	0,32	0,39		100,18

23	116	53,65	0,92	15,45	1,63	6,04	0,08	6,20	9,08	2,60	1,80		2,02	0,30			99,77
24	501	53,70	1,00	15,49	0,66	7,32	0,15	5,74	8,21	2,70	2,90	0,10	1,40	0,30	0,38	0,03	99,67
25	377а	53,73	1,01	16,02	1,66	6,64	0,17	5,67	7,80	2,50	2,44		1,75	0,31			99,70
26	98	53,80	0,99	15,30	2,13	5,86	0,13	5,81	7,71	2,60	2,44		2,64	0,32			99,73
27	101	53,90	0,95	14,99	1,76	5,86	0,08	5,88	8,54	2,76	2,68		1,84	0,29			99,53
28	103	54,00	0,92	15,32	1,78	5,86	0,14	5,38	8,48	2,54	2,83		1,94	0,33			99,52
29	758	54,00	0,95	16,13	0,20	6,68	0,14	5,41	8,55	2,61	2,60	0,17	1,96	0,24	0,38	0,06	99,64
30	283г	54,10	0,80	15,90	2,11	5,76	0,16	6,20	6,20	2,75	2,75		1,86				98,59
31	377г	54,18	0,93	17,33	2,02	5,20	0,13	4,43	7,04	4,36	1,65		1,90	0,42			99,59
32	377б	54,50	0,86	15,10	1,98	5,38	0,13	5,20	7,10	2,29	3,00		3,65	0,31			99,50
33	61	54,60	0,88	15,20	1,52	5,98	0,18	5,36	8,09	2,60	3,17		1,61	0,37			99,56
34	282б	54,70	0,71	17,10	5,58	3,44	0,11	4,00	6,32	3,01	3,81		0,98				99,76
35	102	54,80	0,99	15,28	1,62	5,86	0,14	5,25	7,38	2,65	3,16		2,04	0,33			99,50
36	70	54,81	1,01	15,58	1,84	5,80	0,14	5,38	8,00	2,60	3,08		1,00	0,30			99,54
37	380а	54,85	0,92	15,65	1,49	6,34	0,14	5,47	7,74	2,57	2,68		1,35	0,30			99,50
38	71	54,87	1,05	15,74	1,52	6,40	0,14	4,92	8,73	2,60	3,00		0,86	0,30			100,13
39	109	55,15	0,91	15,46	1,80	5,62	0,14	5,40	7,62	2,62	3,00		1,49	0,35			99,59
40	62	55,60	0,93	15,45	1,96	5,62	0,15	4,93	7,39	2,84	3,00		1,42	0,37			99,63
41	85	55,69	0,68	15,53	1,61	5,27	0,10	4,96	6,55	2,73	3,30		2,51	0,33			99,56
42	78	55,78	0,95	15,06	1,76	5,80	0,13	5,52	7,91	2,32	2,80		2,08	0,16			100,27
43	108	55,95	0,92	14,66	1,84	6,12	0,14	5,06	7,68	2,87	2,68		1,27	0,31			99,50
44	3066	56,07	0,80	15,48	0,77	5,89	0,11	5,50	6,52	2,52	3,21	0,09	2,16	0,37	0,20		99,40
45	2004а	56,18	0,65	16,53	1,04	5,46	0,12	4,90	7,01	3,00	3,40	0,07	1,22	0,29	0,20	0,07	99,87
46	91а	56,19	1,02	16,13	1,94	5,15	0,13	4,18	7,10	3,07	2,73		1,80	0,30			99,74
47	63	56,26	0,99	15,66	1,67	5,51	0,13	4,87	7,22	2,84	3,15		1,04	0,33			99,67
48	87	56,37	0,93	15,45	2,16	4,55	0,14	4,88	6,75	2,75	3,14		2,06	0,32			99,50
49	69	56,40	0,89	15,17	2,25	4,91	0,14	4,78	6,98	2,60	3,35		1,91	0,35			99,99
Среднее	из 36	54,51	0,92	15,63	1,97	5,69	0,14	5,36	7,75	2,68	2,86	0,02	1,85	0,29			99,67

4. Среднезернистые монцо-диориты

50	93а	54,10	0,95	16,23	1,71	5,74	0,09	4,85	8,03	3,06	2,47		1,99	0,33			99,55
51	94а	54,15	1,05	15,70	2,68	5,50	0,14	4,80	7,57	3,20	2,80		1,68	0,30			99,57
52	73б	54,18	1,02	14,91	2,16	5,39	0,14	5,80	8,46	2,33	2,65		2,14	0,33			99,51
53	376б	54,55	0,82	15,39	2,16	5,15	0,15	4,72	8,26	2,74	2,44		3,14	0,30			99,55
54	6271	55,00	0,78	16,01	1,89	5,83	0,14	5,25	7,09	3,51	2,44	1,81	1,81	0,31	0,11	0,10	101,87
55	376в	55,15	0,88	15,30	2,28	5,08	0,15	5,02	6,78	2,81	2,61		3,09	0,30			99,45
56	65	55,42	0,84	15,50	1,87	5,03	0,15	4,83	7,86	3,14	3,00		1,91	0,31			99,87
57	379в	55,52	0,96	16,56	2,16	5,15	0,12	4,84	7,36	2,54	2,30		1,95	0,28			99,74
58	95	55,60	1,04	15,10	2,24	5,15	0,04	4,59	7,90	2,63	3,23		2,10	0,29			99,91

Таблица 38 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
59	96	55,60	0,94	15,97	2,13	5,02	0,06	4,71	7,22	2,67	3,00		1,95	0,31			99,58
60	105	55,60	0,86	15,58	1,92	4,91	0,13	3,54	9,06	2,70	3,40		2,04	0,33			99,50
61	п-23	55,60	0,72	15,53	2,16	4,95	0,12	5,02	7,15	3,40	3,00	0,15	1,52	0,16	0,16	0,10	99,48
62	564	55,70	0,85	15,58	1,20	6,07	0,13	4,94	7,51	2,60	3,32	0,13	1,32	0,27	0,23	0,04	99,62
63	109а	55,75	0,90	15,22	1,98	5,38	0,13	5,03	7,28	2,76	3,06		1,71	0,31			99,51
64	113а	55,77	0,90	16,00	1,78	5,21	0,03	4,66	7,53	2,47	3,16		1,67	0,34			99,52
65	58А	55,90	0,80	15,85	1,85	4,79	0,13	4,85	7,04	2,54	3,86		1,57	0,37			99,55
66	100	55,96	0,82	15,06	1,86	5,02	0,13	5,05	7,38	2,88	3,06		1,93	0,35			99,50
67	113	55,99	0,85	15,75	1,57	5,45	0,10	5,34	7,65	2,59	2,62		1,71	0,30			99,92
68	67	56,05	0,93	15,19	1,80	5,62	0,15	4,89	6,89	2,76	3,37		1,65	0,35			99,65
69	93	56,10	0,98	15,60	2,33	4,91	0,13	4,55	6,98	2,55	3,13		2,02	0,31			99,59
70	379г	56,10	0,91	16,09	2,01	5,39	0,15	4,60	6,98	2,82	2,12		2,04	0,29			99,50
71	110	56,29	0,88	17,28	1,55	5,02	0,12	4,12	6,92	3,00	2,37		1,65	0,30			99,52
72	6261	56,30	0,70	16,19	1,72	5,04	0,13	5,10	6,65	3,00	3,57	1,28	1,28	0,30	0,17	0,10	101,26
73	73а	56,56	0,91	15,58	1,92	4,91	0,14	4,96	7,39	2,67	3,00		1,39	0,30			99,73
74	380Б	56,62	0,83	15,70	1,99	5,45	0,15	4,49	6,28	3,03	2,70		2,01	0,28			99,53
75	66	56,70	0,85	15,95	1,80	5,09	0,14	4,58	7,10	2,55	3,00		1,49	0,30			99,55
76	1310ж	56,72	0,80	13,64	1,43	6,01	0,03	5,54	7,12	2,79	3,96			0,30			99,34
77	172в	56,75	0,64	15,71	1,60	5,26	0,11	4,70	6,30	2,80	4,15	0,07	1,35	0,18		0,04	99,62
78	375б	56,79	0,88	15,85	2,10	4,31	0,03	4,61	6,26	2,93	2,60		3,20	0,28			99,84
79	84	57,00	0,87	15,74	1,99	4,55	0,13	4,77	7,16	2,67	3,00		1,56	0,29			99,73
80	58	57,00	0,80	16,35	2,30	4,31	0,14	4,35	6,76	2,76	3,11		1,38	0,33			99,59
81	375а	57,02	0,75	17,45	1,65	4,19	0,04	4,00	7,19	3,00	2,60		1,82	0,27			99,98
82	172е-1	57,02	0,73	15,71	2,25	4,72	0,12	3,66	6,24	3,04	4,17	0,10	1,97	0,27			100,09
83	380в	57,25	0,83	16,14	1,66	5,15	0,14	4,57	6,81	2,65	2,60		1,43	0,29			99,52
84	89	57,42	0,97	15,67	1,47	5,09	0,12	4,44	6,81	2,66	3,00		2,09	0,30			100,04
85	56	57,50	0,75	15,37	1,90	4,37	0,13	4,61	6,82	2,71	3,67		1,59	0,32			99,74
86	88	57,50	0,92	15,45	1,68	4,79	0,13	4,68	6,92	2,62	3,04		1,72	0,28			99,73
87	375в	57,52	0,82	15,96	2,31	4,49	0,04	4,27	6,46	2,68	2,66		2,17	0,29			99,67
88	55	57,60	0,78	15,40	2,06	4,19	0,12	4,52	6,23	2,64	3,64		1,98	0,37			99,53
89	378а	57,60	0,83	15,51	1,55	4,91	0,12	4,55	6,55	2,63	3,31		1,71	0,27			99,54
90	6211	57,61	0,65	15,81	1,95	4,32	0,13	4,50	5,88	3,03	3,76	1,69	1,69	0,31	0,17	0,10	101,33
91	99	57,65	0,79	15,46	2,04	4,43	0,11	4,37	6,28	2,86	3,33		1,88	0,31			99,51
92	57	58,05	0,78	15,40	1,66	4,67	0,13	4,58	6,43	2,49	3,56		1,41	0,34			99,50
Среднее	из 43	57,06	0,84	15,68	1,94	4,89	0,12	4,64	6,93	2,78	2,92	0,16	1,83	0,30	0,02	0,01	99,88
Среднее	из 92	55,05	0,92	15,73	1,80	5,64	0,13	5,12	7,68	2,81	2,75	0,05	1,69	0,30			99,67

5. Диориты, переходящие в сиениты, из контактов с мраморами

92	1310б	57,85	0,70	13,48	1,76	4,29	0,02	4,86	7,48	3,60	3,43		1,33	0,32			99,12
94	1310в-2	56,95	0,48	13,22	1,06	4,29	0,02	4,18	10,56	3,15	4,76	0,08	0,63	0,21			99,59
95	1310г-1	57,85	0,48	13,22	0,63	4,00	0,02	3,93	10,08	2,95	5,52	—	0,64	0,23			99,56
96	1310е	58,69	0,54	14,94	0,17	3,72	0,01	3,24	7,24	3,06	6,90	0,10	—	0,25			98,86
Среднее	из 4	57,83	0,55	13,71	0,90	4,07	0,02	4,05	8,84	3,19	5,15	0,04	0,65	0,25			99,25

6. Диориты из контактов со сланцами

97	283а-2	60,00	0,58	18,50	1,59	3,02	0,12	1,50	3,10	7,10	1,40		2,36				99,28
98	283б-2	63,00	0,62	18,35	0,82	3,45	0,12	2,15	4,51	3,49	1,92		0,96				99,39
99	283в	64,15	0,50	14,70	1,20	3,88	0,12	2,20	4,50	2,97	3,30		1,60				99,12
Среднее	из 3	62,38	0,56	17,18	1,20	3,45	0,12	1,95	4,04	4,52	2,21		1,64				99,25

7. Мраморы и известково-силикатные роговики, контактирующие с диоритами

100	1317	1,50	0,30	1,20	0,35	0,14	0,12	0,34	52,50	0,30	0,18		43,23	—			100,16
101	1310в-1	59,03	0,36	9,68	0,47	5,51	0,03	4,43	11,87	2,40	4,53			0,12			98,43
102	1310в-3	55,75	0,54	11,78	0,93	6,01	0,03	4,01	14,13	3,66	2,50			0,18			99,52
103	1310г-2	58,55	0,56	13,22	—	5,58	0,02	3,07	10,16	2,85	4,47			0,34			98,82
104	1310д	58,91	0,56	13,95	1,67	4,43	0,02	3,15	8,97	3,30	3,55			0,09			98,60

8. Ороговикованные песчаники, контактирующие с диоритами

105	283а-1	73,00	0,54	13,30	0,71	2,88	0,08	1,65	2,45	2,15	2,37		1,18				100,31
106	283б	74,00	0,50	12,60	0,34	3,57	0,10	1,40	1,80	2,97	1,70		0,84				99,82

Примечание. 1 (Э. И.) — кварцсодержащий габбро-порфирит, призматически-зернистый, биотит-пироксеновый, краевое дайкообразное тело к востоку от Булакбаши, из непосредственного контакта с диоритом. 2 (Э. И.) — то же, из того же тела, на север по простиранию. 3 (Э. И.) — то же, из блока в диоритах, Авгасай между Булакбаши и Каттаичем. 4 (Э. И.) — мелкозернистый резкопорфировидный габбро-диорит, пироксен-биотитовый, с роговой обманкой, призматически-зернистый, там же, где № 2. 5 (В. М.) — мелко-зернистый порфировидный габбро-диорит, пироксен-биотитовый, призматически-зернистый, мелкое краевое тело к юго-востоку от Авгакургана. 6 (З. Ю.) — жильный габбро-диорит, правый борт Авгасая. 7 (З. Ю.) — габбро, верховья Авгасая. 8 (Э. И.) — там же, где № 2, с кварцем и микроклином, лейкократизированы. 9 (Э. И.) — мелкозернистый порфировидный кварцсодержащий диорит, там же, из ксенолита среди более поздних диоритов. 10, 11 (Э. И.) — порфировидный диорит из центра дайки, там же. 12 (А. П.) — мелкозернистый резкопорфировидный диорит из мелкого краевого тела к югу от Авгакургана. 13 (Э. И.) — то же, что № 10, из контакта с габбро-диоритом. 14 (В. М.) — габбро-диорит пироксен-биотитовый, к юго-западу от Авгакургана. 15 (Э. И.) — слабопорфировидный биотит-роговообманковый диорит, гнейсовидный, восточная окраина Сангузарского тела, 50 м от контакта с роговиками. 16 (А. П.) — кварцсодержащий диорит, к востоку от кишл. Куртка, северо-западная окраина Кескенсайского интрузива, 2 м от контакта со сланцами. 17 (В. М.) — актинолитизированный кварцсодержащий диорит, близ Булакбаши. 18, 19 (В. М.) — роговообманково-биотитовый диорит с клинопироксеном, близ Авгакургана. 20 (В. М.) — биотит-пироксеновый диорит, к югу от Авгакургана. 21 (З. Ю.) — габбро-диорит, Каттаич. 22 (М. С.) — диорит, верховья Кескенсая, южная часть интрузива. 23 (В. М.) — роговообманково-биотитовый диорит с клинопироксеном, к юго-западу от Авгакургана. 24 (З. Ю.) — то же, что № 21, там же. 25 (Э. И.) — то же, что № 23, район Булакбаши. 26 (В. М.) — то же, там же. 27, 28 (В. М.) — то же, к юго-западу от Булакбаши. 29 (З. Ю.) — диорит, Сангузарское тело. 30 (Э. И.) — диорит биотит-роговообманковый, резкопорфировидный, Сангузарское тело, 20 м от

Таблица 38 (окончание)

контакта с роговиками. 31, 32 (Э. И.) — биотит-роговообманковый диорит с клинопироксеном, район Булакбаши. 33 (В. М.) — биотит-пироксеновый диорит, с роговой обманкой, близ Авгакургана. 34 (Э. И.) — кварцсодержащий биотит-роговообманковый диорит. Сангузарское тело, центральная часть. 35 (В. М.) — роговообманково-биотитовый диорит с клинопироксеном, между Авгакурганом и Булакбаши. 36 (В. М.) — пироксен-биотитовый диорит с клино- и ортопироксеном, к юго-востоку от Авгакургана. 37 (Э. И.) — амфибол-биотит-пироксеновый диорит, восточная окраина, к югу от Каттанча. 38 (В. М.) — то же, с клино- и ортопироксеном, к юго-востоку от Авгакургана. 39 (В. М.) — то же, к юг-юго-западу от Авгакургана. 40 (В. М.) — роговообманково-биотитовый диорит с клинопироксеном, близ Авгакургана. 41 (В. М.) — пироксен-биотитовый диорит с роговой обманкой, между Булакбаши и Авгакурганом. 42 (В. М.) — биотит-роговообманковый диорит с клинопироксеном, к востоку от Авгакургана. 43 (В. М.) — пироксен-биотитовый диорит с роговой обманкой, к юго-западу от Авгакургана. 44 (З. Ю.) — диорит, Сангузарское тело. 45 (З. Ю.) — то же, верховья Булакбаши. 46 (В. М.) — мелкозернистый порфировидный диорит, роговообманково-биотитовый, с клинопироксеном, близ контакта с мраморами, 47 (В. М.) — пироксен-биотитовый диорит с клино- и ортопироксенами и роговой обманкой, близ Авгакургана. 42 (В. М.) — роговообманково-биотитовый диорит с клинопироксеном, к востоку от Авгакургана. 49 (В. М.) — пироксен-биотитовый диорит с роговой обманкой, содержит до 5% ортопироксена, есть мелкие ксенолиты роговика, район Авгакургана. 50, 51 (В. М.) — роговообманково-биотитовый диорит с клинопироксеном, к югу от Булакбаши. 52 (В. М.) — то же, к юго-востоку от Авгакургана, близ контакта с мраморами. 53 (Э. И.) — то же, близ Булакбаши. 54 (М. С.) — то же, Кескенсай выше Мъедоныча. 55 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый монцо-диорит, район Булакбаши. 56 (В. М.) — то же, район Авгакургана. 57 (Э. И.) — то же, с реликтами клинопироксена, район Булакбаши. 58, 59 (В. М.) — то же, к югу от Булакбаши. 60 (В. М.) — то же, близ Авгакургана. 61 (М. С.) — биотит-роговообманковый сиенито-диорит. 62 (З. Ю.) — сиенито-диорит, правый борт Каттанчсая. 63, 64 (В. М.) — роговообманково-биотитовый монцо-диорит с клинопироксеном, к югу от Авгакургана. 65 (В. М.) — то же, у Авгакургана. 66 (В. М.) — то же, Авгасай выше Булакбаши. 67 (В. М.) — то же, к юго-западу от Авгакургана. 68 (В. М.) — пироксен-биотитовый монцо-диорит с роговой обманкой, район Авгакургана. 69 (В. М.) — роговообманково-биотитовый монцо-диорит с клинопироксеном, к югу от Булакбаши. 70 (Э. И.) — биотит-роговообманковый монцо-диорит, к югу от Каттанча. 71 (В. М.) — роговообманково-биотитовый диорит с реликтами клинопироксена, к юго-юго-западу от Авгакургана. 72 (М. С.) — биотит-роговообманковый сиенито-диорит, Кескенсай выше Мъедоныча, близ контакта с кварцевыми диоритами. 73 (В. М.) — роговообманково-биотитовый монцо-диорит с реликтами клинопироксена, к юго-востоку от Авгакургана, близ контакта с мраморами. 74 (Э. И.) — монцо-диорит актинолитизированный, район Каттанча. 75 (В. М.) — то же, близ Авгакургана. 76 (А. П.) — диорит роговообманково-биотитовый, 50 м от контакта, к югу от Авгакургана. 77 (Э. И.) — кварцевый сиенито-диорит, Кескенсай близ контакта с кварцевыми диоритами выше Мъедоныча. 78 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый монцо-диорит, близ Каттанча. 79 (В. М.) — то же, с клинопироксеном, между Булакбаши и Авгакурганом. 80 (В. М.) — то же, к юго-востоку от Авгакургана. 81 (Э. И.) — то же близ Каттанча. 82 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый диорит, переходный к монцониту, Кескенсай выше Мъедоныча. 83 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый монцо-диорит, актинолитизированный, близ Каттанча. 84 (В. М.) — то же с реликтами клинопироксена, к югу от Булакбаши. 85 (В. М.) — то же, Авгакурган. 86 (В. М.) — то же, к югу от Булакбаши. 87 (Э. И.) — биотит роговообманковый монцо-диорит, близ Каттанча. 88 (В. М.) — то же; с клинопироксеном, Авгакурган. 89 (Э. И.) — то же, к юго-востоку от Булакбаши. 90 (М. С.) — сиенито-диорит, Кескенсай, южная часть интрузива. 91 (В. М.) — роговообманково-биотитовый монцо-диорит с клинопироксеном, близ Булакбаши. 92 (В. М.) — то же. Авгакурган. 93 (А. П.) — диорит, обогащенный микроклином, 1 м от контакта, к югу от Авгакургана. 94 (А. П.) — пироксеновый сиенит, там же, из непосредственного контакта. 95 (А. П.) — разнозернистый пироксеновый сиенит из апофизы, мощностью 0,3 м в мраморах, там же. 96 (А. П.) — то же, из апофизы мощностью 0,2 м. 97 (Э. И.) — мелкозернистый порфировидный биотитовый лейко-диорит из послойной апофизы в роговиках, переходящей в зонку диоритизации, Сангузарское тело, восточный контакт. 98 (Э. И.) — резкопорфировидный биотитовый диорит из непосредственного контакта, там же. 99 (Э. И.) — то же, из эндоконтактовой зоны шириной около 5 м. 100 (А. П.) — мрамор, восточный контакт интрузива. 101 (А. П.) — скарн. 102 (А. П.) — известково-силикатный роговик, к югу от Авгакургана. 103 (А. П.) — то же. 104 — то же. 105 (Э. И.) — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, в 5 м от контакта с диоритами, Сангузарское тело. 106 (Э. И.) — то же, из непосредственного контакта.

их габброидами, приходя в результате к выводу о формировании габбродиоритов (в том числе Койташа). Э. П. Изох и А. П. Пономарева на рис. 126, *б*, как и в других подобных случаях, видят внедрение базитовой магмы в слоистую толщу с такими же, как в Актауском интрузиве, ксенолитами отслоения и с обычными для подобных контактов сопутствующими явлениями приконтактовой «диоритизации» известково-силикатных роговиков и последующего магматического замещения. Породы упомянутого обнажения, к сожалению, химически не проанализированы, и поэтому остается место для дискуссии.

К о н т а к т ы диоритов с песчанико-сланцевыми породами изучались в Сангузарском интрузиве (рис. 128, *б*). Диориты у контакта становятся резкопорфировидными, в основной массе отчетливо проявлена закалка (фото. 110). Приконтактовые изменения наблюдаются только в узкой (1—3 см) зоне непосредственного эндоконтакта и в маломощных апофизах таких же

резкопорфировидных диоритов. Они сводятся к исчезновению роговой обманки и уменьшению содержания микроклина, в результате чего диориты переходят в биотит-плагиоклазовые породы. При этом несколько увеличивается количество кварца, а в окончании некоторых апофиз образуются кварц-олигоклазовые гранофиры. По химизму породы эндоконтакта и апофиз отличаются от диоритов центральных частей тела меньшей основностью; обычно по составу они близки к гранодиоритам и местами обеднены калием (№ 97—99 в табл. 38). Экзоконтактовые породы представлены ороговикованными песчаниками (№ 105, 106 в табл. 38) и подчиненными им сланцами. Встречаются прослои почти чистых кварцитов.

Как видим, на контакте с алюмосиликатными породами в диоритах, несмотря на фации закалки, лейкократизация выражена отчетливо, но без обогащения калием. Эволюция эндоконтактовой зоны идет в сторону более кислых пород нормального ряда, а не в сторону сиенитов.

Среднезернистые кварцевые диориты слагают крупное интрузивное тело в Кескенсайском интрузиве и небольшое рвущее тело среди диоритов Сангузарского интрузива. Рассматриваемые породы в поле выглядят еще более однородными, чем любые более ранние, и лишь к контактам с вмещающими породами становятся гнейсовидными. Благодаря более светлой окраске, серой или буровато-серой, они уверенно отличаются от диоритов. Состав: плагиоклаз 45—50%, кварц 10—15%, микроклин 12—15%, роговая обманка 10%, биотит 10—15%. Нередки реликты клинопироксена. Акцессорные: апатит, сфен, циркон, эпидот, изредка ортит. Структура гипидиоморфнозернистая с монцонитовыми участками (фото 111).

Плагиоклаз зональный: № 48—25, $Ng=1{,}549—1{,}554$, $Nm=1{,}545—1{,}547$, $Np=1{,}540—1{,}542$. К-шпат решетчатый, криптопертитовый: $Ng=1{,}525—1{,}528$, $Nm=1{,}522—1{,}524$, $Np=1{,}518—1{,}520$; степень триклинности 0,58—0,75. Клинопироксен бесцветный: $cNg=42°$, $2V=+54°$. Роговая обманка обыкновенная зеленая: $cNg=12—25°$, $2V=(-)76—88°$, $Ng=1{,}662—1{,}666$, $Nm=1{,}655—1{,}659$, $Np=1{,}641—1{,}644$ (см. анализ № 41 в табл. 44). Биотит бурый и оливково-бурый: $Ng=1{,}630—1{,}632$ (см. анализы № 4—7 и 12—14 в табл. 44). Вторичные минералы обычно развиты мало: соссюрит, актинолит, хлорит, пелитовые продукты. Лишь в отдельных местах отмечена сильная актинолитизация и биотитизация. По химизму кварцевые диориты представляют собой относительно однородную группу (№ 1—25 в табл. 39). Калий всегда преобладает над натрием, так что монцонитоидная тенденция выражена вполне отчетливо.

Контакты с более ранними диоритами везде резкие, на петрохимических профилях (см. рис. 123, 124) они выражены уступом, т. е. скачком содержаний кремнезема. В нескольких местах наблюдались все признаки прорывания диоритов кварцевыми диоритами: апофизы, ксенолиты, приконтактовая лейкократизация (см. рис. 126, *д*, фото 100, 101). Примечательно, что здесь же кварцевые диориты несут ксенолиты роговиков, т. е. пород, явно вынесенных из глубины, так как отсюда по горизонтали до ближайших выходов аналогичных песчанико-сланцевых отложений не менее 1 км. Это хороший признак внедренного характера тела кварцевых диоритов.

С мраморами кварцевые диориты граничат редко, контакты плохо обнажены и остались неизученными.

Контакты кварцевых диоритов с песчанико-сланцевыми породами хорошо вскрыты по саю Карзак к востоку от кишл. Куртка. Они повсеместно четкие, прямолинейные, изучены в интервале более 3 км. В непосредственной близости к ним отмечаются ксенолиты — отторженцы боковых пород, а местами — остроугольные обломки и отдельные блоки более ранних габброидов или диоритов. Как показано на рис. 129, на расстоянии далее 2 м от контакта кварцевые

диориты представлены обычными биотит-роговообманковыми разностями (№ 9 и 15 в табл. 39). В эндоконтактовой зоне (фото 112) шириной 0,3—2 м в диоритах полностью исчезают микроклин и роговая обманка, и породы приобретают кварц-биотит - плагиоклазовый состав с повышенным содержанием акцессорного апатита.

В экзоконтакте развиты плагиоклаз-биотит-кварцевые роговики, превращенные в результате динамометаморфизма в кристаллические сланцы. Они обладают полосчатой текстурой благодаря чередованию богатых и бедных биотитом полосок, причем лейкократовые участки и полоски внешне и по составу схожи с приконтактовой аплитовидной каймой. Вблизи контакта на расстоянии до 10 м в роговиках присутствует до 10—15% плагиоклаза № 28—32 (фото 113). Биотит рыжеватый: $Nm = 1{,}636—1{,}638$; наравне с ним развит мусковит. В удалении от контакта плагиоклаз исчезает, а породы приобретают облик и состав обычных кварцево-слюдистых сланцев. Роговики и сланцы отличаются сильными вариациями содержаний кремнезема и общей низкой известковистостью, что характерно для всех песчанико - сланцевых толщ района (№ 38—41 в табл. 39). Эндоконтактовая зона по минералогическим признакам и химизму является переходной между кварцевыми диоритами и роговиками. Отдельные признаки пород при переходе через зону изменяются то постепенно, то скачкообразно (рис. 129). Более или менее постепенно уменьшаются количество цветного минерала, основность плагиоклаза и содержание кремнезема. Скачкообразно изменяется содержание окиси кальция в породе, а также показатель

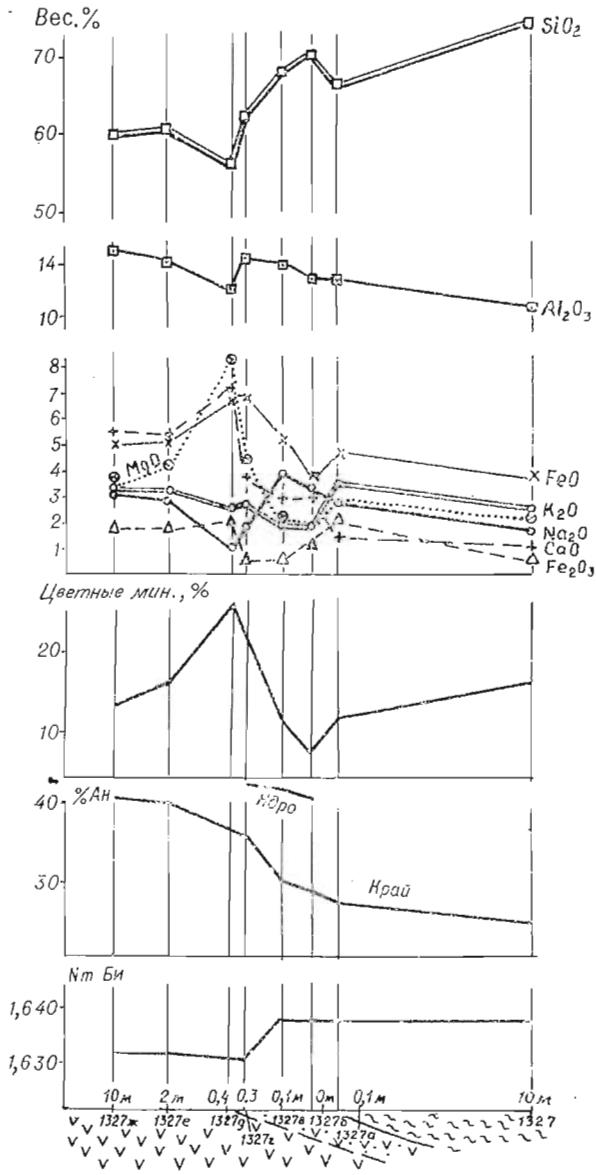


Рис. 129. Минералого-петрохимический профиль через контакт кварцевых диоритов с роговиками. Северная часть Кескенсайского интрузива к востоку от кишл. Куртка.

Обр. 1327ж — кварцевый диорит, 10 м от контакта (№ 9 в табл. 39); 1327е — то же, 2 м от контакта (№ 15); 1327д — то же, 0,4 м от контакта (№ 1); 1327г — эндоконтактовая порода, 0,3 м от контакта; 1327в — эндоконтактовая порода, переходная к граниту, 0,1 м от контакта (№ 35); 1327б — то же, из непосредственного контакта (№ 36); 1327а — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик из непосредственного контакта (№ 40); 1327 — то же, 10 м от контакта (№ 41).

преломления биотита. Изменение известковистости приурочено к обоим границами эндоконтактовой зоны и особенно резко проявлено на границе с кварцевыми диоритами, что сопровождается исчезновением роговой обманки в породе. Изменение показателей преломления биотита везде совершается в пределах узкой (до 10 см) эндоконтактовой зоны, непосредственно примыкающей к контакту с роговиками.

Изложенные данные приводят к выводу, что приконтактовые биотитовые кварцевые диориты, скорее всего, представляют собой продукт сильной переработки роговиков, так как по минеральному парагенезису те и другие породы тождественны. В то же время эндоконтактовая зона структурно не отличается от нормальных кварцевых диоритов и не имеет с ними отчетливой границы, тогда как контакт с роговиками очень резкий. Эти факты, как подчеркивает А. П. Пономарева, являются свидетельством того, что породы эндоконтакта, как и кварцевые диориты, кристаллизовались из расплава. В целом описанное явление можно определить как сопутствующий внедрению процесс диоритизации роговиков с их последующим магматическим замещением.

Биотиты приконтактовых кварцевых диоритов и роговиков описанного выше разреза были предметом специального изучения. В табл. 44 (№ 8—14) приведены результаты анализов 7 чистых биотитовых проб. Все биотиты относятся к ряду истонит — сидерофиллит — флогопит — аннит. Количество алюминия в шестерной координации колеблется в пределах 0,313—0,459. Показатель глиноземистости $\frac{Al}{Al+Mg+Fe+Si}$ постепенно возрастает по направлению к контакту и достигает максимальной величины (24%) в биотите из кристаллических сланцев в 10 м от контакта. По А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину (1965), это свидетельствует об увеличении кислотности среды. Коэффициент щелочности биотитов $\frac{Na+K}{Al}$ изменяется незакономерно: максимальные его значения (0,67—0,71) соответствуют промежуточным значениям показателя глиноземистости. То же самое можно сказать об отношении окисного и закисного железа. По общей железистости $\frac{FeO+2Fe_2O_3}{MgO+FeO+2Fe_2O_3}$ описываемые биотиты образуют 2 группы: 1) f=42,28—45,58 (роговики); 2) f=48,99—52,06 (кварцевые диориты). Обычно граница между ними, как указывалось выше, проходит не по контакту кварцевых диоритов и сланцев, а внутри эндоконтактовой зоны, в кварц-биотит-плагиоклазовых породах, прилегающих к сланцам.

Мелкозернистые кварцевые диориты З. А. Юдалевичем наблюдались в виде дайкообразных инъекций в описанных выше среднезернистых кварцевых диоритах (см. рис. 126, *е*). Обе породы отличаются только по зернистости, но не по составу. Сходные по облику и составу породы, по Э. П. Изоху, образуют два небольших тела среди диоритов в восточной части Кескенсайского интрузива (см. рис. 121). По составу они также очень близки к кварцевым диоритам главного тела данной фазы, но по химизму несколько менее кислые (№ 26—32 в табл. 39).

Контакты с монцо-диоритами очень четкие, хорошо видные в штуфах. На петрохимическом профиле (см. рис. 123, *а*) благодаря существенной разнице в составе пород контакты выражены отчетливой ступенью. В обнажениях 375 и 74 (см. рис. 122) в кварцевых диоритах наблюдались ксенолиты более ранних диоритов, инъекции-апофизы с проявлениями приконтактовой лейкократизации и другие признаки, не оставляющие сомнений в более позднем формировании кварцевых диоритов по сравнению с монцо-диоритами.

Гранодиориты слагают крупное (26 км^2) интрузивное тело в осевой части Кескенсайского интрузива. Это однообразные среднезернистые породы (зерна до 3—4 мм), слегка порфировидные благодаря

Таблица 39

Кескенсайский интрузив (кварцевые диориты)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. Кварцевые диориты главного тела										
1	1327д	56,85	0,70	12,00	1,97	6,29	0,043	8,28	7,24	0,93	2,54	0,04	2,45	0,19			99,52
2	760	58,30	0,74	16,69	0,84	5,28	0,09	4,13	7,01	2,90	2,54	0,14	1,32	0,28	0,20	0,01	100,26
3	123	58,31	0,75	15,69	1,45	4,67	0,10	4,08	6,28	2,71	3,50		1,74	0,30			99,58
4	2010	58,47	0,63	16,27	0,65	4,88	0,11	3,70	6,30	3,70	3,63	0,18	1,80	0,24	0,20	0,02	99,56
5	3064	58,59	0,70	13,40	0,21	4,85	0,14	7,25	6,52	2,85	3,30	0,09	1,34	0,22	0,20	0,01	99,46
6	763	58,87	0,69	16,00	0,10	5,56	0,09	4,28	5,96	2,80	3,60	0,06	1,68	0,28	0,20	0,01	99,97
7	756	59,04	0,68	15,63	0,69	4,95	0,09	4,23	5,74	2,85	3,85	0,11	1,44	0,24	0,20	0,04	99,54
8	2009	59,43	0,65	15,75	0,49	5,24	0,11	3,50	6,72	2,87	3,23	0,24	1,26	0,22	0,20	0,01	99,71
9	1327ж	59,93	0,54	15,27	1,70	5,01	0,015	3,41	5,46	3,25	3,34	0,02	1,44	0,18			99,56
10	125	59,98	0,68	15,93	1,33	4,25	0,10	3,54	5,59	2,81	3,64		1,60	0,28			99,73
11	118	60,20	0,67	15,88	1,74	3,65	0,09	3,67	5,30	2,87	3,66		1,66	0,30			99,64
12	178а	60,23	0,53	15,46	0,90	4,96	0,08	3,81	5,47	3,08	3,77	0,10	0,78	0,07	0,03		99,31
13	3035	60,42	0,55	16,08	2,48	4,16	0,09	3,10	5,60	2,36	3,40	0,22	1,64	0,21	0,20	0,01	100,31
14	119	60,45	0,65	15,63	1,93	4,01	0,08	3,52	4,95	2,81	3,70		2,04	0,27			100,04
15	1327е	60,93	0,60	14,27	1,72	5,15	0,022	4,18	5,34	2,88	3,20	0,12	1,22	0,21			99,84
16	121	61,35	0,62	15,50	1,13	3,83	0,08	3,36	4,07	3,18	4,14		1,99	0,28			99,56
17	3031	61,40	0,60	16,60	0,55	4,09	0,11	3,22	5,32	2,83	3,53	0,15	1,15		0,20	0,01	99,55
18	120	61,54	0,59	15,97	1,25	3,65	0,08	3,31	5,12	2,90	3,60		1,24	0,25			99,50
19	122	61,55	0,65	15,38	1,88	3,53	0,11	3,57	5,00	2,71	3,81		1,29	0,24			99,72
20	8744	61,67	0,42	15,33	2,64	2,87	0,09	3,05	5,30	2,98	3,79	0,31	1,31	0,13	0,10		99,89
21	126	61,99	0,56	15,56	1,26	3,71	0,08	3,18	5,44	2,78	3,75		1,60	0,26			100,17
22	124	62,00	0,74	15,34	1,30	3,83	0,07	3,24	4,80	2,65	3,66		1,64	0,27			99,54
23	174а	62,10	0,43	15,13	1,70	3,67	0,09	3,10	4,76	3,80	3,74	0,06	1,14	0,09	0,03		99,81
24	755	63,11	0,40	17,30	0,67	2,80	0,05	2,52	4,21	3,04	3,51	0,13	0,92	0,13	0,20	0,08	98,79
25	767	63,92	0,51	16,32	0,34	3,80	0,11	2,62	4,90	2,00	2,53	0,18	2,02	0,22	0,22	0,01	99,47
Среднее	из 25	60,43	0,61	15,51	1,24	4,35	0,09	3,71	5,54	2,78	3,48	0,09	1,51	0,21			99,60
							2. Мелкозернистые кварцевые диориты мелких тел										
26	76	58,15	0,89	15,73	1,83	4,37	0,10	4,34	6,43	2,73	3,09		2,07	0,27			100,03
27	75	58,80	0,83	15,51	1,52	4,19	0,13	4,05	5,99	2,76	3,55		2,15	0,30			99,78
28	77	58,90	0,85	15,88	1,63	4,25	0,09	3,55	6,31	2,85	3,24		1,75	0,28			99,61

29	374б	58,99	0,82	15,89	2,41	3,95	0,12	3,85	6,40	2,68	2,86		1,95	0,26		100,18
30	74	59,89	0,88	16,22	1,40	4,19	0,10	3,37	5,47	2,91	3,45		1,58	0,34		99,80
31	374а	61,24	0,64	15,82	1,13	3,83	0,10	3,46	5,70	2,84	3,14		1,43	0,23		99,56
32	58б	62,42	0,69	15,61	1,27	4,31	0,12	2,93	4,66	2,78	3,80		0,95	0,26		99,80
Среднее	из 7	59,77	0,80	15,81	1,61	4,15	0,11	3,65	5,85	2,79	3,30		1,69	0,28		99,81
							3. Кварцевые диориты на контакте со сланцами									
33	1327г	69,97	0,56	14,54	0,49	6,29	0,016	4,26	3,68	1,75	2,64	0,18	1,06	0,21		98,65
34	1326а	66,00	0,40	15,40	0,37	4,44	0,11	2,51	3,30	3,58	2,30	—	1,04	—		99,45
35	1527в	68,71	0,46	14,48	0,41	5,29	0,005	1,96	2,85	3,81	1,85		0,92	0,08		99,83
Среднее	из 3	65,89	0,47	15,47	0,42	5,34	0,04	2,91	3,28	3,05	2,26	0,06	1,01	0,1		99,30
							4. Лейкократовые оторочки									
36	1327б	70,95	0,46	12,79	1,42	3,57	0,006	1,53	2,85	3,22	1,68	0,08	0,82	0,11		99,59
37	1326б	72,30	0,38	13,90	0,28	2,35	0,09	1,30	2,90	3,80	1,34	—	0,56	—		99,21
Среднее	из 2	71,63	0,42	13,35	0,85	2,97	0,05	1,42	2,88	3,51	1,51	0,04	0,69	0,06		99,38
							5. Вмещающие породы из контактов с кварцевыми диоритами									
38	1326в	77,00	0,54	11,20	0,52	2,50	0,06	1,60	1,45	2,46	1,45		0,59			99,37
39	1326г	67,10	0,82	14,40	1,89	3,79	0,10	2,50	1,15	1,42	4,12	—	2,01	—		99,30
40	1327А	66,95	0,86	12,63	2,02	4,72	0,01	2,83	1,41	2,81	3,48	—	1,68	0,08		99,48
41	1327	74,83	0,60	10,83	0,52	3,72	0,007	1,96	0,95	1,84	2,49	0,04	1,73	0,11		99,63
Среднее	из 4	71,47	0,70	12,26	1,24	3,68	0,04	2,20	1,24	2,14	2,88	0,01	1,50	0,05		99,42

Примечание. 1 (А. П.) — биотитовый кварцевый диорит, в 0,4 м от контакта со сланцами, к востоку от кишл. Куртка. 2 (З. Ю.) — кварцевый диорит, Сангузарское тело. 3 (В. М.) — биотит-роговообманковый кварцевый диорит, левобережье Авгасая. 4 (З. Ю.) — диорит, правый борт Зайнаксая. 5 (З. Ю.) — то же, южный склон водораздела Сарыча — Зайнак. 6 (З. Ю.) — то же, Сангузарское тело. 7 (З. Ю.) — сиенито-диорит, там же. 8 (З. Ю.) — диорит, Зайнаксай. 9 (А. П.) — то же, что в № 1, 10 м от контакта. 10 (В. М.) — то же, что № 3. 11 (В. М.) — то же, с реликтами клинопироксена. 12 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый кварцевый диорит, близ северного контакта с роговиками, сай Карзак, к востоку от кишл. Куртка. 13 (З. Ю.) — кварцевый диорит, 1 км выше Булакбаши (Кескенсай). 14 (В. М.) — биотит-роговообманковый кварцевый диорит с реликтами клинопироксена, левобережье Авгасая. 15 (А. П.) — то же, что № 9. 16 (В. М.) — то же, что № 14. 17 (З. Ю.) — кварцевый диорит, водораздел Сарыча — Булакбаши. 18, 19 (В. М.) — то же, что № 14. 20 (М. С.) — кварцевый диорит, Кескенсай выше Мъедоныча. 21, 22 (В. М.) — кварцевый диорит с реликтами клинопироксена левобережье Авгасая. 23 (Э. И.) — кварцевый диорит, Кескенсай выше Мъедоныча, близ контакта с гранодиоритами. 24 (З. Ю.) — кварцевый сиенито-диорит, Сангузарское тело. 25 (З. Ю.) — то же. 26 (В. М.) — к юго-востоку от Авгакургана. 27, 28 (В. М.) — там же. 29 (Э. И.) — близ Каттанча. 30 (В. М.) — к юго-востоку от Авгакургана. 31 (Э. И.) — близ Каттанча. 32 (В. М.) — Авгакурган, дайка в диоритах. 33, 34 (А. П.) — биотитовый кварцевый диорит из эндоконтакта, к востоку от кишл. Куртка. 35 (А. П.) — то же, переходный к граниту, там же. 36, 37 (А. П.) — эндоконтактовый лейкократовый плагиогранит, там же. 38 (кв) (А. П.) — плагиоклаз-биотит-кварцевый сланец из непосредственного контакта, к востоку от кишл. Куртка. 39 (кв) (А. П.) — то же, там же, 1 м от контакта. 40 (А. П.) — то же, там же, из непосредственного контакта. 41 (А. П.) — то же, в 10 м от контакта.

табличкам микроклина до 1 см; с четко выделяющимися роговой обманкой и биотитом на светло-сером кварц-полевошпатовом фоне. Состав: кварц 20%, плагиоклаз 40%, микроклин 25%, биотит 5—10%, роговая обманка 10%. В последней встречаются реликты клинопироксена. Акцессорные: апатит, ортит, сфен, эпидот, циркон, ильменит. Плагиоклаз зональный № 41—20: $Ng=1{,}549$—$1{,}553$, $Nm=1{,}544$—$1{,}549$, $Np=1{,}540$—$1{,}544$. К-шпат решетчатый, пертитовый: $Ng=1{,}524$—$1{,}527$, $Nm=1{,}521$—$1{,}525$, $Np=1{,}518$—$1{,}522$, степень триклинности от 0,2 до 1,0. Роговая обманка зеленая, обыкновенная: $cNg=12$—$24°$, $2V=(-)79$—$85°$, $Ng=1{,}663$—$1{,}670$, $Nm=1{,}655$—$1{,}663$, $Np=1{,}640$—$1{,}649$ (№ 42 в табл. 44). Биотит бурый, слегка оливковый: $Ng=1{,}636$—$1{,}649$, $Np=1{,}590$—$1{,}596$ (№ 15—22 в табл. 44). По химизму (№ 1—16 в табл. 39) породы однородны. Однако в южной части тела в долине Кескенсая выделяется интервал с несколько меньшей основностью гранодиоритов (№ 13—16 в табл. 39), который на петрохимическом и петрофизическом профилях (см. рис. 123—125) имеет вид ступени. Судя по этим данным, здесь намечается особое интрузивное тело более кислых пород, близких к адамеллитам. Резкие интрузивные контакты гранодиоритов и кварцевых диоритов, с апофизами и явлениями приконтактовой лейкократизации наблюдались неоднократно (см. рис. 126, *ж*). Нередки дайки гранодиоритов в более ранних породах (фото 102).

Северная граница гранодиоритового тела с кварцевыми диоритами по Кескенсаю (обн. 174) нерезкая, с зоной перехода около 1 м, по обе стороны от которой породы имеют различный облик и состав, сохраняющийся затем постоянным на протяжении многих сотен метров в ту и другую сторону. На петрохимическом и геолого-геофизическом разрезах (см. рис. 123—125) эта граница выражена отчетливой ступенью. Таким образом, наблюдаемый постепенный переход от гранодиоритов к кварцевым диоритам имеет локальное значение, он обусловлен взаимодействием между двумя сближенными по составу и времени формирования интрузивными телами и, следовательно, к «фациальной» зональности отношения не имеет.

Граниты в Кескенсайском интрузиве встречаются только в виде отдельных даек и жил (№ 17, 18 в табл. 40), а в западной части — в виде удлиненных узких тел, секущих все ранее описанные породы. По Зайнаксаю и Карзаксаю наблюдалось непосредственное прорывание кварцевых диоритов и гранодиоритов гранитами Темиркобукского интрузива. Контакт очень резкий, хотя и без закалки. Видно срезание им гнейсовидности в кварцевых диоритах. В последние от гранитов отходят апофизы мощностью от 0,3 до 1 м, прослеживаемые на десятки метров. Часто они переходят в пегматоидные граниты и пегматиты (см. рис. 126, *з* и фото 103).

Резюме по Кескенсайскому и Сангузарскому интрузивам:

1. Оба интрузива отчетливо многофазные. Они состоят из интрузивных пород, внедренных строго в гомодромном порядке: 1 — габбро и сопряженные с ними амфиболизированные габбро-пироксениты, 2 — резкопорфировидные габбро-диориты, 3 — диориты, 4 — монцо-диориты, 5 — мелкозернистые кварцевые диориты, 6 — среднезернистые кварцевые диориты, 7 — гранодиориты, 8 — гранодиориты, близкие к адамеллитам, 9 — граниты (см. рис. 135).

2. При детальном изучении выделены многочисленные интрузивные тела, отвечающие перечисленным выше группам (фазам внедрения). Особенно много мелких и разобщенных тел дают породы габбровой и диоритовой групп фаз. Это означает, что интрузив сформирован в результате многочисленных последовательных внедрений магматического расплава в одну и ту же постепенно приоткрывающуюся полость. При этом чем ближе по составу и, следовательно, по времени формирования

Таблица 40

Кескенсайский интрузив (гранодиориты и граниты)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. Гранодиориты										
1	705	63,33	0,49	15,30	0,55	4,09	0,12	3,33	4,35	2,65	3,70	0,16	1,22	0,16	0,20	0,01	99,13
2	6231	64,24	0,34	15,82	0,97	3,30	0,08	2,30	4,44	3,27	3,99	0,17	0,84	0,29	0,06	0,10	100,05
3	2008	64,37	0,40	15,87	0,40	3,45	0,06	2,50	4,90	2,81	3,30	0,14	1,20	0,17	0,14	0,20	99,57
4	176а	64,62	0,31	15,85	1,00	2,63	0,06	2,25	4,62	3,63	4,15	0,04	0,88	0,02		0,06	100,06
5	174г	64,78	0,36	16,21	1,00	2,76	0,06	1,89	4,46	3,65	3,96	0,09	0,98	0,01		0,06	100,21
6	2001-6	64,90	0,33	16,40	0,70	3,08	0,07	1,80	4,31	3,30	3,50	0,20	1,02	0,13	0,20	0,20	99,74
7	М-9	65,15	0,35	15,70	0,44	2,88	0,06	2,10	3,08	4,40	3,93	0,05	1,40	0,05	0,11	0,20	99,59
8	М-6	65,37	0,35	15,83	0,66	2,68	0,06	2,30	3,36	3,78	4,41	0,07	1,45	0,05	0,13	0,10	100,37
9	6250	65,39	0,32	15,53	1,12	2,80	0,08	1,80	4,20	3,55	3,60	0,19	1,03	0,16	0,30	0,14	99,77
10	2001	65,83	0,31	16,41	0,80	2,16	0,03	1,51	3,92	3,46	3,71	0,10	1,30	0,10	0,20	0,02	99,64
11	3033	66,10	0,25	15,86	0,65	2,51	0,06	1,71	4,20	3,45	4,00	0,12	0,90	0,10	0,20	0,01	99,91
12	3034	66,26	0,25	16,12	0,26	2,65	0,06	1,60	3,92	3,00	4,43	0,13	0,90	0,14	0,20	0,01	99,72
13	3030	67,20	0,25	16,00	0,25	2,80	0,04	1,71	4,07	3,30	3,70	0,16	0,76	0,13	0,16	0,20	100,37
14	3032	67,40	0,15	16,12	0,57	1,86	0,03	1,22	3,64	3,72	4,00	0,21	0,72	0,08	0,20	0,01	99,72
15	6227	67,73	0,06	15,68	0,74	1,87	0,06	1,50	3,50	3,78	3,72	1,04	1,04	0,10	0,11	0,10	100,82
16	2007	68,54	0,15	15,79	0,57	1,43	0,08	2,00	3,50	3,71	3,50	0,12	0,78	0,06	0,20	0,01	100,23
Среднее	из 16	65,70	0,29	15,91	0,67	2,68	0,06	1,97	4,03	3,47	3,85	0,19	1,03	0,11	0,20		99,96
							2. Граниты секущих тел										
17	175в	71,52	0,15	13,87	0,60	0,97	0,05	0,75	2,80	3,90	4,10	0,07	0,63			0,01	99,85
18	555б	71,70	0,17	13,94	0,49	1,30	0,04	0,65	2,46	2,95	4,63	0,10	1,74	0,03	0,50	0,02	100,20
Среднее	из 2	71,61	0,16	13,91	0,55	1,14	0,05	0,70	2,63	2,42	4,86	0,09	1,18				

Примечание. 1 (З. Ю.) — гранодиорит из эндоконтакта, правый водораздел Сарычасая. 2 (М. С.) — граносиенит, близ слияния Зайнака и Булакбаши. 3 (З. Ю.) — гранодиорит, водораздел Зайнака и Сарыча. 4 (Э. И.) — роговообманково-биотитовый гранодиорит, там же. 5 (Э. И.) — то же, Кескенсай ниже устья Зайнака. 6 (З. Ю.) — то же, верховья Зайнаксая. 7 (М. С.) — гранодиорит, переходный к граносиениту, Кескенсай ниже устья Зайнака. 8 (М. С.) — катаклазированный граносиенит, Кескенсай близ контакта с кварцевыми диоритами. 9 (М. С.) — гранодиорит, Кескенсай близ устья Булакбаши. 10 (З. Ю.) — то же, северный склон водораздела Зайнак — Сарыча. 11, 12 (З. Ю.) — то же, южный склон водораздела Сарыча — Булакбаши. 13 (З. Ю.) — то же, Кескенсай, слияние Булакбаши и Сарыча. 14 (З. Ю.) — то же, там же, 0,6 км к западу от слияния. 15 (М. С.) — то же, близок к граносиениту, Кескенсай выше устья Булакбаши, 16 (З. Ю.) — северный склон водораздела Зайнак — Сарыча. 17 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый гранит из дайки, секущей гранодиориты у слияния Зайнака и Сарыча. 18 (З. Ю.) — жильные гранит, левый борт Каттанчсая.

стоят друг к другу интрузивные тела, тем менее резко выражены их границы и тем труднее их различать и оконтуривать без применения специальных методик. Площадное петрохимическое или петрофизическое опробование в этих случаях оказывается эффективным и вполне объективным методом расчленения и картирования.

3. Более ранние и соответственно более основные интрузивные тела сосредоточены на периферии интрузива, т. е. по отношению к более поздним телам играют такую же роль, как вмещающие породы. Благодаря симметричному расположению краевых интрузивных тел восточная часть Кескенсайского интрузива имеет зональное строение, которое ранее относилось за счет ассимиляции (Исамухамедов, 1955).

4. Судя по нашим данным, симметрично-зональное расположение интрузивных тел в восточной части Кескенсайского интрузива может быть объяснено либо последовательным внедрением магмы меняющегося состава в седловидную полость отслоения, либо внедрением более поздних порций расплава в ослабленную осевую полость наподобие того, что имеет место в сложных симметричных дайках.

5. На контактах с вмещающими и более ранними интрузивными породами либо не фиксируется существенных изменений состава, либо наблюдаются следующие главные типы приконтактовых изменений: а) формирование более кислой пегматоидной зоны, возникшей благодаря повышенной роли летучих; б) формирование монцо-диоритов, переходящих в пироксеновые сиениты, на контактах с мраморами и более основными породами предыдущих фаз; в) образование более кислых интрузивных пород, лишенных роговой обманки, на контактах с песчанико-сланцевыми боковыми породами, часто с краевыми лейкократовыми каймами (гранитными или плагиогранитными). При этом роль калия обычно не возрастает; нередко она сильно уменьшается.

Ни в одном случае не было зафиксировано существенного увеличения основности в сторону контактов с образованием при этом пород, хоть сколько-нибудь сравнимых с интрузивными породами более ранних фаз.

6. Общей особенностью пород Кескенсайского интрузива является весьма постепенное изменение свойств интрузивных пород от ранних фаз к поздним, т. е. непрерывный и гомодромный характер интрузивной серии. Характерны близкие содержания натрия и калия во всех породах при некотором преобладании последнего, начиная уже с диоритов (см. рис. 134, 135).

Из-за этого диориты, кварцевые диориты и некоторые гранодиориты приобретают черты, свойственные монцонитам, сиенито-диоритам и граносиенитам, особенно ярко выраженные в приконтактовых зонах, но фиксируемые также внутри интрузивных тел.

7. Петрофизические исследования, проведенные М. В. Сухиным, хорошо подтверждают сложное строение интрузива, выявленное при помощи геологических наблюдений и при петрохимическом опробовании. По его данным, интрузив не находит выражения в гравитационном поле. Магнитное поле над ним, по данным аэромагнитной и наземной съемок, отрицательное, что обусловлено весьма слабыми магнитными свойствами пород.

8. В связи с габброидами Кескенсайского интрузива отмечены небольшие тела скарноидов с залежами массивных магнетитовых руд. В диоритах в районе Каттаича есть зона кварцевых жил с признаками золотоносности. В то же время в габбро и диоритах района Каттаича и других мест, по З. А. Юдалевичу и И. В. Мушкину, имеются ксенолиты жильного кварца, сравнимого с таковым «добатолитовых» кварцевых жил, с которыми ассоциирует главная масса золотого оруденения в Северо-Нуратинском поясе. Рядом с интрузивом во вмещающих породах кварцевые жилы весьма обильны, тогда как в самом Кескенсайском интрузиве их, за исключением одного места, по существу, нет (см. гл. VI).

Мадаватский интрузив

Интрузив именуется также Коблятынским. От Темиркобукского гранитного интрузива отделен перемычкой вмещающих пород (см. рис. 120). Детально исследован З. А. Юдалевичем и Г. Г. Сандомирским.

Площадь интрузива около 30 кв. км. Вмещающие породы на севере относятся к ауминзинской, а на юге к тасказганской свитам. В их составе преобладают метаморфизованные терригенные отложения и кварциты, но встречаются прослои мраморов. Интрузив, по З. А. Юдалевичу, является межформационным телом с более пологим (35—50°) северным и крутым или вертикальным южным контактами. Наряду с прямолинейными встречаются фестончатые контакты, представляющие собой чередование послойных апофиз и линз интрузивных пород с кристаллическими сланцами, кварцитами или мраморами.

Главные типы пород следующие (от ранних): габбро и габбро-амфиболиты — диориты — монцо-диориты — кварцевые диориты — гранодиориты — жильные граниты и лейкограниты. Есть дайки кварцевых диорит-порфиритов. По облику, особенностям минералогического состава и химизма (табл. 41), а также последовательности формирования весь ряд интрузивных пород Мадаватского интрузива совершенно аналогичен таковому Кескенсайского.

Темиркобукский интрузив

Площадь интрузива (без Кескенсайского) около 270 кв. км. Вмещающие породы — сильно метаморфизованные песчанико-сланцевые отложения, кремнистые породы, кварциты и мраморы (см. рис. 120). Контакты имеют падение в сторону боковых пород, они почти везде согласные, обычно крутые или вертикальные, реже пологие, а в западной части фестончатые из-за обилия апофиз.

З. А. Юдалевичем и его сотрудниками интрузив в 1967—1969 гг. был закартирован в масштабе 1:25 000 и расчленен на большое число интрузивных тел. Правильность этого расчленения была подтверждена М. В. Сухиным и его сотрудниками при выполнении геолого-геофизических профилей, а также Э. П. Изохом при маршрутных пересечениях, частью проделанных совместно с З. А. Юдалевичем. Приконтактовые явления изучались А. П. Пономаревой.

Схема расчленения гранитоидов Темиркобукского интрузива следующая.

1) Лянгарский комплекс: крупнозернистые биотитовые граниты;

2) Шуракский комплекс: 1 — среднезернистые биотитовые адамеллиты, 2 — средне-мелкозернистые биотитовые адамеллиты, 3 — среднезернистые биотитовые граниты;

3) Гатчинский комплекс: 1 — крупнозернистые двуслюдяные граниты, 2 — среднезернистые двуслюдяные граниты, 3 — мелкозернистые двуслюдяные граниты, 4 — тонкозернистые и мелкозернистые двуслюдяные граниты, 5 — среднезернистые двуслюдяные граниты.

В каждом комплексе развиты свои жильные и дайковые лейкограниты, аплиты, пегматит-аплиты и пегматиты. В Шуракском комплексе есть также дайки адамеллит-порфиров. Последовательность гранитоидных комплексов здесь такая же, как в Актауском интрузиве, однако менее полно представлен Лянгарский комплекс (нет гранодиоритов и адамеллитов) и гораздо более полно — Гатчинский, расчлененный на несколько фаз.

Лянгарский комплекс

Комплекс выделен в качестве особого подразделения по аналогии с Актауским интрузивом. З. А. Юдалевич граниты этого подразделения относит к первой фазе Шуракского комплекса.

Таблица 41

Мадаватский интрузив

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. Диориты и монцо-диориты										
1	8954	53,26	0,70	13,33	1,33	5,98	0,13	7,80	8,12	2,50	3,90	2,03	2,03	0,45	0,55	0,10	101,56
2	165а	54,10	0,67	13,41	1,62	6,06	0,12	9,03	8,00	2,35	2,51	0,11	0,16	0,17		—	98,31
3	М-2 9	56,16	0,62	14,95	0,99	5,47	0,12	7,20	6,30	3,14	3,04	0,08	1,13	0,11	0,11	0,18	99,31
4	4645	56,53	0,76	13,60	0,61	6,64	0,15	7,70	7,01	2,10	3,60	0,14	0,66	0,34	0,20	0,03	99,82
5	8948	56,60	0,62	14,60	2,95	4,50	0,11	6,15	7,20	2,53	2,95	0,21	1,39	0,12	0,38	0,10	99,93
6	4644	56,86	0,70	13,54	1,20	5,39	0,10	6,70	6,59	2,20	3,93	0,13	2,16	0,50	0,20	0,01	99,80
7	8951	56,91	0,65	13,89	1,22	5,26	0,13	7,00	6,58	2,45	3,47		2,00	0,42	0,11	0,11	99,98
8	8975	56,93	0,67	13,87	3,25	3,77	0,12	6,30	7,14	2,62	3,00	0,32	1,53	0,25	0,30	0,10	99,77
9	М-35	57,00	0,68	14,00	0,39	6,01	0,12	7,00	6,30	2,50	4,20	0,06	1,06	0,16	0,11	0,10	99,48
10	М-37	57,06	0,56	15,50	0,68	5,02	0,12	5,25	5,46	3,57	5,00	0,09	1,14	0,10	0,23	0,10	99,55
11	М-36	57,30	0,62	13,50	1,31	5,36	0,12	6,90	6,23	2,30	4,37	0,05	1,02	0,33	0,10	0,10	99,41
Среднее	из 11	56,25	0,66	14,00	1,41	5,41	0,12	7,00	6,81	2,57	3,63	0,29	1,3	0,27			99,72
							2. Кварцевые диориты										
12	4646	59,37	0,63	14,44	0,72	4,96	0,10	5,80	5,46	2,90	3,51	0,15	1,54	0,30	0,28	0,01	99,88
13	164в	62,11	0,52	14,36	0,80	4,09	0,09	4,12	4,76	3,13	3,92	0,08	0,91	0,09		0,07	98,98
14	1013	62,72	1,02	12,52	2,31	4,87	0,01	3,53	5,00	3,39	4,57		0,10	0,22		0,01	100,26
Среднее	из 3	61,4	0,72	13,77	1,28	4,64	0,07	4,48	5,07	3,14	4,00	0,08	0,85	0,20			99,70
							3. Гранодиориты										
15	9113	65,53	0,39	14,63	1,00	2,48	0,07	2,70	3,92	2,97	3,70	0,40	1,94	0,13	0,41	0,10	99,86
16	163а	65,67	0,47	14,39	0,90	3,16	0,05	3,20	3,64	3,13	4,42	0,07	0,60	0,04	—	0,01	99,74
17	4648	66,30	0,53	14,52	0,88	3,09	0,07	3,00	3,36	3,00	4,35	0,08	0,64	0,20	0,20	0,01	100,02

18	М-30	66,40	0,43	14,71	0,44	2,88	0,06	2,60	3,22	3,57	5,00	0,09	0,84	0,05	0,10	0,10	100,29
19	794	66,76	0,31	16,18	0,29	2,05	0,04	1,61	2,57	4,12	4,80	0,10	1,24	0,14	0,26	0,01	100,21
20	164в	67,24	0,30	14,24	0,40	2,80	—	3,10	3,50	2,88	4,17	0,06	0,65	—		0,01	99,34
Среднее	из 6	66,32	0,41	14,78	0,65	2,74	0,05	2,7	3,37	3,28	4,36	0,13	0,99	0,09			99,87
							4. Адамеллиты, граниты										
21	6508	69,09	0,28	14,44	1,71	1,99	0,05	1,40	2,09	3,31	4,20	0,32	1,26	0,17	0,19	0,1	100,31
22	793	69,30	0,18	15,81	0,05	1,62	0,04	1,11	2,94	4,50	3,60	0,22	0,66	0,11	0,20	0,01	100,14
23	1057	70,33	0,60	13,00	1,98	1,90	Сл.	1,66	2,13	3,94	4,73		0,38	0,10			100,75
24	166г	71,66	0,20	14,43	—	1,87	—	1,00	2,52	4,15	3,46	0,11	0,61	—			100,01
Среднее	из 4	70,09	0,32	14,42	0,94	1,85	0,02	1,29	2,42	3,98	4,00	0,16	0,72	0,1			100,3
							5. Кварцевый диоритовый порфирит, дайковый										
25	163г	59,07	0,55	14,73	1,10	4,45	0,09	5,23	4,62	3,50	4,29	0,12	1,35	0,14	—	0,05	99,24

Примечание. 1 (М. С.) — габбро-диорит. 2 (Э. И.) — монцо-диорит биотит-роговообманковый, район кишл. Мадават. 3 (М. С.) — диорит кварцсодержащий, давленый. 4 (З. Ю.) — диорит, фация эндоконтакта, левый борт Майбулаксая. 5 (М. С.) — диорит кварцсодержащий. 6 (З. Ю.) — сиенито-диорит, верховья Майбулаксая. 7 (М. С.) — кварцевый диорит. 8 (М. С.) — биотит-роговообманковый диорит. 9 (М. С.) — диорит-монцонит. 10 (М. С.) — роговообманковый сиенито-диорит. 11 (М. С.) — диорит-монцонит. 12 (З. Ю.) — кварцевый сиенито-диорит, верховья Майбулаксая. 13 (Э. И.) — биотит-роговообманковый кварцевый диорит, район кишл. Мадават. 14 — диорит, по Н. А. Лосеву. 15 (М. С.) — гранодиорит. 16 (Э. И.) — биотит-роговообманковый порфировидный гранодиорит, близ родника Мадават. 17 (З. Ю.) — гранодиорит, правый приток Майбулаксая. 18 (М. С.) — то же. 19 (З. Ю.) — жильный гранодиорит, 600 м к югу от г. Джеллига. 20 (Э. И.) — биотит-роговообманковый порфировидный гранодиорит, близ кишл. Мадават. 21 (М. С.) — катаклазированный гранодиорит. 22 (З. Ю.) —жильный гранодиорит. 23 — гранодиорит, по Н. А. Лосеву. 24 (Э. И.) — биотитовый гранит из жилы в гранодиоритах, близ кишл. Мадават. 25 (Э. И.) — из дайки, секущей гранодиориты у кишл. Мадават.

Граниты комплекса слагают крупное (45 км²) интрузивное тело на востоке, которое непосредственно прорывает породы Кескенсайского интрузива. На юге, в районе Джамбулака, оно сечет дайки диоритпорфиритов и системы кварцевых жил Бокалинской серии.

Граниты в основном крупнозернистые с вариациями до средне- или грубозернистых, слабопорфировидные, массивные, реже гнейсовидные. Состав: плагиоклаз 40%, К-шпат 27%, кварц 30%, биотит 5%; акцессорные: сфен, ортит, апатит, циркон, монацит, встречаются гранат, единичные зерна роговой обманки (очень редко) или чешуйки мусковита (не всегда). Структура гипидиоморфнозернистая, разнозернистая, часто бластическая. Плагиоклаз зональный: № 27—30 (до № № 32—34 в ядре и № № 15—20 на краю), $Ng = 1{,}546$, $Nm = 1{,}541$, $Np = 1{,}538$ (№ 48 в табл. 44). К-шпат решетчатый, от слабо до умеренно пертитового, степень триклинности 0,8; $Ng = 1{,}525$ — $1{,}527$, $Nm = 1{,}522$ — $1{,}524$, $Np = 1{,}518$ — $1{,}520$ (№ 58 в табл. 44). Биотит грязно-бурый или рыжеватый: $Ng = 1{,}647$ — $1{,}659$, $Np = 1{,}587$ — $1{,}603$ (№ 23 в табл. 44).

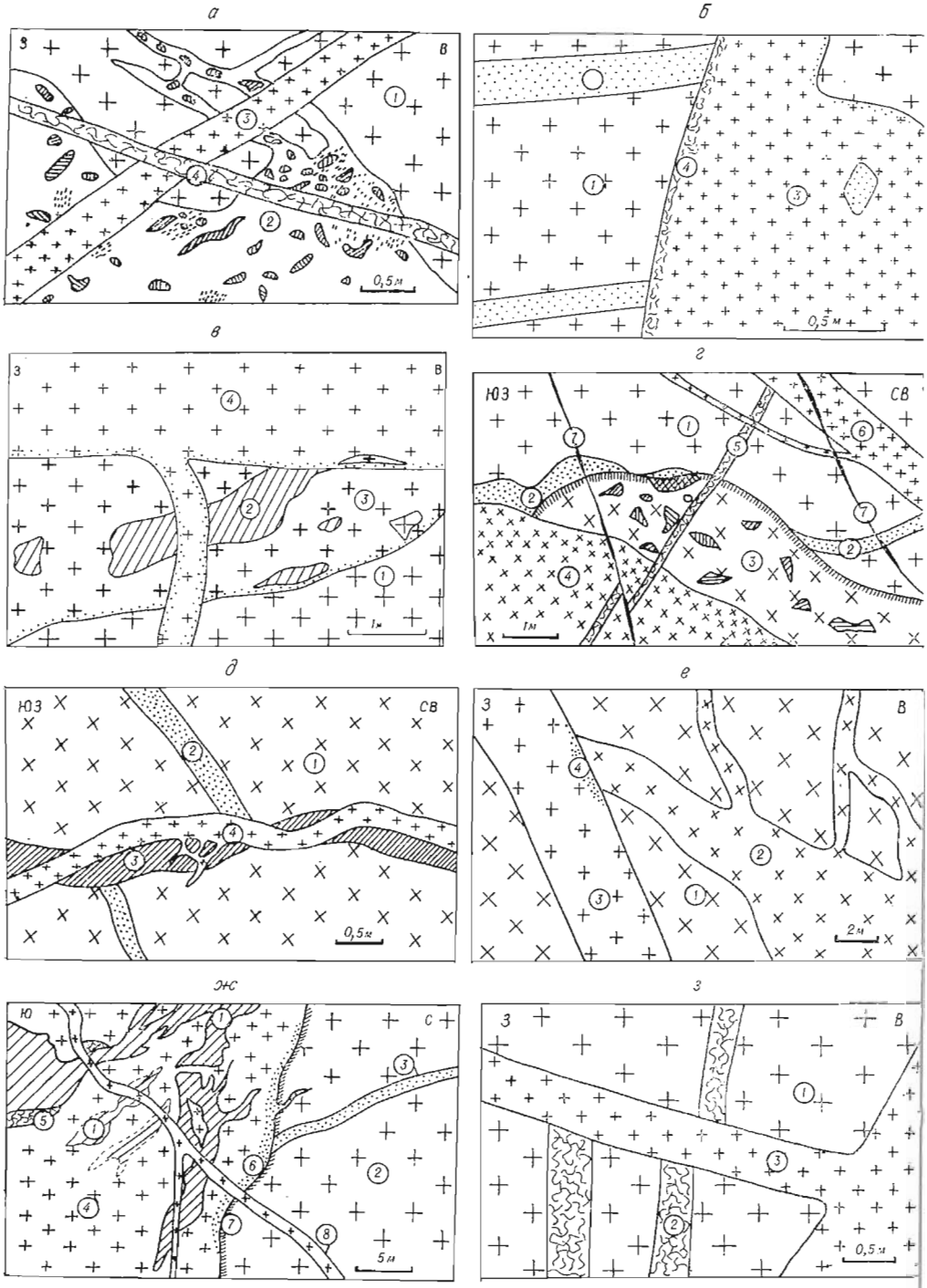


Рис. 130. Зарисовки обнажений

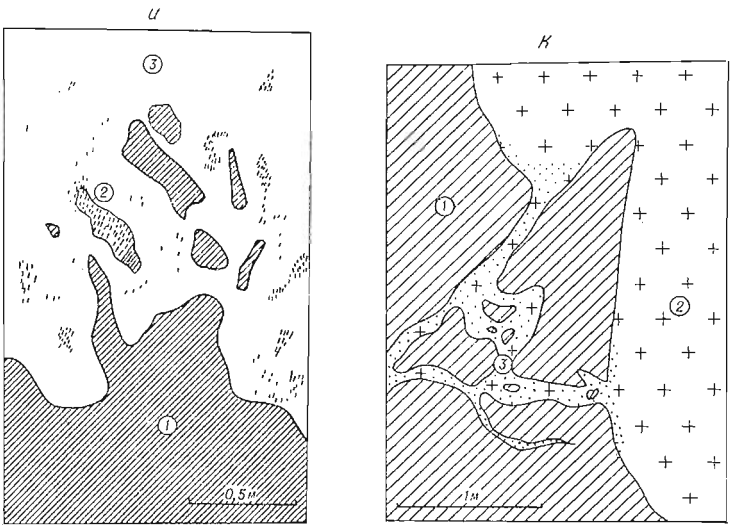
а — обн. 707 (З. Ю.), урочище Шурак, левый борт Сангузарсая, 250 м к юго-востоку от выс. 780,6 м тами и «теневыми» реликтами сланцев, *3* — мелкозернистые двуслюдяные граниты, *4* — пегматит); нистые биотитовые адамеллиты с ксенолитом раннего аплита, *4* — пегматит-аплитовая эндоконтакто ты Лянгарского комплекса, *2* — ксенолиты роговиков, *3* — среднезернистые адамеллиты Шуракского борт Сангузарсая, 250 м к северо-западу от выс. 780,6 м (*1* — крупнозернистые биотитовые граниты, контактовой зонкой, обогащенной биотитом, *4* — мелкозернистые биотитовые адамеллиты с более мел с гранатом и турмалином, *7* — кварц-турмалиновые прожилки); *д* — обн. 752 (З. Ю.), урочище Шурак, лейкограниты, *3* — тонкозернистый адамеллит-порфир, *4* — мелкозернистый двуслюдяной гранит); крупнозернистые биотитовые адамеллиты, *2* — мелкозернистые биотитовые адамеллиты, в контакте 4620 (З. Ю.), правый борт Ташбулаксая, 600 м к юго-востоку от выс. 866,6 м (*1* — ксенолиты биотитовых *3* — гранит-аплит, *4* — крупнозернистые двуслюдяные граниты, *5* — пегматоидное обособление, *6* — мел стый двуслюдяной гранит); *з* — обн. 2726 (З. Ю.), 1,5 км к юго-востоку от г. Байкара (*1* — крупнозер 156 (Э. И.), южный контакт близ кишл. Джамбулак (*1* — роговики, *2* — участники контаминации — де *2* — мелкозернистые лейкограниты, *3* —

Мусковит обычно развит по плагиоклазу, изредка образует сростки с биотитом. Роговая обманка густо-зеленая: $cNg=23°$, $2V=-79°$. По химизму породы отвечают нормальным или умеренно кислым, реже — лейкократовым гранитам обычно с близкими соотношениями калия и натрия (№ 1—12 в табл. 42).

Граниты Лянгарского комплекса сопровождаются своими жильными лейкогранитами, аплитами (№ 39 в табл. 42) и пегматитами, что доказывается пересечением этих образований интрузивными телами Шуракского комплекса (рис. 130, *б*, *г*).

Приконтактовые явления в связи с гранитами комплекса детально изучались на юго-востоке, в пределах узкой перемычки между Темиркобукским и Устукским интрузивами, и на северо-востоке, в районе кишл. Куртка. Вмещающими породами в обоих случаях служат кварц-биотит-олигоклазовые и кварц-слюдяные сланцы, содержащие местами гранат, андалузит. В незначительном количестве встречаются кварциты. Подчиненная роль (не более 1—5% от всей мощности разреза) принадлежит кристаллическим сланцам известково-силикатного состава. Последние состоят из кварца, основного плагиоклаза (№ 50—60), кальцита, моноклинного пироксена, амфибола, граната, эпидота, сфена. По данным Б. Я. Хоревой (1971), здесь располагается более древний ореол плутонометаморфизма.

Контакты интрузива с вмещающими породами прямолинейные, без эндоконтактовой контаминации и лейкократизации и без экзоконтактовой гранитизации. Чаще всего контакты строго согласны с залеганием вмещающих пород (фото 114), причем такую же согласную ориентировку имеют пластинообразные ксенолиты — отторженцы (район кишл. Куртка). Это означает, что внедрение гранитов, как и в других интрузивах Нуратинской серии, шло преимущественно по плоскостям отслое-



в Темиркобукском интрузиве.

(*1* — крупнозернистые биотитовые граниты, *2* — среднезернистые биотитовые адамеллиты с ксенолит-*б* — обн. 258 (Э. И.), там же (*1* — крупнозернистые биотитовые граниты, *2* — аплиты, *3* — среднезернистая оторочка); *в* — обн. 154 (Э. И.); возле родника Карабаг (*1* — крупнозернистые биотитовые граникомплекса, *4* — мелко-среднезернистые двуслюдяные граниты с гранатом); *г* — обн. 751 (З. Ю.), левый *2* — лейкогранит-аплит, *3* — среднезернистые биотитовые адамеллиты с ксенолитами сланцев и прико зернистой и темной эндоконтактовой зоной шириной 0,5—1,5 см, *5* — пегматит, *6* — двуслюдяной гранит, 150 м к северу от выс. 780,6 м (*1* — среднезернистые биотитовые адамеллиты, *2* — мелкозернистые *е* — обн. 1812 (З. Ю.), правый водораздел Ташбулаксая, к юго-востоку от выс. 862,, м (*1* — биотитизированы, *3* — среднезернистые биотитовые граниты, *4* — лейкократовая оторочка); *ж* — обн. адамеллитов с резкими или «размытыми» границами, *2* — среднезернистые биотитовые граниты, козернистая лейкократовая оторочка 3—4 см, *7* — прерывистая зонка биотитизации, *8* — мелкозернистые двуслюдяные граниты, 2_2— пегматиты, *3* — тонкозернистые двуслюдяные граниты); *и* — обн. зинтеграции ксенолитов, *3* — биотитовые граниты); *к* — обн. 158 (Э. И.), там же (*1* — роговики, пегматит-аплиты, переходящпе в грейзены).

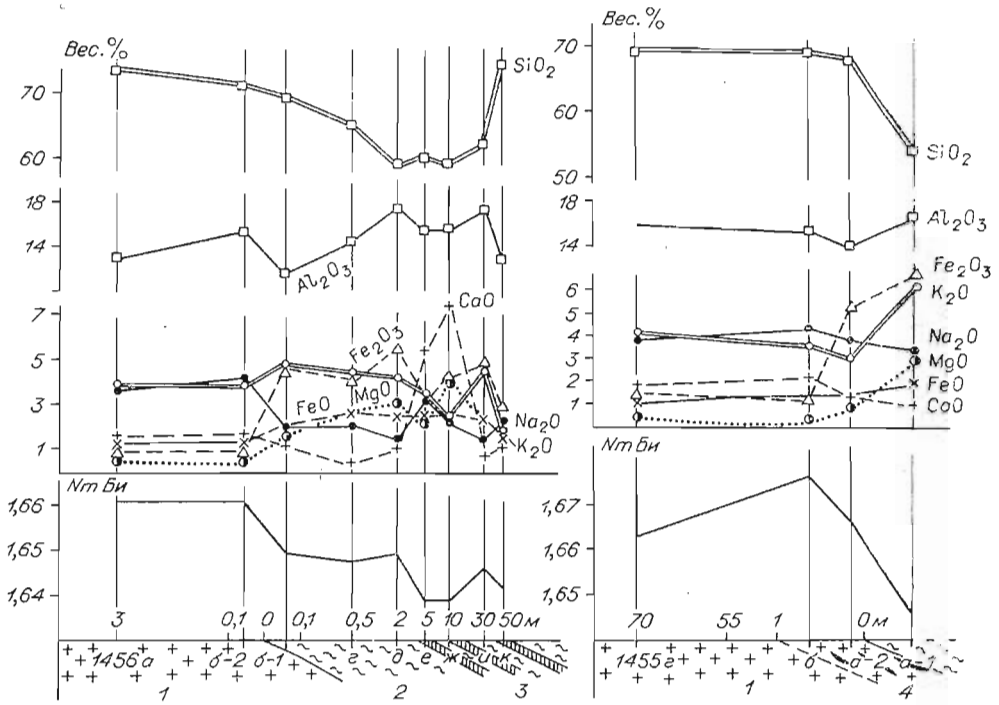


Рис. 131. Минералого-петрохимические профили через контакт биотитовых гранитов Лянгарского комплекса с кристаллическими сланцами. Левый борт Сангузарсая.

1 — граниты, *2* — алюмосиликатные кристаллические сланцы; *3* — то же, с прослоями микроклинизированных известково-силикатных пород; *4* — контаминированные граниты с ксенолитами отслоения. Обр. 1456а — биотитовый гранит, 3 м от контакта (№ 22 в табл. 42); 1456б-2 — то же, из непосредственного контакта (№ 21); 1456б-1 — кварц-плагиоклаз-микроклин-биотитовый роговик из непосредственного контакта (№ 51); 1456г — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, 0,5 м от контакта (№ 48); 1456д — то же, 2 м от контакта (№ 42); 1456е — кварц-микроклин-плагиоклаз-роговообманковый сланец, 5 м от контакта (№ 46); 1456ж — то же, 10 м от контакта (№ 43); 1456и — олигоклаз-биотит-кварцевый сланец, 30 м от контакта (№ 47); 1456к — кварц-микроклин-плагиоклаз-роговообманковый сланец, 50 м от контакта (№ 57); 1455г — гранит, 70 м от контакта (№ 17); 1455б — контаминированный гранит, 0,8 м от контакта (№ 18); 1455а-2 — то же, из непосредственного контакта (№ 15); 1455а-1 — микроклинизированный роговик из контакта (№ 41).

ния. В то же время есть и секущие контакты с роговиками, которые тут же дают разноориентированные, смещенные и повернутые относительно друг друга ксенолиты, как признак перемещения расплава при внедрении. Контакты с выраженными приконтактовыми изменениями гранитоидов наблюдаются не менее часто, чем «чистые» контакты. Поскольку изменения в разных местах проявлены в разных сочетаниях, рационально дать раздельное описание изученных разрезов.

В районе пересечения интрузива Сангузарсаем (см. рис. 45 и 131) плоскость контакта согласна с залеганием вмещающих пород и наклонена в их сторону под углом 60—70°. Вместе с тем есть секущие апофизы и плавные «заливы» гранитов во вмещающие породы, нарушающие общий согласный характер контакта. В непосредственном эндоконтакте в отдельных местах располагается зона мощностью от 10 см до 5 м (редко более) с многочисленными ксенолитами роговиков, находящихся на различных стадиях гранитизации и дезинтеграции, в результате чего граниты обогащаются биотитом, приобретают сильную неоднородность (рис. 130, *и*) и по составу приближаются к адамеллитам (№ 14—20 в табл. 42) и лишь смеси ксенолита и гранитного материала, т. е. явно гибридные породы, по основности приближаются к гранодиоритам, в то же время отличаясь от нормальных интрузивных гранодиоритов резко пониженным содержанием извести и повышенным — суммарного железа (№ 13 в табл. 42). В местах, где фиксируется приконтактовая контами-

нация, а также независимо от последней вдоль контакта развиты лейкократовые зоны или оторочки мощностью от нескольких сантиметров до 2 м (в раздувах). В них также содержатся ксенолиты роговиков, бесследно исчезающие по мере их переработки. Иногда лейкократизация проявлена только в маломощных апофизах.

Приконтактовые лейкократовые породы обычно имеют аплитовую или неравномернозернистую пегматоидную аллотриоморфнозернистую структуру. В их составе преобладает кварц; плагиоклаз представлен альбитом или альбит-олигоклазом; биотита не более 1%; широко развит мусковит; изредка встречается гранат. Распределение микроклина неравномерное. Большей частью он преобладает над плагиоклазом. В редких случаях на контакте со сланцами микроклин образует маломощную (менее 5 см) зонку крупных (1—3 см) кристаллов. Лейкограниты, аплиты и пегматит-аплиты приконтактовых оторочек содержат повышенные количества кремнезема (обычно более 73%) и пониженные кальция и магния. Количество K_2O изменчиво (№ 21—31 в табл. 42).

В разрезе по Сангузарсаю граниты почти до самого контакта сохраняют облик, структуру и состав, свойственные породам центральной части интрузивного тела (№ 1, 6, 20, 21 и др. в табл. 42). Этот факт отражен на петрохимических профилях (см. рис. 45 и 131), а также на геолого-геофизическом разрезе (см. рис. 44). Состав гранитов изменяется в сторону увеличения основности лишь в зонах и участках явственной контаминации гранитов материалом роговиков. Это изменение, как показано выше, обычно не выходит за пределы адамеллит-гранитовой группы (т. е. SiO_2 снижается с 70—71 до 69—68%) и лишь в редких случаях достигает уровня «гранодиоритов», да и то только по содержанию кремнезема, но не других окислов.

Главным отличительным признаком эндоконтактовых гранитов является рыжий или красноватый оттенок биотита (в шлифах), который становится заметен иногда уже в 300 м от роговиков, вместо обычного для «лянгарских» гранитов бурого или оливкового оттенка. Показатель преломления биотита в сторону контакта обычно несколько увеличивается, достигая максимальных для данных пород значений $Nm = 1{,}672$—1,676. В непосредственном контакте он часто снова резко понижается, приближаясь к таковому роговиков (см. рис. 45 и 131).

В экзоконтактовой зоне шириной до 3 м по Сангузарсаю развиты биотит-олигоклазовые и кварц-биотит-олигоклазовые роговики с новообразованиями мелких зерен, крупных порфиробласт или же прожилковых обособлений микроклина, весьма неравномерно распределенных. Это явление ограничено узкой экзоконтактовой зоной и может быть отнесено только за счет диффузии калия из гранитов во вмещающие породы. В удалении от контакта на 50 м и больше микроклинизация заметна лишь в прослоях, первоначально содержавших карбонатный материал и состоящих, помимо кварца, из плагиоклаза, биотита, пироксена, роговой обманки. Этот тип микроклинизации может быть обусловлен просачиванием из магмы растворов, находящихся в равновесии с алюмосиликатными вмещающими породами, но вступающих в реакцию при встрече с известковистыми прослоями.

По химизму вмещающие породы чрезвычайно изменчивы (№ 40—68 в табл. 42, рис. 45). Общим для них является повышенное содержание кремнезема (обычно около 60%) и низкое — извести (как правило, менее 1%). Исключение составляют прослои роговиков с пироксеном и амфиболом, содержащие до 7,4% CaO. Сланцы из непосредственного контакта не изменяют химизма, только иногда на контакте в них увеличивается количество CaO. В микроклинизированных пироксен-плагиоклаз-кварцевых сланцах по сравнению с исходными породами возрастает количество щелочей, хотя оно остается более низким, чем в олигоклаз-биотит-кварцевых сланцах.

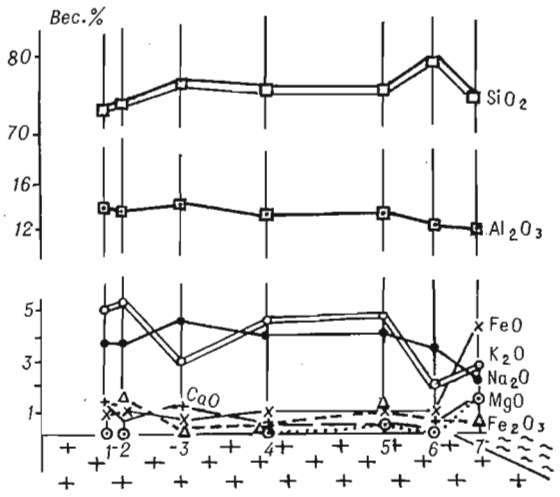


Рис. 132. Петрохимический профиль через контакт гранитов с роговиками. Южная часть Темиркобукского интрузива близ кишл. Джамбулак.

1 — обр. 1453а — лейкогранит, 0,4 км от контакта (№ 23 в табл. 42); *2* — 1453б — то же, 0,3 км от контакта (№ 27); *3* — 157е — то же, 50 м от контакта (№ 31); *4* — 1453в — то же, 5 м от контакта (№ 28); *5* — 158а — то же, 0,2 м от контакта (№ 30); *6* — 158б — грейзенизированный плагиогранит из непосредственного контакта (№ 37); 7 — 158г — олигоклаз-биотит-кварцевый сланец из экзоконтакта (№ 55).

В районе кишл. Куртка (обн. 1321 и 1322) контакт биотитовых адамеллитов и роговиков изучен по простиранию на протяжении 4—5 км. Повсеместно он представляет собой ровную линию (фото 114), параллельную напластованию. Ксенолиты сланцев редки, в большинстве случаев это сохранившие первоначальное залегание отторженцы или тонкие перегородки между сериями сближенных послойных инъекций.

В экзоконтакте развиты олигоклаз-мусковит-биотит-кварцевые роговики, в которых на долю кварца приходится до 85% и более. Изредка встречаются скелетные зерна граната, широко развит турмалин. Встречаются биотит-мусковит-силлиманитовые сланцы с незначительным количеством кварца и олигоклаза. Есть редкие прослои белых и черных кварцитов с примесью олигоклаза и красного биотита.

В адамеллитах на контакте с роговиками или их ксенолитами развиты лейкократовые зоны мощностью от 2—3 см до 1—3 м (фото 118). Чаще всего они сложены нормальными среднезернистыми лейкогранитами с преобладанием микроклина над олигоклазом и мусковита над биотитом. Секущие апофизы в роговиках лишены биотита вовсе. Роговики в контакте с лейкократовыми оторочками не испытывают существенных изменений. Породы оторочек от адамеллитов внутренних частей тела отличаются повышенным содержанием кремнезема и калия и слегка пониженным извести, магнезия, глинозема и железа (№ 25 и 29 в табл. 42, рис. 132). В более редких случаях лейкократовые оторочки имеют состав мелкозернистых аплитовидных биотит-мусковитовых плагиогранитов с аллотриоморфнозернистой структурой. Показатель преломления биотита в них такой же, как в роговиках ($Nm = 1{,}650$), но значительно меньше, чем в прилегающих адамеллитах ($Nm = 1{,}676$). Они отличаются резким преобладанием натрия над калием (№ 33—34 в табл. 42). Роговики в контакте с подобными оторочками иногда также обогащены плагиоклазом.

Плагиогранитовый состав имеет и лейкократовая оторочка на контакте биотитовых гранитов с кварцитами. Ее мощность 2 м. Биотит из оторочки характеризуется крайне низкими показателями преломления (1,630), равными показателю преломления биотита кварцитов. Граниты в 5 м от контакта с кварцитами имеют показатель преломления биотита более низкий, чем обычно, равный 1,646. Химический анализ плагиогранитов (№ 35, 36 в табл. 42) обнаруживает высокое содержание SiO_2 и Al_2O_3, количества CaO и Na_2O равны или даже несколько превосходят соответствующие содержания в гранитах. K_2O, MgO и FeO очень мало.

Лейкократовые оторочки на контакте с роговиками в районе кишл. Куртка развиты часто, но не повсеместно. Если их нет, то граниты в эн-

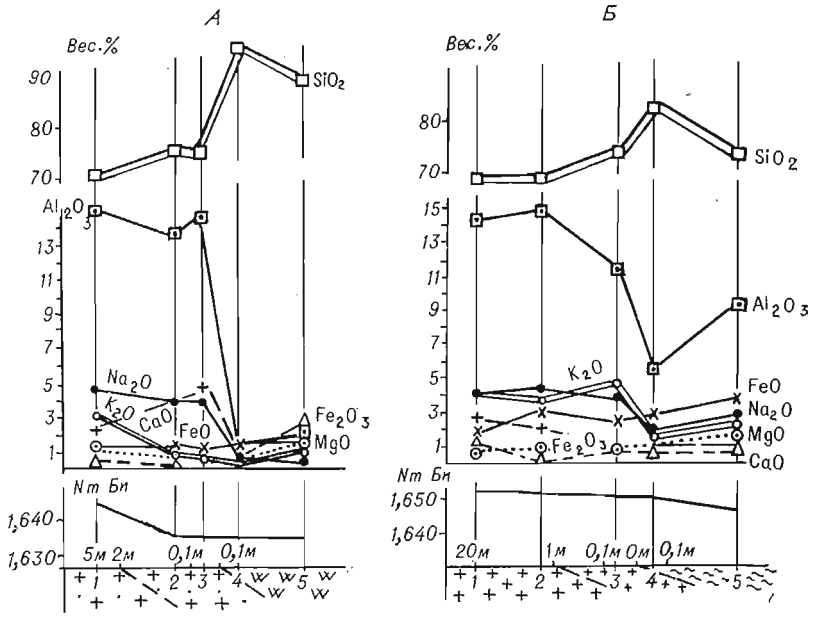


Рис. 133. Минералого-петрохимические профили через контакт гранитов и кристаллических сланцев в районе кишл. Куртка. Северо-восточная часть Темиркобукского интрузива.

А. *1* — обр. 1322в — гранит, в 5 м от контакта (№ 8 в табл. 42); *2* — 1322б-2 — лейкократовая зона плагиограннтового состава, 0,5 м от контакта (№ 36); *3* — 1322б-1 — то же, из эндоконтакта (№ 35); *4* — 132а-2 — то же; *5* — 1322 — кварцит, 1 м от контакта (№ 67); Б. *1* — 1321г — биотитовый адамеллит, 20 м от контакта (№ 19); *2* — 1321в — то же, рядом с лейкократовой оторочкой (№ 16); *3* — 1321б — лейкогранит, 0,1 м от контакта (№ 25); *4* — 1321а — биотит-кварцевый сланец из экзоконтакта (№ 66); *5* — 1321 — то же, 0,7 м от контакта (№ 56).

доконтактовой зоне всегда обогащены мусковитом. В том же районе в боковых породах в удалении от интрузива на первые сотни метров на отдельных участках широко распространены послойные жилы лейкогранитов, аплитов и пегматит-аплитов мощностью иногда до 10 м и более. По составу они очень сходны с калинатровыми лейкократовыми породами приконтактовых оторочек и, скорее всего, являются апофизами лейкократизированных апикальных частей интрузива, еще не выведенных эрозией на поверхность. Между ними развиты широкие (первые сотни метров) зоны гранитизации и мигматизации. Гранитные участки мигматитов по составу близки к породам краевых оторочек и апофиз, но содержание микроклина в них непостоянно. Эти наблюдения позволяют думать, что в направлении кверху от невскрытых частей интрузива (куполов или выступов) эндоконтактовая лейкократизация и экзоконтактовая гранитизация проявлены гораздо интенсивнее, чем в боковых контактах на «склонах» интрузива. Возможно, в этом же направлении интенсивнее развиваются также процессы магматического замещения и завоевания таким путем какой-то части занятого интрузивом пространства.

Южный контакт интрузива в районе кишл. Джамбулак, на наш взгляд, представляет собой как раз такую апикальную сильно лейкократизированную часть Темиркобукского интрузива, как упомянуто выше. Вмещающие породы здесь такие же, что по Сангузарсаю. Зона эндоконтактовой лейкократизации имеет ширину 200—400 м. Сложена она биотит-мусковитовыми лейкогранитами, богатыми натрием и особенно калием и весьма бедными известью и фемическими компонентами (№ 23, 27, 28 и 30 в табл. 42, рис. 133). Структура пород аллотриоморфнозернистая, участками пегматоидная. По направлению к контакту биотит

Таблица 42

Темиркобукский интрузив (границы Лянгарского комплекса)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							1. Крупнозернистые биотитовые граниты										
1	1459б	70,00	0,30	16,00	1,56	1,43	0,12	0,40	2,00	4,11	3,70		1,06				100,68
2	267	70,66	0,31	15,40	—	1,98	0,04	0,91	2,24	3,70	3,50	0,12	0,92	0,11	0,20	0,01	99,89
3	1459е	70,70	0,39	14,60	1,24	1,14	0,08	1,34	2,67	4,07	2,62		0,96				99,81
4	179б	70,87	0,25	14,46	0,90	1,51	0,06	1,05	2,24	4,13	3,82	0,05	0,43	—		0,06	99,74
5	3065	70,94	0,30	14,89	0,37	1,72	0,03	1,10	1,82	3,85	3,50	0,02	0,82	0,10	0,20	0,01	99,46
6	1459г	71,00	0,30	14,50	1,19	1,00	0,06	0,66	1,80	3,90	3,95		1,04				99,40
7	741а	71,03	0,26	15,21	0,04	1,80	0,04	0,81	2,24	3,55	3,65	0,13	0,78	0,10	0,20	0,01	99,64
8	1322в	71,03	0,24	14,59	0,61	1,43	0,01	1,11	2,73	4,39	2,83	0,04	0,93	0,09			100,02
9	1459д	71,60	0,31	14,10	1,59	1,14	0,08	0,58	1,72	3,83	3,72		1,34				100,01
10	1322е	71,60	0,12	14,10	—	2,43	0,03	0,30	2,00	3,52	4,18		1,98				100,26
11	218	73,75	0,09	14,28	0,13	0,79	0,03	0,45	1,29	3,45	3,95	0,10	0,74	0,04	0,20	0,01	99,09
12	753	73,87	0,11	14,50	0,28	0,83	0,06	0,30	1,26	4,10	4,00	0,14	0,52	0,05	0,20	0,01	100,02
Среднее	из 12	71,42	0,25	14,72	0,60	1,43	0,05	0,75	2 00	2,88	3,62	0,05	0,96	0,04			99,80
							2. Контаминированные граниты										
13	1455д	63,10	1,10	14,50	6,17	2,87	0,17	2,40	1,30	2,99	3,73		1,84				100,17
14	1459а	68,00	0,40	14,60	4,00	1,00	0,08	0,98	1,20	3,58	3,95		1,84				99,63
15	1455а-2	68,20	0,15	14,15	5,41	1,43	0,05	0,76	1,25	3,84	3,04		1,44				99,72
16	1321в	68,95	0,22	14,75	0,12	3,44	0,01	0,85	2,02	4,45	3,97	0,10		0,12			99,00
17	1455г	69,00	0,16	15,95	1,53	1,14	0,11	0,42	1,82	3,84	4,18		1,52				99,67
18	1455б	69,00	0,20	15,55	1,28	1,43	0,10	0,14	2,20	4,31	3,65		2,56				100,42
19	1321г	69,35	0,14	14,33	1,25	1,77	0,01	1,11	2,25	4,05	4,05	0,06	1,11	0,09			99,57
20	1459в	69,50	0,48	15,45	2,19	1,72	0,08	1,26	3,10	3,50	1,70		0,82				99,80
Среднее	из 8	68,14	0,36	14,91	2,74	1,85	0,08	0,99	1,74	3,82	3,53	0,02	1,39	0,03			99,60
							3. Приконтактовые граниты и лейкограниты										
21	1456б-2	71,00	0,20	15,50	0,96	1,36	0,04	0,40	1,60	4,22	3,80		0,82				99,90
22	1456а	73,00	0,24	13,00	0,97	1,29	0,07	0,40	1,55	3,60	3,79		0,78				98,69
23	1453а	73,00	0,22	13,80	0,90	0,86	0,10	0,08	1,20	3,51	5,00		0,88				99,55
24	1455е-2	73,80	0,12	14,45	1,88	2,00	0,09	0,24	1,00	2,64	2,74		1,40				100,36
25	1321б	73,99	—	11,56	0,76	2,36	0,01	0,76	0,95	3,89	4,76	0,10	0,38	0,02			99,54
26	1455е-3	74,00	0,30	13,30	0,82	2,15	0,13	0,60	1,50	2,74	2,67		2,44				100,65

27	1453б	74,00	0,16	13,60	1,41	1,00	0,08	—	0,83	3,51	5,40		0,68			100,69
28	1453в	75,00	0,06	13,05	0,42	0,93	0,13	—	0,61	3,99	4,63		0,64			99,46
29	1324а	75,00	0,08	13,50	0,60	0,93	0,01	0,30	1,80	3,58	4,16		0,36			99,96
30	158а	75,16	0,05	13,26	0,39	0,87	0,05	0,45	0,84	3,99	4,72		0,55			100,33
31	157е	76,00	0,06	14,12	0,26	0,64	0,03	—	1,12	4,50	2,97		0,66			100,36
Среднее	из 11	74,00	0,14	13,56	0,85	1,31	0,07	0,29	1,18	3,65	4,06	0,01	0,87			99,99
							4. Плагиограниты приконтактовых оторочек									
32	1456е-2	66,50	0,58	15,80	2,36	1,43	0,16	1,36	2,75	5,36	1,99		1,52			99,81
33	1322д	70,70	0,72	17,50	0,14	1,72	0,06	0,20	2,60	4,33	1,16		1,34			100,47
34	1325б	74,00	0,21	14,80	0,56	1,00	0,05	0,55	2,60	4,41	1,51		0,76			100,45
35	1322б-1	74,50	0,18	14,60	0,40	0,57	0,07	0,30	4,70	3,84	0,30		0,58			100,04
36	1322б-2	75,77	0,08	13,63	0,07	1,00	0,002	0,59	3,79	3,80	0,63	0,01	0,05			99,61
37	158б	79,00	0,04	12,40	0,45	0,86	0,05	0,10	0,70	3,28	2,00		1,18			100,06
Среднее	из 6	73,41	0,30	14,78	0,66	1,1	0,07	0,52	2,86	4,17	1,27		0,91			100,05
							5. Приконтактовая микроклиновая оторочка									
38	1456в-2	66,50	0,22	16,50	0,98	0,64	0,09	0,52	1,07	3,83	8,08		1,40			99,83
							6. Жильный аплит									
39	268и	74,07	0,14	13,78	—	1,26	0,02	0,33	0,46	3,50	6,20	0,06	0,30	0,04		100,13
							7. Вмещающие породы									
40	1456в-1	49,50	0,62	15,79	9,60	10,20	0,22	2,00	2,60	4,06	4,91		—			99,50
41	1455а-1	54,0	0,86	16,60	6,77	2,01	0,16	3,00	1,60	3,28	6,30		3,4			97,38
42	1456д	58,60	0,86	17,55	5,41	2,51	0,15	3,00	1,05	1,34	4,21		4,62			99,30
43	1456ж	59,00	0,71	15,70	4,18	2,58	0,21	4,00	7,42	1,93	2,31		1,54			99,58
44	1455е-1	59,70	0,70	18,10	5,09	1,58	0,12	2,30	1,10	2,24	5,47		4,08			100,48
45	1461г	60,00	0,88	17,50	4,77	2,65	0,10	3,00	1,60	4,24	3,25		2,62			100,61
46	1456и	60,50	0,56	15,45	3,01	2,44	0,14	2,00	5,35	3,17	3,40		2,2			98,22
47	1456е	62,00	0,76	17,30	4,73	2,29	0,11	2,30	0,65	1,25	4,44		3,78			99,61
48	1456н	65,00	0,99	14,60	4,13	2,58	0,10	2,60	0,37	2,12	4,38		2,78			99,59
49	1460е	67,50	0,74	14,00	4,11	2,51	0,11	2,20	0,57	2,12	3,28		2,84			99,98
50	1322г	68,50	0,43	15,00	1,11	3,51	0,11	1,80	2,10	2,66	2,98		1,28			99,48
51	1456б-1	69,00	0,62	11,70	4,73	2,15	0,16	1,62	1,17	1,98	4,75		1,46			99,54
52	1459и	69,50	0,70	13,40	3,21	1,43	0,15	1,80	0,90	3,00	2,99		2,6			99,68
53	1459ж	72,20	0,70	12,80	0,02	3,73	0,07	1,42	0,80	2,16	3,21		2,58			99,69
54	1460г	73,00	0,34	10,00	4,78	5,31	0,10	1,00	0,75	2,34	1,52		—			99,14

Таблица 42 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
55	158г	73,60	0,68	12,00	0,50	4,29	0,15	1,40	1,27	2,14	2,05		0,76				99,44
56	1321	74,55	0,48	9,51	1,11	3,72	0,01	2,22	1,31	2,69	2,28	0,04	1,57	0,16			99,65
57	1456к	75,00	0,64	12,50	2,61	1,43	0,08	1,10	1,02	2,19	1,68		1,64				99,89
58	1459з	75,00	0,60	8,70	3,67	1,93	0,13	1,80	0,75	1,92	2,35		1,36				98,21
59	1459и	75,00	0,58	11,00	2,73	2,58	0,12	1,00	1,25	1,33	2,48		1,74				99,81
60	1461б	75,00	0,51	9,40	1,99	2,22	0,30	0,70	6,85	0,30	0,17		1,22				98,66
61	1459м	75,00	0,50	8,90	7,61	1,57	0,13	1,10	1,05	2,30	1,69		1,00				100,85
62	1460б	77,00	0,64	10,20	3,04	1,72	0,06	0,92	1,12	2,16	1,18		0,68				98,72
63	1460а	77,50	0,46	10,26	2,11	1,57	0,08	1,20	0,80	1,58	2,22		2,38				100,16
64	1461а	79,00	0,60	8,97	2,36	1,57	0,07	0,92	0,95	2,60	0,97		1,2				99,21
65	1459л	79,00	0,52	8,50	2,42	2,15	0,09	0,92	1,00	2,02	1,48		1,3				99,40
66	1321а	83,37	0,44	5,49	0,86	2,86	0,01	1,10	1,18	1,65	1,39	0,10	0,96	0,12			99,53
67	1322	89,15	0,24	2,44	2,17	1,86	1,11	0,007	1,18	0,40	0,66	0,02	—	0,22			99,55
68	1322а	97,55	0,04	—	0,55	1,29	0,001	0,34	0,24	—	0,10	—	0,17	0,01			100,29
Среднее	из 29	70,82	0,60	11,88	3,43	2,70	0,15	1,68	1,65	2,10	2,70	0,01	1,78	0,02			99,52

Примечание. 1 (А. П.) — биотитовый гранит, 2 м от контакта, Сангузарсай. 2 (З. Ю.) — то же, левый борт Карабагсая. 3 (А. П.) — там же, где № 1, 250 м от контакта. 4 (Э. И.) — порфировидный биотитовый гранит, мусковитсодержащий, сай Карзак, у контакта с кварцевыми диоритами. 5 (З. Ю.) — крупнозернистый гранит, западный склон Темиркобуксая. 6 (А. П.) — там же, где № 1, 10 м от контакта. 7 (З. Ю.) — крупнозернистый гранит, низовья Темиркобуксая. 8 (А. П.) — то же, район кишл. Куртка, 5 м от контакта. 9 (А. П.) — там же, где № 1, 100 м от контакта. 10 (А. П.) — гранит, примыкающий к лейкократовой оторочке, там же, где № 8. 11 (З. Ю.) — крупнозернистый гранит, левобережье Сангузарсая. 12 (З. Ю.) — то же. 13—38 — по А. П. Пономаревой. 13 — обогащенный биотитом «гранодиорит» из меланократовой зоны мощностью 0,5 м, Сангузарсай. 14, 15 — биотитовый «адамеллит» около непосредственного контакта с роговиками, там же. 16 — то же, у приконтактовой лейкократовой оторочки, район кишл. Куртка. 17 — то же, там же, где № 1, из контаминированного участка в 70 м от контакта. 18 — то же, из той же зоны, что № 1. 19 — то же, район кишл. Куртка, из контаминированного участка в 20 м от контакта. 20 — там же, где № 1, в 5 м от контакта. 21 — биотитовый гранит из непосредственного контакта, левый борт Сангузарсая. 22 — то же, в 3 м от контакта, там же. 23 — лейкогранит, в 400 м от контакта, близ Джамбулаксая. 24 — краевая лейкогранитовая оторочка, левый борт Сангузарсая. 25 — то же, район кишл. Куртка. 26 то же, левый борт Сангузарсая. 27 — лейкогранит, в 300 м от контакта, близ Джамбулаксая. 28 — то же, в 5 м от контакта, там же. 29 — то же, из апофизы в кварцевых диоритах, к востоку от кишл. Куртка. 30 — то же, в 0,2 м от контакта, близ кишл. Джамбулак. 31 — то же, в 50 м от контакта, там же. 32 — биотит-плагиоклазовая порода из меланократовой зоны, примыкающей к микроклиновой оторочке, Сангузарсай. 33—35 — лейкократовый плагиогранит из непосредственного контакта, район кишл. Куртка. 36 — то же, из оторочки мощностью 2 м, там же. 37 — сильно грейзенизированный гранит, лишенный микроклина, из непосредственного контакта, близ кишл. Джамбулак. 38 (А. П.) — микроклиновая приконтактовая оторочка — левый борт Сангузарсая. 39 (Э. И.) — аплит в гранитах Лянгарского комплекса, пересекаемый адамеллитами Шуракского комплекса, урочище Шурак. 40—68 — по А. П. Пономаревой. 40, 41 — микроклинизированный роговик из непосредственного контакта, левый борт Сангузарсая. 42 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, в 2 м от контакта, там же. 43 — кварц-микроклин-плагиоклаз-роговообманковый сланец в 10 м от контакта, там же. 44 — биотит-микроклин-плагиоклазовый роговик, там же, 15 м от контакта. 45 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик (сланец), в 550 м от контакта. 46 — кварц-микроклин-плагиоклаз-роговообманковый сланец, в 5 м от контакта, левый борт Сангузарсая. 47 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, в 30 м от контакта. 48 — то же, в 0,5 м от контакта. 49 — то же, 300 м от контакта. 50 — приконтактовый роговик, район кишл. Куртка. 51 — кварц-плагиоклаз-микроклин-биотитовый роговик из контакта, левый борт Сангузарсая. 52 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, в 40 м от контакта, там же. 53 — то же, в 5 м от контакта. 54 — то же, 200 м от контакта. 55 — то же, из контакта, близ кишл. Джамбулак. 56 — биотит-кварцевый сланец, в 0,7 м от контакта, район кишл. Куртка. 57 — кварц-микроклин-плагиоклаз-роговообманковый сланец, в 50 м от контакта, левый борт Сангузарсая. 58 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик из контакта, там же. 59 — то же, в 1 м от контакта. 60 — олигоклаз-пироксен-кварцевый сланец, в 500 м от контакта, Сангузарсай. 61 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, в 20 м от контакта, там же. 62 — то же, в в 100 м от контакта, там же. 63 — то же, 60 м от контакта. 64 — то же, 400 м от контакта. 65 — то же, 10 м от контакта. 66 — биотит-кварцевый сланец из контакта, район кишл. Куртка. 67 — кварцит, в 1 м от контакта, к востоку от кишл. Куртка. 68 — кварцит из контакта с оторочкой лейкократового плагиогранита, там же.

постепенно вытесняется мусковитом, одновременно возрастает и становится весьма интенсивной альбитизация плагиоклаза. Микроклин присутствует в равных с плагиоклазом количествах и лишь у самого контакта и в апофизах исчезает, причем породы приобретают мусковит-альбит-кварцевый состав. На выклинивании апофиз они имеют уже облик и состав типичных грейзенов (см. рис. 130, *к*). Примерно таков же состав и прилегающих роговиков. Существенную роль во всех приконтактовых породах играют гранат и турмалин. В экзоконтакте интрузива широко развиты послойные зонки пегматитов.

Эндоконтактовая фация лейкогранитов в районе кишл. Джамбулак определенно возникла при повышенном участии летучих, влияние которых усиливалось по направлению к контакту. Это выразилось в увеличении числа и размеров пегматоидных участков, а также в возрастании роли турмалина и мусковита в составе гранитов и роговиков. Воздействие летучих, видимо, продолжалось и в постмагматическую стадию, которой отвечает грейзенизация гранитов. Однако провести четкую границу между магматическими и постмагматическими явлениями, как и вообще в большинстве приконтактовых зон, невозможно.

Шуракский комплекс

К этому комплексу, аналогичному группе «гурлакских» гранитоидов Актауского интрузива, относятся три типа биотитовых гранитоидов, отвечающих трем фазам: среднезернистые адамеллиты, мелкозернистые адамеллиты и среднезернистые граниты. Завершается он своими лейкократовыми жильными породами и редкими дайками адамеллит-порфиров.

Среднезернистые адамеллиты первой фазы Шуракского комплекса — преимущественно среднезернистые с вариациями до крупнозернистых светло-серые или буроватые, как правило (но все же не всегда), более темные, чем предшествующие «лянгарские» граниты. Состав: плагиоклаз 45%, К-шпат 15—20%, кварц 25%, биотит 10—15%, акцессорные: сфен, циркон, ортит, апатит, эпидот, монацит. Нередок мусковит по полевым шпатам. Структура гипидиоморфнозернистая, разнозернистая, усложненная, катаклазом и бластезом. Плагиоклаз отчетливо зональный: № 40—44 в ядре, № 30—35 в преобладающей части, № 20—25 в широкой кайме, $Ng = 1{,}543—1{,}549$, $Nm = 1{,}538—1{,}544$, $Np = 1{,}634—1{,}541$ (№ 49—50 в табл. 44). К-шпат решетчатый слабопертитовый, степень триклинности 0,5—1,0, $Ng = 1{,}524—1{,}528$, $Nm = 1{,}523—1{,}524$, $Np = 1{,}517—1{,}521$ (№ 58—60 в табл. 44). Биотит грязно-бурый, оливково-бурый, рыжеватый: $Ng = 1{,}644—1{,}654$, $Np = 1{,}590—1{,}601$ (№ 25—26 в табл. 44). По химизму породы занимают пограничную позицию между гранитами и адамеллитами (близко к последним) и в целом более основные, чем «лянгарские» граниты (№ 1—4 в табл. 43).

Породы комплекса занимают в Темиркобукском интрузиве доминирующую площадь (около 80 кв. км). Помимо интрузивных тел, они образуют крупные (до 0,5×0,2 км) блоки и различные по размеру, форме, степени переработки ксенолиты в «гатчинских» гранитах, а также многочисленные апофизы и дайки в «лянгарских» гранитах. Соотношения с последними везде устанавливаются совершенно отчетливо (рис. 130, *а—г*, фото 115). Рассматриваемые породы отличаются от предшествующих «лянгарских» гранитов высокой неоднородностью, т. е. обилием ксенолитов роговиков или кристаллических сланцев, находящихся на самых разных стадиях переработки: от четко очерченных угловатых или слегка закругленных до сильно гранитизированных и дезинтегрированных, «теневых», с расплывчатыми границами (рис. 130, *а, г*,

фото 116). Размеры ксенолитов, как правило, не выходят за пределы между 1—2 и 25—30 см, но иногда крупные — до нескольких метров и даже десятков метров в поперечнике. В отдельных местах они занимают до 20—30% общего объема пород, но обычно их мало или вовсе нет. Однако и в этом последнем случае гранитоиды сохраняют относительно меланократовый облик и близкий к адамеллитам состав, такой же, как в большинстве случаев в «цементе» между обильными ксенолитами. Поэтому мы обязаны сделать вывод о том, что адамеллитовый состав пород Шуракского комплекса обусловлен не контаминацией гранитной магмы материалом ксенолитов на наблюдаемом уровне эрозионного среза, а самим процессом магмообразования на более глубоком уровне. Часть ксенолитов захвачена этим расплавом в процессе внедрения, но часть, скорее всего, относится к реликтам субстрата, в котором происходило выплавление адамеллитовой магмы. Эту последнюю точку зрения отстаивает З. А. Юдалевич.

Контакты среднезернистых адамеллитов с боковыми породами в подавляющем большинстве резкие, с теми же приконтактовыми изменениями, что и в Лянгарском комплексе. В блоке (останце кровли) размером 300×70 м в правом борту Укансая из-за сильной гранитизации кристаллических сланцев граница между ними и адамеллитами, по З. А. Юдалевичу, имеет вид постепенного перехода.

Мелкозернистые адамеллиты (вторая фаза Шуракского комплекса) занимают суммарную площадь около 10 кв. км, главным образом образуют блоки среди двуслюдяных гранитов. По облику и составу они близки к описанным выше адамеллитам, отличаясь меньшей зернистостью (с вариациями от средне- до мелкозернистых) и большей порфировидностью. Состав: плагиоклаз 45%, К-шпат 20%, кварц 25%, биотит 10%; акцессорные: циркон, ильменит, монацит, турмалин, сфен и ортит. Изредка встречается роговая обманка, столь же редок мусковит. Структура гипидиоморфнозернистая, обычно осложненная катаклазом и бластезом. В отдельных участках породы неоднородны благодаря обилию ксенолитов и реликтов сланцев, находящихся на разных стадиях гранитизации и дезинтеграции. Вне таких участков породы вполне однородны. Плагиоклаз слабозональный № 31—25 (№ 51 в табл. 44); К-шпат слаборешетчатый, коэффициент триклинности 0,6 (№ 61 в табл. 44). Биотит бурый, у контактов красноватый: $Ng = 1{,}646—1{,}667$, $Np = 1{,}593—1{,}616$ (№ 28 в табл. 44). По химизму породы почти неотличимы от предыдущих (см. №№ 5—9 в табл. 43).

Мелкозернистые адамеллиты рассекают адамеллиты предыдущей фазы чаще всего с резкими контактами и всеми признаками рвущих соотношений (рис. 130, *г*, фото 119).

Среднезернистые биотитовые граниты образуют небольшие тела суммарной площадью около 4 кв. км, распространенные главным образом на междуречье Тамбулак — Укансай. Породы светло-серые разнозернистые (от средне- до мелкозернистых), обычно гнейсовидные. Состав: плагиоклаз 40%, К-шпат 15—20%, кварц 30%, биотит 10%, мусковит 1%; акцессорные: циркон, апатит, ильменит. Структура гипидиоморфнозернистая, гранобластовая. Плагиоклаз № 37—17; биотит красноватый: $Ng = 1{,}659$, $Nm = 1{,}593$ (№ 30 в табл. 44). Анализы пород см. в табл. 43 (№ 10 и 11). Наблюдалось непосредственное прорывание биотитовыми гранитами мелкозернистых адамеллитов (рис. 130, *е*, фото 121). По-видимому, именно этой фазе отвечают дайки мелкозернистых биотитовых гранитов, секущие адамеллиты и пересекаемые адамеллит-порфирами и двуслюдяными гранитами (рис. 130, *д*). Эти факты позволяют отнести среднезернистые биотитовые граниты к последней фазе Шуракского комплекса, хотя по ряду особенностей состава и структуры они близки и к породам Гатчинского комплекса, занимая в общем ряду промежуточную позицию.

Жильные породы комплекса представлены лейкогранитами, гранит-аплитами, пегматит-аплитами и пегматитами, причем принадлежность именно к этому комплексу удостоверяется прямыми пересечениями (рис. 130, ж).

Завершают комплекс очень редкие дайки адамеллит-порфиров. Несколько таких даек мощностью 0,4—0,9 м и длиной 70—80 м наблюдалось в урочище Шурак и одна дайка — в верховьях Укансая (рис. 130, *д*, фото 120). Породы даек темно-серые, коричневатые за счет обильного мелкочешуйчатого биотита. Мелкие (2—3 мм) вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, биотитом и резорбированным кварцем. Основная масса тонкозернистая, роговиковоподобная, гранолепидобластовая. По характеру минералов и составу (№ 12 в табл. 43) рассматриваемые породы полностью отвечают адамеллитам Шуракского комплекса. Роговиковую структуру основной массы З. А. Юдалевич склонен объяснять немагматической природой даек (перемещением частично мобилизованного материала гнейсов или кристаллических сланцев). Э. П. Изох видит здесь картину контактового метаморфизма дайковой породы из-за воздействия последующих гранитных тел Гатчинского комплекса. Контактовый метаморфизм (развитие мелкочешуйчатого биотита и общая перекристаллизация) здесь незаметен в грубозернистых ранних гранитоидах, но отчетливо проявлен в тонкозернистой породе дайки. С аналогичными явлениями мы уже сталкивались в Бокалинском интрузиве.

Дайки адамеллит-порфиров следуют после лейкократовых жильных пород и играют в данном случае роль послегранитовых даек Шуракского комплекса. Этим обстоятельством определяется выбор границы между последним и Гатчинским комплексами.

Гатчинский комплекс

В комплекс объединены различные по облику, но близкие по составу двуслюдяные граниты, относящиеся к наиболее поздним фазам формирования Темиркобукского интрузива. Развиты они главным образом в его западной части, причем наиболее типичные в бассейне Гатчисая. Мелкие тела и многочисленные дайки двуслюдяных гранитов, секущие все более ранние гранитоиды, включая среднезернистые биотитовые граниты и дайковые адамеллит-порфиры, развиты на всей площади интрузива (рис. 130).

Двуслюдяные граниты — светлые породы, варьирующие от мелко- до крупнозернистых (в том числе пегматоидных) и от массивных до сильногнейсовидных. Интенсивно гнейсовидные породы особенно характерны для западной части интрузива. З. А. Юдалевичем выделено несколько разновидностей гранитов, принадлежащих разным, но сближенным фазам (субфазам).

Средне-крупнозернистые двуслюдяные граниты слагают сигарообразное тело в центральной части интрузива площадью 15 кв. км, которое прорывает среднезернистые биотитовые граниты вместе с жилами аплитов (рис. 130, *ж*). В двуслюдяных гранитах распространены ксенолиты и реликты сильно гранитизированных биотитовых адамеллитов, которые зачастую имеют прихотливые «пламевидные» очертания, свойственные пластичным (частично мобилизованным) образованиям.

Рассматриваемые граниты светлые розоватые или сероватые, массивные или в различной степени гнейсовидные. Простым глазом хорошо различимы мусковит и гранат. В них часты жилы пегматитов (рис. 130, *з*), принадлежащие этой же или более поздней фазе. Состав гранитов: плагиоклаз 39%, К-шпат 26%, кварц 28%, биотит 6%, мусковит 1—2%; акцессорные: гранат, апатит, циркон, турмалин, монацит. Плагиоклаз слабозональный № 33—15, $Ng = 1{,}549$, $Nm = 1{,}545$, $Np = 1{,}540$.

Таблица 43

Темиркобукский интрузив (гранитоиды Шуракского и Гатчинского комплексов)

№ ан.	№ обн.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
1. Среднезернистые адамеллиты и граниты первой фазы Шуракского комплекса																	
1	1459ж	67,00	0,36	16,00	2,02	1,29	0,10	0,84	2,50	4,41	3,58		1,00				99,10
2	219	68,49	0,40	15,73	0,17	2,51	0,05	1,11	2,80	3,80	3,50	0,11	0,74	0,17	0,20	0,01	99,58
3	3074	70,00	0,30	15,67	0,37	1,79	0,03	0,75	2,38	3,80	3,60	0,10	0,70	0,15	0,20	0,01	99,64
4	216	70,12	0,26	15,20	—	2,05	0,04	0,81	2,38	3,83	3,85	0,05	0,72	0,10	0,20	0,01	99,41
Среднее	из 4	68,90	0,33	15,65	0,64	1,91	0,06	0,88	2,51	3,96	3,63	0,06	0,79	0,10			99,42
2. Мелкозернистые адамеллиты и граниты второй фазы Шуракского комплекса																	
5	2698	68,71	0,38	15,40	0,68	2,66	0,06	1,50	2,38	4,00	3,53	0,11	0,48	0,16	0,20	0,01	100,05
6	2736	69,21	0,41	15,61	0,63	1,87	0,05	1,10	2,24	4,00	4,00	0,10	0,66	0,20	0,20	0,01	100,08
7	3156	69,87	0,36	15,25	0,53	1,75	0,03	0,90	2,10	3,83	3,76	0,08	0,78	0,14	0,20	0,01	99,38
8	154б	70,73	0,30	14,69	1,00	2,15	—	0,95	2,24	3,60	3,69	0,08	0,35	—		0,10	99,68
9	266	71,06	0,23	15,14	0,53	1,72	0,06	0,66	1,40	3,90	4,80	0,11	0,64	0,11	0,20	0,02	100,36
Среднее	из 5	69,91	0,34	15,22	0,67	2,03	0,04	1,02	2,07	3,85	3,96	0,10	0,58	0,12			99,91
3. Среднезернистые биотитовые граниты третьей фазы Шуракского комплекса																	
10	2717	72,74	0,13	14,43	0,45	1,36	0,04	0,50	0,84	3,60	5,30	0,11	0,68	0,11	0,20	0,01	100,29
11	4665	72,16	0,26	14,38	0,48	1,65	0,04	0,70	2,10	3,38	3,84	0,10	0,52	0,13	0,20	0,01	99,74
Среднее	из 2	72,45	0,20	14,40	0,47	1,50	0,04	0,60	1,47	3,49	4,57	0,10	0,60	0,12	0,20	0,01	100,01
4. Адамеллит-порфир (дайковый)																	
12	269а	69,00	0,30	16,40	2,35	не опр.	0,07	1,02	2,01	4,80	4,00						99,95
5. Крупнозернистый двуслюдяной гранит первой фазы Гатчинского комплекса																	
13	2682	74,29	0,14	13,52	0,40	0,72	0,08	0,45	1,19	3,40	4,38	0,11	0,22	0,06	0,20	0,01	99,91
6. Среднезернистые двуслюдяные граниты второй фазы Гатчинского интрузива																	
14	3037-12	70,91	0,12	15,73	0,48	1,00	0,03	0,60	2,52	3,91	3,96	0,11	0,20	0,04	0,22	0,01	99,61
15	290д	71,64	0,14	14,82	0,04	1,15	0,02	0,46	0,81	4,54	4,70	0,08	1,07	0,08			99,55
16	3157	73,11	0,18	14,46	0,09	1,18	0,03	0,45	1,19	3,23	4,80	0,08	0,70	0,14	0,20	0,01	99,64

17	2692	73,32	0,14	14,17	0,69	1,22	0,02	0,60	1,26	3,64	4,46	0,10	0,56	0,09	0,20	0,02	100,27
18	3155	75,37	0,10	13,85	0,44	0,65	0,04	0,65	0,35	3,53	4,44	0,07	0,62	0,04	0,20	0,01	100,15
Среднее	из 5	72,87	0,14	14,60	0,35	1,04	0,03	0,55	1,23	3,77	4,47	0,09	0,63	0,08			99,85

7. Мелкозернистые двуслюдяные граниты третьей фазы Гатчинского комплекса

19	2006	70,94	0,40	15,40	0,40	0,79	0,01	0,30	2,66	3,66	3,76	0,20	0,80	0,03	0,20	0,01	99,35
20	3063	72,24	0,13	15,26	0,35	0,61	0,02	0,40	2,24	3,98	4,00	0,07	0,70	0,03	0,20	0,01	99,42
21	2743	72,78	0,17	14,30	0,40	1,22	0,03	0,30	1,54	3,70	4,31	0,10	1,18	0,06	0,28	0,01	100,09
22	154в	73,97	0,05	15,94	0,07	0,66	—	0,40	1,40	4,28	4,92	0,09	0,60	—		0,04	100,38
23	2762	74,67	0,06	14,04	0,25	0,86	0,05	0,35	0,70	3,70	4,68	0,10	0,54	0,11	0,20	0,01	100,11
Среднее	из 5	72,92	0,16	14,59	0,29	0,83	0,02	0,35	1,71	3,86	4,33	0,11	0,76	0,04			99,97

8. Среднезернистый двуслюдяной гранит четвертой фазы Гатчинского комплекса

24	4676	74,08	0,11	14,04	0,25	1,25	0,03	0,50	0,98	3,28	4,84	0,10	0,58	0,13	0,20	0,01	100,17

9. Жильные граниты Гатчинского комплекса

25	290е	71,78	0,18	14,27	0,18	1,98	0,26	0,38	0,81	3,88	4,90	0,16	0,64	0,15			99,57
26	292а	72,96	—	14,25	0,37	1,69	0,11	0,25	0,46	4,30	4,72	0,10	0,50	0,13			99,84
27	217	73,00	0,07	14,69	0,09	0,93	0,04	0,30	1,12	3,83	4,25	0,25	0,68	0,12	0,20	0,01	99,37
28	265	74,00	0,03	14,04	0,16	0,61	0,09	0,30	0,77	4,33	4,50	0,30	0,70	0,05	0,20	0,01	99,88
29	2765	74,18	0,04	15,08	0,18	0,86	0,02	0,40	0,42	4,34	3,93	0,11	0,50	0,13			100,09
30	215	74,51	0,03	14,82	—	0,70	0,02	0,30	0,56	4,20	3,90	0,20	0,90	0,08			100,12
Среднее	из 6	73,32	0,05	14,52	0,16	1,13	0,09	0,32	0,52	4,15	4,37	0,19	0,65	0,11			99,58

Примечание. 1 (Л. П.) — биотитовый адмеллит, Сангузарсай, 300 м от контакта, среди «лянгарских» гранитов. 2 (З. Ю) — то же, левобережье Сангузарсая. 3 (З. Ю.) — то же, правый водораздел Темиркобуксая. 4 (З. Ю.) — то же, левобережье Сангузарсая. 5 (З. Ю.) — биотитовый адамеллит, левобережье Темиркобуксая. 6 (З. Ю.) — то же, правобережье Коблятысая. 7 (З. Ю.) — то же, близ кишл. Тамбулак. 8 (Э. И.) — среднезернистый биотитовый гранит, сечет адамеллиты предыдущей фазы, пересечен двуслюдяным гранитом, родник Карабаг. 9 (З. Ю.) — биотитовый гранит, правый борт Джамбулаксая. 10 (З. Ю.) — среднезернистый гранит из дайки, 1,6 км к северо-востоку от г. Чапантаяк. 11 (З. Ю.) — то же, из интрузивного тела Коблятысай. 12 (Э. И.) — адамеллит-порфир из дайки в адамеллитах, урочище Шурак. 13—14 (З. Ю.) — левый приток Зайнака. 15 (Э. И.) — гнейсовидный гранит, Гатчисай. 16 (З. Ю.) — там же, 1,7 км от р. Актубе. 17 (З. Ю.) — то же, левобережье Ташбулаксая, из дайки. 18 (З. Ю.) — там же, где № 16. 19 (З. Ю.) — верховья Авгасая. 20 (З. Ю.) — водораздел Сарыча и Зайнака. 21 (З. Ю.) — левобережье Укансая, среднее течение. 22 (Э. И.) — мелкозернистый двуслюдяной гранит с гранатом, дайковый, родник Карабаг. 23 (З. Ю.) — то же, Саукбулаксай. 24 (З. Ю.) — Коблятысай. 25 (Э. И.) — аплит с гранатом, Гатчисай. 26 (Э. И.) — мусковитовый аплитовидный гранит, там же. 27 (З. Ю.) — то же, урочище Шурак. 28 (З. Ю.) — то же, район кишл. Карабаг. 29 (З. Ю.) — то же, правобережье Гатчисая. 30 (З. Ю.) — то же, урочище Шурак.

Таблица 44

Породообразующие минералы интрузивов Северо-Нуратинского ареала

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	F	Сумма
									1. Биотиты									
1	561	38,75	3,45	13,79	2,41	16,82	0,23	10,08	1,54	0,25	8,16	0,12	3,84	0,10	0,20	0,11		99,32
2	501	36,70	2,90	14,46	4,93	15,54	0,19	11,08	1,05	0,20	8,70	0,54	3,02	0,14		0,09		98,64
3	2004	36,90	2,10	15,99	4,27	14,89	0,20	11,08	1,05	0,20	8,71	0,73	3,58	0,38	0,20	0,08		98,97
4	2009	37,39	1,95	15,99	2,50	17,02	0,19	10,60	0,98	0,20	8,97	0,61	3,28	0,26	0,20	0,06		99,07
5	2010	37,59	1,85	16,04	3,18	16,02	0,24	11,03	0,84	0,20	9,06	0,48	3,22	0,27	0,20	0,10		99,27
6	3031	36,78	2,85	15,96	5,59	13,10	0,33	11,44	1,12	0,20	8,20	0,53	4,26	0,32	0,20	0,05		99,03
7	3035	37,89	1,63	16,12	2,49	15,96	0,23	10,79	1,12	0,15	8,40	0,12	4,60	0,22	0,20	0,03		99,38
8	1327	36,60	1,64	18,29	6,83	13,45	0,26	10,13	0,11	0,30	8,22	0,40	3,63	0,04			0,19	100,28
9	1327а	35,60	2,58	17,63	4,76	14,54	0,26	10,33	0,78	0,20	9,02	0,40	3,44	Сл.			0,18	99,77
10	1327б	36,65	2,36	16,93	2,56	15,67	0,31	10,50	0,11	0,20	10,82	0,30	2,98	»			0,13	99,83
11	1327г	36,25	1,84	16,97	1,29	14,88	0,39	12,29	0,16	0,10	10,25	0,40	3,75	0,07			0,22	100,31
12	1327д	37,60	1,86	16,50	5,54	12,18	0,36	12,97	1,04	0,10	7,96	0,40	3,46	0,07			0,20	100,28
13	1327е	37,35	1,54	16,18	3,96	13,64	0,36	12,97	0,44	0,10	8,24	0,45	3,90	0,09			0,28	99,72
14	1327ж	37,45	1,64	16,54	4,46	14,28	0,34	12,25	0,33	0,20	8,54	0,50	2,33	0,07			0,25	99,56
15	3030	36,49	2,20	15,88	5,22	14,90	0,17	10,43	1,54	0,20	7,69	0,40	4,28	0,33		0,01	0,25	99,00
16	3032	36,62	2,00	15,82	7,46	12,42	0,30	10,28	1,75	0,20	7,28	0,72	5,00	0,29		0,04		99,13
17	2008	36,63	1,70	15,82	2,74	15,88	0,27	10,53	1,75	0,20	7,57	0,27	6,04	0,24	0,20	0,14		99,13
18	3033	36,89	1,75	16,44	5,72	14,54	0,14	10,23	1,12	0,20	8,49	0,45	3,42	0,23		0,04		98,94
19	2007	36,93	1,85	16,39	6,89	12,93	0,34	10,08	1,40	0,20	7,59	0,53	4,49	0,24	0,20	0,07		99,09
20	3034	37,20	1,75	16,32	3,37	15,96	0,29	10,13	1,33	0,16	7,96	0,12	3,88	0,25	0,20	0,05		98,35
21	2001	37,99	2,05	15,70	7,03	12,42	0,17	9,92	2,31	0,28	7,22	0,54	3,92		0,20	0,03		99,04
22	705	37,17	1,28	16,14	4,57	14,73	0,26	11,09	0,56	0,23	8,40		5,32	0,20	0,20			99,75
23	753	35,42	2,35	17,22	7,83	15,59	0,42	6,75	0,30	0,18	7,56		6,52	0,14	0,32	—		100,14
24	198ск	35,90	3,95	13,70	2,27	21,20	0,30	9,04	1,05	0,20	8,89	0,40	2,16	0,35		0,07		99,01
25	216	35,67	2,87	16,40	4,75	17,17	0,42	8,34	0,56	0,16	8,32		5,00	0,35	0,50			99,78
26	219	36,12	2,50	17,02	3,71	17,81	0,40	8,52	0,77	0,20	8,35		4,56	0,29	0,35			99,96
27	286	34,90	2,40	18,59	4,67	17,96	0,66	5,70	1,26	0,29	8,00	0,06	5,02	0,06	0,20	0,01		99,45
28	2736	36,67	2,88	16,11	2,43	17,96	0,36	8,45	0,70	0,36	9,02	0,04	3,78	0,20	0,20	0,01		98,72
29	2694	36,75	2,75	16,32	3,73	15,99	0,40	9,60	0,56	0,26	8,34	0,04	3,88	0,07	0,20	0,01		98,58
30	4665	35,62	2,55	17,74	0,01	20,84	0,42	7,80	0,42	0,24	8,58	0,02	4,88	0,16	0,20	0,01		99,10
31	2682	33,96	2,50	17,12	5,86	19,76	0,44	5,82	0,70	0,23	7,00	0,18	5,10	0,01	0,20	0,01		98,49
32	2683	34,10	2,45	17,68	6,21	17,97	0,48	6,30	0,56	0,23	7,53	0,12	5,92	0,10	0,20	0,01		99,43

33	2692	34,57	2,75	17,36	5,66	18,32	0,39	6,70	0,56	0,16	8,02	0,02	4,00	0,16	0,20	0,01		98,49
34	200	36,86	1,25	17,14	8,07	11,50	0,51	9,48	0,98	0,18	7,12	0,32	6,18	0,12	0,20	0,09		99,27
								2. Мусковиты										
35	2682	46,38	1,35	31,64	2,84	0,90	0,04	0,80	0,30	0,60	10,00	0,06	5,05	0,03		0,01		99,90
36	2743	46,78	1,50	32,08	1,00	0,90	0,02	0,90	0,30	0,54	10,00	0,02	5,55	0,03		0,01		99,57
37	265	46,07	0,50	34,29	0,72	1,15	0,03	0,80	0,30	0,68	10,80		5,02	0,03	0,22			100,34
								3. Амфиболы										
38	763	50,73	0,83	5,74	1,93	12,71	0,28	12,40	12,35	0,49	0,72	0,12	1,10	0,39	0,20	0,01		99,28
39	500	50,85	0,70	5,54	0,58	12,14	0,16	12,90	11,77	0,58	0,80	0,34	2,14	0,19	0,20	0,02		98,16
40	564	51,37	0,57	4,45	1,37	12,07	0,24	13,51	12,62	0,66	0,59	0,22	1,60	0,11	0,20	0,02		99,05
41	3031	51,16	0,60	4,69	0,98	13,72	0,27	13,20	11,35	0,50	0,61	0,20	2,38	0,14	0,20	0,02		99,46
42	3033	49,31	0,65	5,83	0,82	15,02	0,36	12,09	11,49	0,69	0,81	0,16	2,30	0,15	0,20	0,01		99,37
43	4613	45,08	1,61	7,81	2,99	17,31	0,52	9,78	9,53	1,00	1,56	0,16	2,96	0,25	0,20	0,02		100,15
								4. Плагиоклазы										
44	763	59,57	0,05	24,83	0,11	0,05	0,01	0,30	7,01	6,50	1,15		0,34	0,08	0,20	0,01		99,92
45	793	64,81	0,05	22,10	0,09	0,02	0,01	0,30	3,64	8,10	0,53		0,30	0,01	0,20	0,01		99,95
46	3097	54,83	0,07	27,04	0,17	0,12	0,01	0,30	9,67	4,50	2,00		0,92	0,37	0,22	0,01		99,63
47	705	60,47	0,03	24,44	0,12	0,05	0,01	0,30	6,17	6,55	1,42		0,24	0,01	0,20	0,01		99,80
48	753	65,59	0,01	21,32	0,08	0,02	0,01	0,30	2,24	9,32	1,03		0,28	0,04	0,20	0,01		100,20
49	216	61,77	0,01	23,14	0,16	0,01	0,01	0,30	4,48	7,60	1,85		0,52	0,01	0,01	0,01		99,85
50	219	66,37	0,02	24,18	0,10	0,02	0,01	0,30	5,61	7,80	0,59		0,36	0,02	0,02	0,01		100,38
51	266	64,92	1,01	20,54	0,09	0,02	0,01	0,30	1,96	7,08	4,76		0,14	0,02	0,20	0,01		100,83
52	3157	65,68	0,01	21,06	0,07	0,02	0,01	0,30	2,80	8,90	1,28		0,20	0,06	0,20	0,01		100,33
53	3155	67,89	0,01	19,76	0,16	0,02	0,01	0,30	1,68	8,50	1,69		0,20	0,04	0,20	0,01		100,22
54	1108	62,19	0,01	23,40	0,13	0,02	0,01	0,30	5,05	7,42	1,16		0,24	0,02	0,20	0,01		99,93
55	1109	63,05	0,01	23,01	0,13	0,02	0,01	0,30	4,76	7,89	0,62		0,48	0,01	0,20	0,01		100,28
								5. Калинатровые полевые шпаты										
56	793	64,33	0,03	19,24	0,06	0,04	0,01	0,30	0,77	2,51	12,09		0,30	0,01				99,59
57	705	63,70	0,02	19,76	0,05	0,03	0,01	0,30	1,26	1,80	12,42		0,24	0,01				99,59
58	753	64,27	0,01	19,37	0,09	0,01	0,01	0,30	0,56	3,23	11,92		0,34	0,04	0,20	0,01		100,11
59	219	63,86	0,01	19,76	0,13	0,01	0,01	0,30	1,42	2,13	11,50		0,26	0,02				99,09
60	216	64,04	0,01	19,76	0,06	0,02	0,01	0,30	1,40	3,12	10,97		0,24	0,02				99,93

Таблица 44 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	F	Сумма
																0,01		
61	266	64,50	0,01	19,11	0,12	0,01	0,01	0,30	0,56	2,10	13,22	0,04	0,34	0,02				100,28
62	3157	64,61	0,01	18,98	0,09	0,01	0,01	0,30	0,56	2,57	12,28	0,03	0,34	0,07	0,20	0,01		99,76
63	3155	65,82	0,01	18,46	0,10	0,01	0,01	0,30	0,42	2,60	12,20	0,02	0,34	0,04				100,27
64	1109	64,23	0,01	19,63	0,17	0,01	0,01	0,30	1,54	2,94	10,36	0,02	0,42	0,04				99,62
65	1108	64,35	0,01	20,02	0,11	0,02	0,01	0,30	1,82	3,47	9,68		0,36	0,02				100,15

Примечание. 1 (З. Ю.) — габбро-диорит. Кескенсайский интрузив, верховья Авгасая (см. № 7 в табл. 38). 2 (З. Ю.)—диорит. Кескенсайский интрузив, к юго-западу от Авгакургана (№ 24 в табл. 38). 3 (З. Ю.) — диорит, Сангузарское тело, верховья Булакбаши (№ 45 в табл. 38). 4 (З. Ю.) — кварцевый диорит, Кескенсайский интрузив, Зайнаксай (№ 8 в табл. 39). 5 (З. Ю.) — то же, Кескенсайский интрузив, правый борт Зайнаксая (№ 4 в табл. 39). 6 (З. Ю.) — то же, Кескенсайский интрузив, водораздел Сарыча — Булакбаши (№ 17 в табл. 39). 7 (З. Ю.) — то же, в 1 км выше Булакбаши (№ 13 в табл. 39). 8 (А. П.) — олигоклаз-биотит-кварцевый сланец, в 10 м от контакта, Кескенсайский интрузив, к востоку от кишлака Куртка (№ 41 в табл. 39). 9 (А. П.) — то же, там же, из непосредственного контакта (№ 40 в табл. 39). 10 (А. П.) — эндоконтактовый лейкократовый плагиогранит, там же (№ 36 в табл. 39). 11 (А. П.) — биотитовый кварцевый диорит из эндоконтакта, там же (№ 33 в табл. 39). 12 (А. П.) — кварцевый диорит, в 0,4 м от контакта со сланцами (№ 1 в табл. 39). 13 (А. П.) — то же, в 2 м от контакта, там же (№ 15 в табл. 39). 14 (А. П.) — то же, в 10 м от контакта, там же (№ 9 в табл. 39). 15—65 — по З. А. Юдалевичу. 15 — гранодиорит, Кескенсайский интрузив. Кескенсай, слияние Булакбаши и Сарыча (№ 13 в табл. 40). 16 — то же, там же в 0,6 км к западу от слияния (№ 14 в табл. 40). 17 — то же, Кескенсайский интрузив, водораздел Зайнака и Сарыча (№ 3 в табл. 40). 18 — то же, Кескенсайский интрузив, южный склон водораздела Сарыча — Булакбаши (№ 11 в табл. 40). 19 — то же, Кескенсайский интрузив, северный склон водораздела Зайнак — Сарыча (№ 16 в табл. 40). 20 — то же, Кескенсайский интрузив, южный склон водораздела Булакбаши (№ 12 в табл. 40). 21 — то же, Кескенсайский интрузив, северный склон водораздела Зайнак — Сарыча (№ 10 в табл. 40). 22 — гранодиорит из эндоконтакта, Кескенсайский интрузив, правый водораздел Сарычасая (№ 1 в табл. 40). 23 — крупнозернистый гранит, Темиркобукский интрузив, левобережье Сангузарсая (№ 12 в табл. 42). 24 — адамеллит. Койташский интрузив. Месторождение Койташ. 25 — биотитовый адамеллит, Темиркобукский интрузив, левобережье Сангузарсая (№ 4 в табл. 43). 26 — то же, там же (№ 2 в табл. 43). 27 — биотитовый гранит, Устук, пос. Бурунбулак (№ 26 в табл. 45). 28 — биотитовый адамеллит, Темиркобукский интрузив, правобережье Коблятысая (№ 6 в табл. 43). 29 — мелкозернистый порфировидный гранодиорит, Темиркобукский интрузив, в 2,5 км севернее пос. Джизли. 30 — среднезернистый биотитовый гранит, Темиркобукский интрузив, Коблятысай (№ 11 в табл. 43). 31 — крупнозернистый двуслюдяной гранит, Темиркобукский интрузив, в 0,8 км юго-западнее пос. Мурасан (№ 13 в табл. 43). 32 — лейкократовый биотитовый гранит, Темиркобукский интрузив, правобережье руч. Мурасан, в 1,2 км к северо-западу от пос. Мурасан. 33 — двуслюдяной гранит, Темиркобукский интрузив, левобережье Тамбулаксая (№ 17 в табл. 43). 34 — то же, Темиркобукский интрузив, верховья Авгасая (№ 19 в табл. 43). 35 — крупнозернистый двуслюдяной гранит, Темиркобукский интрузив, в 0,8 км юго-западнее пос. Мурасан (№ 13 в табл. 50). 36 — мелкозернистый двуслюдяной гранит, Темиркобукский интрузив (№ 21 в табл. 43). 37 — аплитовидный лейкократовый гранит, Темиркобукский интрузив, вблизи с. Карабол, (№ 28 в табл. 43). 38 — диорит, Кескенсайский интрузив, Каттанч (№ 21 в табл. 38). 39 — кварцевый диорит (Сангузарский интрузив) (№ 6. в табл. 39). 40 — монцо-диорит, Кескенсайский интрузив, правый борт Каттанчсая (№ 62 в табл. 38). 41 — кварцевый диорит, Кескенсайский интрузив, водораздел Сарыча — Булакбаши (№ 17 в табл. 39). 42 — гранодиорит, Кескенсайский интрузив, южный склон водораздела Сарыча — Булакбаши, (№ 11 в табл. 40). 43 — адамеллит, Койташский интрузив, 400 м западнее пос. Каримсай. 44 — кварцевый диорит, Сангузарский интрузив (№ 6 в табл. 39). 45 — жильный гранодиорит, Мадаватский интрузив, г. Джеллига (№ 22 в табл. 48). 46 — среднезернистый биотитовый гранит, Темиркобукский интрузив, пос. Джамбулак. 47 — среднезернистый гранодиорит, Кескенсайский интрузив, водораздел Сарычасая (№ 1 в табл. 40). 48 — крупнозернистый гранит. Темиркобукский интрузив, левобережье Сангузарсая (№ 12 в табл. 42). 49 — биотитовый адамеллит, Темиркобукский интрузив, левобережье Сангузарсая (№ 4 в табл. 43). 50 — то же, там же (№ 2 в табл. 43). 51 — биотитовый гранит, Темиркобукский интрузив, правый борт Джамбулаксая (№ 9 в табл. 43). 52 — среднезернистый двуслюдяной гранит, Темиркобукский интрузив, развалины кишл. Ишан (№ 16 в табл. 43). 53 — двуслюдяные граниты с гранатом, Темиркобукский интрузив, в 1,6 км юго-западнее р. Актубе (№ 18 в табл. 43). 54 — среднезернистый биотитовый адамеллит, Устукский интрузив (№ 12 в табл. 45) р. Тамбулак. 55 — то же, там же, развалины к. Тамбулак, (№ 11 в табл. 45). 56 — жильный гранодиорит, Мадаватский интрузив, г. Джеллига (№ 22 в табл. 48). 57 — среднезернистый гранодиорит (№ 1 в табл. 40), Кескенсайский интрузив, пос. Джамбулак. 58 — крупнозернистый гранит, Темиркобукский интрузив, левобережье Сангузарсая (№ 12 в табл. 42). 59 — биотитовый адамеллит, Темиркобукский интрузив, левобережье Сангузарсая (№ 2 в табл. 43). 60 — то же, там же (№ 4 в табл. 33). 61 — биотитовый гранит, Темиркобукский интрузив, правый борт Джамбулаксая (№ 9 в табл. 43). 62 — среднезернистый двуслюдяной гранит, Темиркобукский интрузив, развалины кишл. Ишан (№ 16 в табл. 43). 63 — двуслюдяные граниты с гранатом, Темиркобукский интрузив 1,7 км юго-западнее р. Актубе (№ 18 в табл. 43). 64 — среднезернистый биотитовый адамеллит (№ 11 в табл. 45), Устукский интрузив, р. Тамбулак, 65 — то же, там же.

К-шпат — решетчатый микроклин, степень триклинности 1,0, $Ng=1{,}525$, $Nm=1{,}522$, $Np=1{,}518$. Биотит грязно-бурый: $Ng=1{,}659$, $Np=1{,}603$ (№ 31 в табл. 44). Мусковит: $Ng=1{,}607$, $Nm=1{,}602$, $Np=1{,}557$ (№ 35 в табл. 44). Гранат: $No=1{,}800$. Химический состав гранитов данной группы представлен анализом № 13 (табл. 43).

Мелко-среднезернистые двуслюдяные граниты образуют главным образом крупные дайки, имеющие мощность до 550 м при длине более 7 км, в центральной части Темиркобукского интрузива, в бассейне Ташбулака и Укансая. Они имеют резкие контакты с двуслюдяными гранитами предшествующей фазы, содержат ксенолиты и крупные блоки последних, пронизанные апофизами.

Породы сероватые или розоватые, большей частью гнейсовидные. Состав: плагиоклаз 34%, К-шпат 30%, кварц 30%, биотит 4—5%, мусковит 2%; акцессорные те же, что в предыдущей группе. Плагиоклаз зональный № 35—25, до № 10 (№ 52—53 в табл. 44). К-шпат — решетчатый микроклин-пертит, степень триклинности 0,6—1,0, $Ng=1{,}524$—$1{,}526$, $Nm=1{,}522$—$1{,}523$, $Np=1{,}518$—$1{,}519$ (№ 62—63 в табл. 44). Биотит красноватый или грязно-бурый: $Ng=1{,}644$—$1{,}666$, $Np=1{,}596$—$1{,}605$ (№ 33 в табл. 44). Апатит: $No=1{,}636$, $Ne=1{,}631$—$1{,}634$. Монацит: $Ng=1{,}886$, $Nm=1{,}796$, $Np=1{,}792$. Химический состав пород приведен в табл. 43 (№ 14—18).

Тонко- и мелкозернистые двуслюдяные граниты развиты в центральной и западной частях интрузива в виде даек мощностью до 150 м и более. Эти дайки секут все ранее рассмотренные гранитоиды, в том числе двуслюдяные граниты предшествующей фазы. Контакты везде четкие, с апофизами, но без приконтактовых явлений (рис. 130, *з*).

Породы серые и светло-серые, гнейсовидные, сильно катаклазированные. Состав: плагиоклаз 20%, К-шпат 31%, кварц 38%, биотит 3—4%, мусковит 6—7%. Среди акцессорных особенно характерны гранат и турмалин. Плагиоклаз № 37—13, $Ng=1{,}549$, $Nm=1{,}544$, $Np=1{,}540$. К-шпат — решетчатый микроклин-пертит, степень триклинности 1,0, $Ng=1{,}527$, $Nm=1{,}523$, $Np=1{,}520$. Биотит темный грязно-бурый: $Ng=1{,}668$, $Np=1{,}593$ (№ 34 в табл. 44). Мусковит образует сростки с биотитом или же развит по полевым шпатам: $Ng=1{,}604$, $Np=1{,}569$, (№ 36 в табл. 51). Апатит: $No=1{,}636$, $Ne=1{,}632$. Монацит: $Ng=1{,}866$, $Np=1{,}790$. Химические анализы см. в табл. 43 (№ 19—23).

Мелко-среднезернистые двуслюдяные граниты последней фазы Гатчинского комплекса слагают крупное (около 36 км^2) интрузивное тело на западном окончании Темиркобукского интрузива и ряд более мелких тел в его центральной части. Суммарная площадь около 53 кв. км. Они прорывают тонкозернистые граниты предыдущей фазы. Породы розоватые, почти везде гнейсовидные. Состав: плагиоклаз 25%, К-шпат 31%, кварц 37%, биотит 2—3%, мусковит 3—4%. Акцессорные те же, что в предыдущих типах двуслюдяных гранитов. Обилен гранат. Плагиоклаз № 31—12. К-шпат — решетчатый микроклин-пертит, степень триклинности 1,0. Биотит: $Ng=1{,}668$, $Np=1{,}596$. Мусковит: $Ng=1{,}599$, $Np=1{,}569$. Химический состав дан в табл. 43 (№ 24).

Гатчинский комплекс завершается многочисленными жилами и дайками аплитов, пегматит-аплитов и пегматитов, для которых характерно развитие граната, мусковита, турмалина, иногда андалузита. По химизму жильные породы мало отличаются от собственно двуслюдяных гранитов (№ 25—30 в табл. 43).

Контакты двуслюдяных гранитов Гатчинского комплекса с вмещающими породами прекрасно обнажены в долине Гатчисая. Вмещающими породами служат кварцево-слюдяные сланцы: тонколистоватые, падающие преимущественно на юг, местами плойчатые,

смятые в мелкие изоклинальные складки. В них содержится множество секущих и послойных кварцевых жил, более ранних, чем граниты, смятых в складки вместе со сланцами (см. рис. 52, *з*, в гл. VI).

Метаморфические сланцы состоят из варьирующих количеств кварца, биотита и мусковита. Часто присутствует гранат, реже андалузит, изредка фибролит. Повсеместно отмечаются апатит и турмалин. Есть прослои почти чистых кварцитов, а также редкие маломощные прослои известково-силикатных кристаллических сланцев, состоящих из кварца, основного плагиоклаза, амфибола, граната и сфена. В удалении от гранитов на 0,5—1 км в слюдяных сланцах отмечаются редкие согласные или кососекущие жилы мусковитовых пегматитов, сильно давленых, частично будинированных. Ближе к интрузиву число жил увеличивается, и в 50—70 м от контакта сланцы густо насыщены ими. Пегматиты и пегматит-аплиты здесь содержат гранат и турмалин. Контакты жил со сланцами резкие, без экзоконтактовой гранитизации. В обнажениях видно, что эти жилы представляют собой апофизы, непосредственно ответвленные от эндоконтактовой зоны того же состава. В складчатых деформациях, в отличие от упомянутых выше ранних кварцевых жил, они не участвуют.

Эндоконтактовая зона в Гатчисае очень широкая (100—200 м). В ней сложно переплетаются двуслюдяные граниты, аплиты и пегматиты, причем последние представляют собой как четко очерченные дайки и жилы, так и неясной формы зоны и пятна с «размытыми» границами, совершенно постепенно переходящие в граниты. На их долю приходится 50—70% общего объема пород. Судя по наблюдениям, мы имеем дело с широкой зоной приконтактовой лейкократизации, в пределах которой развиты как автохтонные лейкократовые породы различной структуры, так и перемещенные.

По направлению к контакту со сланцами усиливаются мусковитизация и альбитизация гранитов и пегматитов. В непосредственном эндоконтакте микроклин почти полностью исчезает, породы приобретают мусковит-альбит-кварцевый состав. Прилегающие к контакту слюдяные сланцы обычно имеют олигоклаз-биотит-кварцевый или олигоклаз-биотитовый состав (с тем или иным количеством мусковита), но практически лишены как микроклина, так и альбита. Соответственно очень слабо проявлена и экзоконтактовая гранитизация, которая если и отмечается, то на расстоянии не более 5—10 м от интрузива. Значительно сильнее гранитизация выражена в блоках-ксенолитах сланцев и более ранних «шуракских» гранитов, залегающих целиком в теле двуслюдяных гранитов (правый склон долины Гатчисая).

В формировании лейкократовых пород, слагающих эндоконтактовую зону, а также апофизы и секущие жильные породы, ведущая роль принадлежал пневмато-гидротермальным растворам как магматической, так и постмагматической стадии. К магматической стадии надо относить вариации между аплитами, пегматит-аплитами и аплитами, скорее всего определяемые участием летучих в кристаллизации расплава, миароловые обособления пегматитов в гранитах, а также эндоконтактовые зоны, связанные с гранитами постепенными переходами. К постмагматической стадии относятся разнообразные метасоматические преобразования: мусковитизация и грейзенизация, альбитизация, турмалинизация, перераспределение граната в почти мономинеральные зонки и т. п. Грань между магматическими и метасоматическими явлениями (в том числе магматической и постмагматической стадий) весьма неопределенна.

Важно подчеркнуть, что приконтактовые изменения гранитов Гатчинского комплекса имеют много общего с теми, которые были описаны выше для района кишл. Джамбулак. Однако преобразования в данном случае чрезвычайно сильны и по своим масштабам превосходят

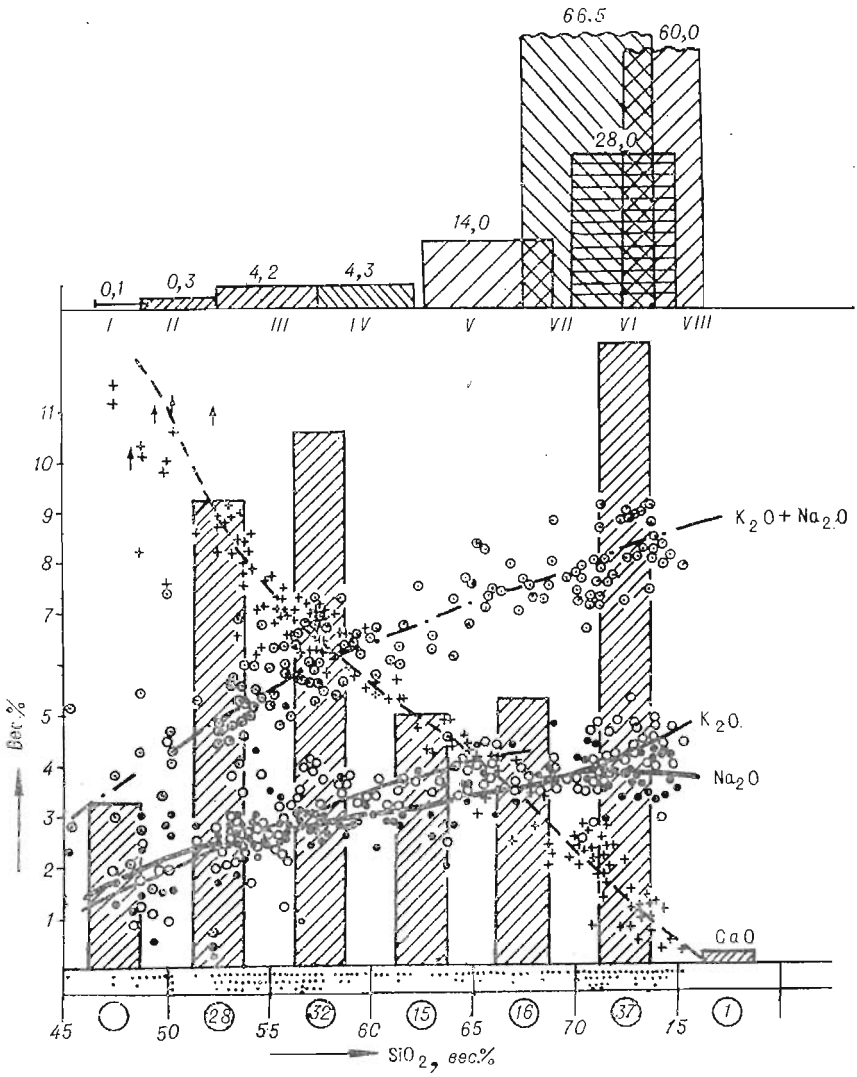


Рис. 134. Статистико-петрохимическая диаграмма Кескенсайского и Темиркобукского интрузивов. Сост. по данным табл. 37, 38, 39, 40, 42, 43 (данные площадного опробования диоритов и кварцевых диоритов, выполненного В. Н. Метик, исключены).

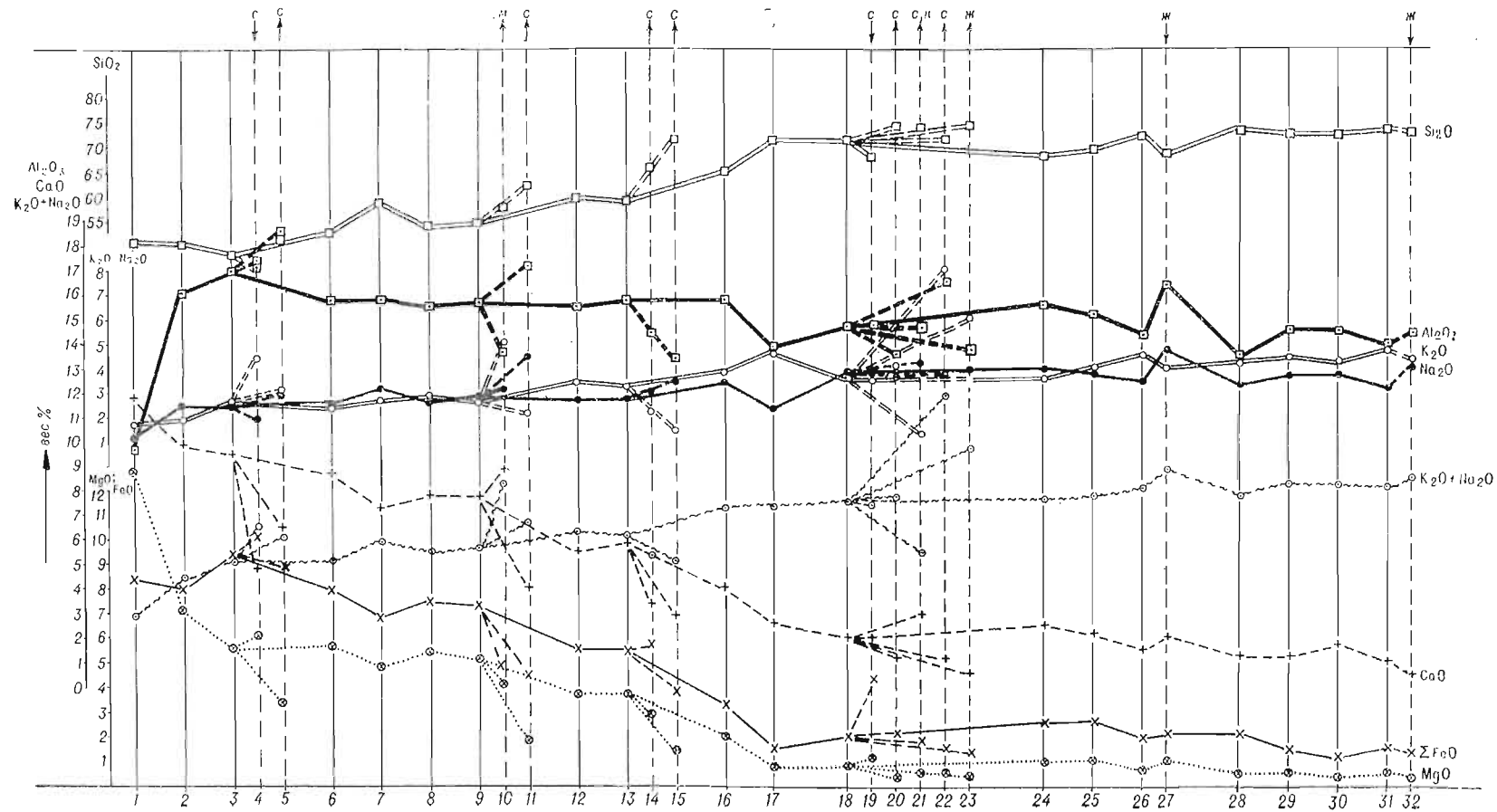
I — амфиболизированные габбро и габбро-пироксениты; *II* — габбро и габбро-диориты; *III* — диориты и монцо-диориты; *IV* — кварцевые диориты; *V* — гранодиориты; *VI* — граниты Лянгарского комплекса; *VII* — адамеллиты и граниты Шуракского комплекса; *VIII* — двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса.

все, с чем мы встречались ранее. Иначе говоря, приконтактовые магматические и постмагматические изменения гранитов достигают кульминации именно в Гатчинском комплексе, завершающем формирование Нуратинской интрузивной серии как целого.

Резюме по Темиркобукскому интрузиву

1. Интрузив сложно построенный, явственно многофазный. Последовательность формирования и схема расчленения слагающих его гранитоидов показаны на рис. 135.

2. Темиркобукский интрузив вместе с Кескенсайским представляет собой эталонный объект Нуратинской серии для Северо-Нуратинского очагового ареала. Для всей серии здесь характерна относительная непрерывность эволюции от габбро до гранитов, равные содержания на-


SiO2
Al2O3
CaO
K2O+Na2O
K2O Na2O
MgO FeO
вес %
SiO2
Al2O3
K2O
Na2O
K2O + Na2O
CaO
Σ FeO
MgO

трия и калия во всем ряду пород и чрезвычайное обилие гранитов и лейкогранитов (рис. 134, 135). По этим признакам серия должна быть названа калинатровой непрерывной завершенной. Гранитоидная часть интрузивной серии сложная. Как показано выше, здесь рационально выделить три комплекса: Лянгарский, Шуракский и Гатчинский (аналогично Актаускому интрузиву).

3. Лянгарский комплекс в Темиркобукском интрузиве в отличие от Актауского представлен только одной фазой крупнозернистых биотитовых гранитов. Шуракский комплекс состоит из биотитовых адамеллитов и гранитов трех фаз, причем породы ранней фазы явственно более основные, чем предыдущие «лянгарские» граниты. Это нарушение гомодромного хода эволюции служит главным основанием для проведения границы между Лянгарским и Шуракским комплексами. Гатчинский комплекс также многофазный (не менее 4 фаз). Он отличается от двух предыдущих развитием исключительно двуслюдяных гранитов, в том числе гранатсодержащих. Он имеет много общего с формацией высокоглиноземистых гранитов (Изох, 1965) и только на этом основании заслуживает быть выделенным в качестве особого подразделения.

Таким образом, основанием для выделения трех гранитоидных комплексов в составе единой Нуратинской серии является изменение вещественного состава гранитоидов. Переход от Лянгарского комплекса к Шуракскому имеет характер небольшого, но четко фиксируемого скачка и притом с нарушением гомодромности, что свидетельствует об изменении условий (интенсивности) магмообразования на нижележащем уровне глубинности. Переход от Шуракского комплекса к Гатчинскому, если иметь в виду вещественные особенности гранитов, происходит постепенно, поэтому граница между ними по этому признаку более условна. Однако именно на этой границе фиксируется внедрение даек адамеллит-порфиров, завершающих Шуракский комплекс и сходных по своей позиции с послегранитовыми дайками. Этот факт удостоверяет правильность сделанного разделения.

4. Дополнительным основанием для проделанного расчленения является то, что каждый гранитоидный комплекс сопровождается своими лейкократовыми жильными производными (аплитами, пегматитами и т. п.), которые формируются преимущественно на последних стадиях эволюции этих комплексов. Вместе с тем есть примеры формирования лейкократовых жильных пород и между соседними фазами гранитов одного комплекса (рис. 130, *з*). Поэтому данный критерий, видимо, не имеет решающего значения при объединении гранитов в более крупные группы (комплексы). Во всяком случае, он требует проверки.

5. Темиркобукский интрузив, подобно Актаускому и Кескенсайскому, сформирован преимущественно путем заполнения магмой полостей отслоения вмещающих пород. Поэтому контакты его в большинстве случаев согласные и лишь местами отчетливо секущие. Интрузив

Рис. 135. График эволюции Кескенсайского и Темиркобукского интрузивов по фазам и приконтактовым фациям. Сост. по данным табл. 37—40 и 42, 43.

Каттанчский комплекс: *1* — амфиболизированные габбро-пироксениты, *2* — амфиболизированные габбро, *3* — биотит-пироксеновые габбро; *4* — приконтактовые габбро, обогащенные биотитом; *5* — приконтактовые пегматоидные габбро; *6* — мелкозернистые порфировидные габбро-диориты; *7* — мелкозернистые порфировидные диориты, *8* — среднезернистые диориты; *9* — среднезернистые монцо-диориты, *10* — диориты из контактов с мраморами, *11* — диориты из контактов со сланцами, *12* — среднезернистые кварцевые диориты, *13* — мелкозернистые кварцевые диориты, *14* — кварцевые диориты из контактов со сланцами; *15* — лейкократовые оторочки из эндоконтактов кварцевых диоритов; *16* — гранодиориты, *17* — граниты из даек в Кескенсайском интрузиве; Лянгарский комплекс; *18* — крупнозернистые биотитовые граниты; *19* — граниты, контаминированные сланцевым материалом; *20* — эндоконтактовые граниты и лейкограниты; *21* — приконтактовые оторочки плагиогранитового состава; *22* — приконтактовые микроклиновые оторочки; *23* — жильный аплит; Шуракский комплекс: *24* — среднезернистые адамеллиты; *25* — мелкозернистые адамеллиты; *26* — среднезернистые биотитовые граниты; *27* — адамеллит-порфир; двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса: *28* — крупнозернистые, *29* — среднезернистые. *30* — мелкозернистые. *31* — среднезернистые 4-й фазы; *32* — жильные граниты. Стрелками вверху диаграммы показано уменьшение или увеличение кремнекислотности пород в эндоконтактах со сланцами (с), мраморами (м) и кварцитами (к). Буквой ж отмечены жильные породы.

размещается в уже готовой, ранее сформированной складчатой структуре. В отличие от более ранних образований, например «добатолитовых» кварцевых жил, его апофизы не принимают участия в складчатых деформациях. Однако тектонические напряжения продолжались на протяжении всего времени формирования интрузива. Более того, они усилились в конце его становления. На это указывает проявление динамометаморфической и, вероятно, протомагматической гнейсовидности в гранитоидах всех фаз и комплексов, причем наиболее разгнейсованными оказываются граниты последнего, Гатчинского, комплекса.

6. Если исходить из многофазного строения и рвущих соотношений между породами всех без исключения фаз адамеллитов и гранитов, то неизбежен вывод, что при образовании Темиркобукского интрузива доминировали процессы внедрения. Подтверждением данного вывода служат: многочисленные факты выноса из глубины ксенолитов или реликтов глубже расположенного субстрата, что особенно характерно для Шуракского комплекса; случаи нарушения первичного залегания и перемещения ксенолитов-отторженцев рамы на контактах; собственно интрузивный характер контактов различных гранитов друг с другом и с вмещающими породами (т. е. с характерными для внедренных тел фациями закалки, приконтактовой лейкократизации и т. п.); наконец, обилие секущих даек-апофиз, идентичных по характеру слагающих их пород гранитоидам собственно интрузивных тел.

7. В результате специального изучения А. П. Пономаревой выявлено несколько типов приконтактовых изменений, нередко проявленных по соседству или совмещенных в одном месте.

а) При контаминации гранитоидов материалом ксенолитов роговиков в зоне эндоконтакта обычно возникают породы, не более основные, чем адамеллиты, и лишь в случае явных гибридов (смесей) — чем гранодиориты. Однако последние несопоставимы с нормальными интрузивными гранодиоритами Каттаичского комплекса из-за низкой известковитости, отсутствия роговой обманки и других существенных признаков химизма и минералогического состава. Профили, составленные по петрохимическим и петрофизическим данным, свидетельствуют об отсутствии в Темиркобукском интрузиве ранее предполагавшейся «ассимиляционной зональности».

б) Лейкократизация с привносом или, по крайней мере, без заметного выноса калия, для которой характерно образование на контактах «лянгарских» и «шуракских» гранитов или адамеллитов с роговиками двуслюдяных или мусковитизированных гранитов, очень сходных с одноименными породами Гатчинского комплекса, а также лейкогранитов, аплитов, пегматит-аплитов и пегматитов краевых оторочек и апофиз. Последние по составу и структуре близки или полностью аналогичны одноименным жильным породам. Поэтому есть все основания для вывода о том, что приконтактовая лейкократизация этого типа моделирует собой процесс общей гомодромной эволюции интрузивной серии и, как частность, автохтонный способ формирования лейкократовых жильных пород.

в) Лейкократизация с выносом калия во вмещающие породы или, возможно, с привносом натрия и с образованием пород, близких к плагиогранитам. Жильных аналогов эти образования не имеют. Широко распространены также контакты, на которых сколько-нибудь заметных изменений состава гранитоидов или вмещающих пород не фиксируется вообще.

8. Приконтактовые лейкократовые зоны и оторочки формируются как за счет гранитоидов, с которыми они связаны постепенными переходами, так и за счет роговиков, с которыми они всегда имеют резкие контакты. Во вмещающих породах отражением тех же процессов лейкократизации служат микроклинизация и гранитизация. Из наблюде-

ний следует вывод, что гранитизация представляет собой одну из существенных стадий переработки роговиков под влиянием внедрившейся гранитной магмы, благодаря чему облегчается магматическое замещение роговиков и происходит некоторое расширение камеры интрузива. Действительные масштабы последнего оценить трудно, в целом они представляются небольшими.

9. Эндоконтактовая лейкократизация и экзоконтактовая гранитизация более интенсивны над пологими контактами и особенно, как можно предполагать, над невскрытыми куполами или выступами гранитоидов. В таких условиях магматическое замещение боковых пород должно происходить значительно интенсивнее, чем в боковых контактах на «склонах» интрузива.

10. Как вытекает из изложенного, в строении Темиркобукского интрузива наряду с несомненно перемещенными аллохтонными гранитоидными массами принимают участие автохтонные образования: гранитоиды и гранитоподобные породы приконтактовых зон, лейкократовые образования жильного типа и т. д. В оценке относительной роли аллохтонных и автохтонных образований между соавторами нет единодушия. З. А. Юдалевич считает процессы приконтактового метасоматоза (гранитизации) и магматического замещения (или мобилизации гранитизированного субстрата) ведущими на данном уровне глубинности, а явления внедрения — второстепенными, предлагая для Темиркобукского интрузива термин «парааутохтонный». Э. П. Изох и А. П. Пономарева, исходя из малого масштаба проявления приконтактовых автохтонных гранитоидов по сравнению с размерами интрузивных тел (дециметры и первые метры против километров), напротив, считают описанные выше приконтактовые изменения сопутствующими внедрению, оставляя вопрос о величине перемещения гранитоидных масс по вертикали открытым. Дискуссия о возможности применения терминов «парааутохтонный» или «аллохтонный» (внедренный) в данном случае упирается в практическую невозможность определить интервал перемещения гранитоидных масс (гомогенных расплавов, смесей расплава и реликтов субстрата или же частично мобилизованных гранитизированных масс) по вертикали. Если иметь в виду это обстоятельство, то становится очевидным, что разногласия между авторами целиком относятся к интерпретации фактических данных, т. е. к сфере модельных представлений о процессах, происходящих на скрытых от прямого наблюдения уровнях.

11. По физическим свойствам различные гранитоиды Темиркобукского интрузива почти не отличаются друг от друга. Это соответствует факту их высокого петрографического сходства и лишний раз свидетельствует в пользу принадлежности всех их к одной серии. Гравитационное поле над интрузивом слабо отрицательное, сложно расчлененное. Магнитное поле ΔTa спокойное, слабо положительное, с двумя узкими локальными аномалиями в юго-западной и северо-восточной частях. Поскольку гранитоиды интрузива немагнитны, характер общего магнитного поля свидетельствует об относительной близости подошвы интрузива, т. е. пород фундамента.

12. Если иметь в виду относительную близость к поверхности фундамента складчатой области как наиболее вероятного начального субстрата для процессов гранитообразования, то дискуссия по поводу «парааутохтонного» или «аллохтонного» генезиса Темиркобукского интрузива в еще большей мере, чем сказано выше, теряет свою остроту. Можно сказать, что соавторы лишь по-разному расставляют акценты, говоря о перемещении гранитоидных масс по вертикали.

13. Признаки редкометальной минерализации (с Sn, Nb, Ta) отмечаются в Темиркобукском интрузиве только в связи с Гатчинским комплексом двуслюдяных гранитов: в пегматитах, грейзенах и близких к ним образованиях. В связи с гранитоидами Лянгарского и Шурак-

ского комплексов подобных или иных признаков оруденения нет. Таким образов, постмагматический процесс приурочен именно к заключительным этапам формирования всей интрузивной серии в целом.

Устукский интрузив

Расположен интрузив к юго-востоку от Темиркобукского, отделен от него перемычкой кристаллических сланцев и роговиков шириной менее 1 км. Изучался многими исследователями, в том числе И. М. Исамухамедовым, И. Х. Хамрабаевым, И. К. Лазеревым, О. Кушмурадовым и др., выделявшими здесь породы только двух интрузивных фаз: биотитовых гранитов, переходящих к периферии в гранодиориты, и аляскитов. З. А. Юдалевич выделил здесь биотитовые гранитоиды Шуракского комплекса, подразделенные на три фазы, и более поздние двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса. А. П. Пономарева, детально изучавшая северный контакт интрузива в районе упомянутой перемычки, кроме того, выделила роговообманково-биотитовые адамеллиты, близкие к трондьемитам Бокалинской серии (см. гл. VI), а также крупнозернистые биотитовые граниты, сопоставимые с таковыми Лянгарского комплекса Нуратинской серии. М. В. Сухиным через интрузив пройдено несколько геолого-геофизических разрезов (рис. 44, 136, 137), подтвердивших данные о гетерогенном строении интрузива.

Площадь Устукского интрузива 120 кв. км. Вмещающие породы — метаморфизованные глинистые, углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники и кварциты позднего докембрия (?), образующие куполовидную брахиструктуру.

Крупнозернистые биотитовые граниты Лянгарского комплекса наблюдались севернее кишл. Кок-Кавга. Площадь их распространения, по-видимому, отвечающая отдельному телу, осталась неоконтуренной. По облику, микроскопическим особенностям и химизму (№ 1—6 в табл. 45) граниты этого участка неотличимы от одноименных пород Темиркобукского интрузива, что служит основанием для сопоставления. Здесь же А. П. Пономаревой наблюда-

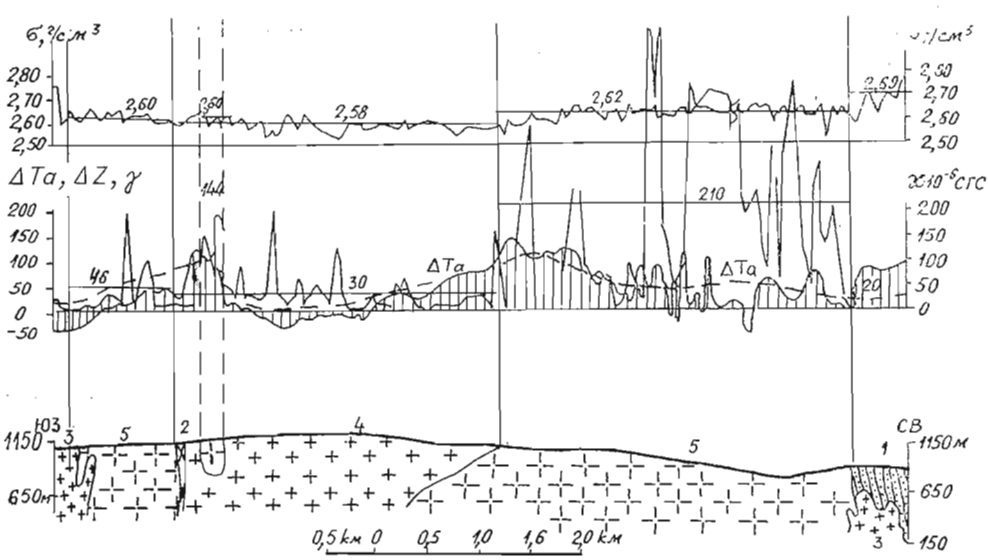


Рис. 136. Геолого-геофизический разрез через западную часть Устукского интрузива (по М. В. Сухину).

1 — роговики и кристаллические сланцы; *2* — дайка гранодиорит-порфира; *3* — лейкократовые и аплитовидные граниты; *4* — среднезернистые двуслюдяные граниты; *5* — тоналиты — трондьемиты. Графики: χ — магнитной восприимчивости, σ — плотности, ΔZ — наземной магнитометрической съемки, ΔTa — аэромагнитной съемки.

лось прорывание крупнозернистых гранитов дайками среднезернистых биотитовых адамеллитов Шуракского комплекса. Дайки имеют мощность 1—10 м, они пересекают контакт гранитов с роговиками и уходят во вмещающие породы.

Контакт гранитов с роговиками резкий (фото 122), на отдельных интервалах — с зонами приконтактовой контаминации и лейкократизации, от которых отходят лейкогранитные апофизы во вмещающие породы (рис. 138). Характер приконтактовых явлений здесь такой же, как по Сангузарсаю в Темиркобукском интрузиве. Судить о них можно по имеющимся химанализам (№ 7—10 в табл. 45) и по разрезу (рис. 139).

Биотитовые гранитоиды Шуракского комплекса представлены, по З. А. Юдалевичу, тремя разновидностями: крупнозернистыми, среднезернистыми и среднемелкозернистыми. Контакты между ними в средней части интрузива чаще всего нерезкие, а в краевых частях более четкие и, вероятно, более крутые.

По петрографическим особенностям и химизму породы всех трех групп сходны между собой и в целом аналогичны гранитоидам Шуракского комплекса в Темиркобукском интрузиве. Преобладают среди них адамеллиты, но есть отклонения в сторону гранодиоритов и гранитов (№ 11—38 в табл. 45).

В экзоконтактах в интервале 3—6 м от адамеллитов местами наблюдается послойная гранитизация роговиков с образованием мигматитоподобной породы (фото 123). Далее следуют роговики, обогащенные биотитом, содержащие кордиерит и андалузит, местами — турмалин и мусковит.

Двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса слагают два интрузивных тела площадью 7 и 4 кв. км. По облику и составу они идентичны одноименным породам Темиркобукского интрузива (№ 39—49

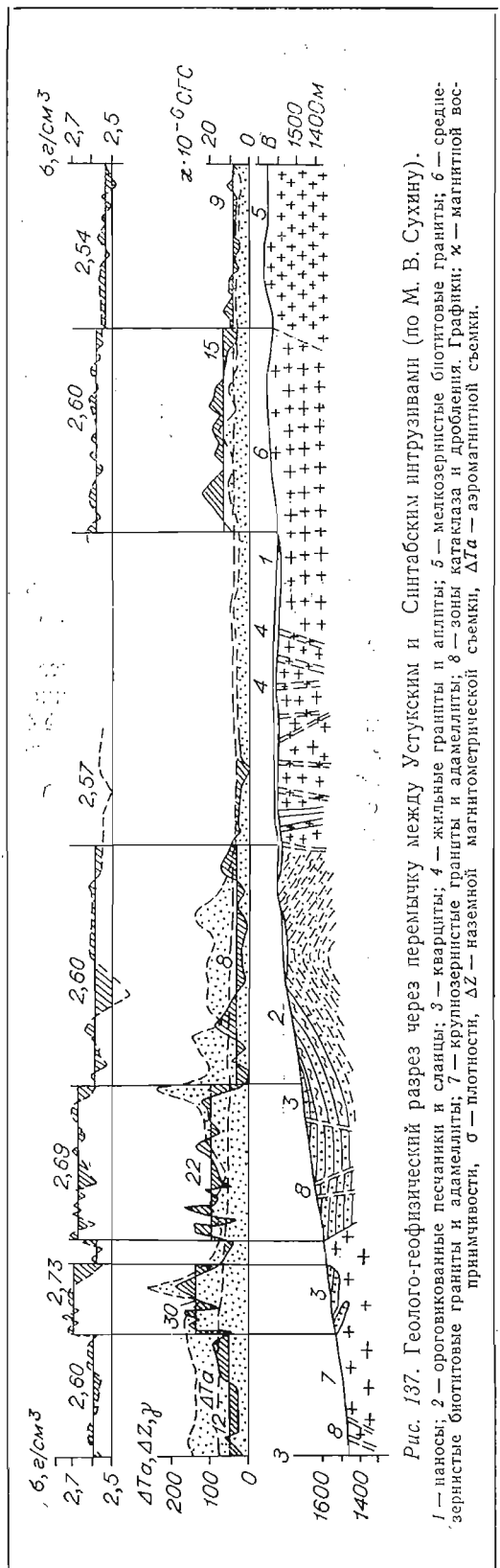


Рис. 137. Геолого-геофизический разрез через перемычку между Устукским и Сынтабским интрузивами (по М. В. Сухину).

1 — наносы; *2* — ороговикованные песчаники и сланцы; *3* — кварциты; *4* — жильные граниты и аплиты; *5* — мелкозернистые биотитовые граниты; *6* — среднезернистые биотитовые граниты и адамеллиты; *7* — крупнозернистые граниты и адамеллиты; *8* — зоны катаклаза и дробления. Графики: *x* — магнитной восприимчивости, σ — плотности, *ΔZ* — наземной магнитометрической съемки, *ΔTa* — аэромагнитной съемки.

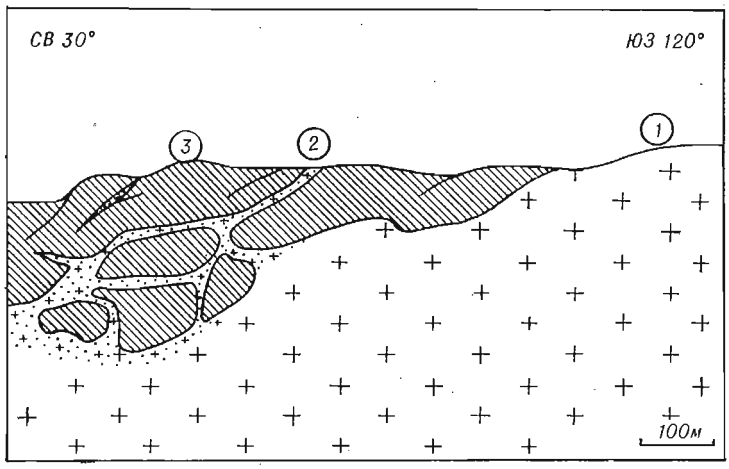


Рис. 138. Обн. 153 (Э. И.). Устукский интрузив к северу от кишл. Кок-Кавга (*1* — крупнозернистые граниты Лянгарского комплекса, *2* — лейкократовые апофизы, *3* — роговики).

в табл. 45), однако подразделить их так же дробно здесь не удается. По сравнению с описанными выше адамеллитами они, несомненно, моложе.

В районе кишл. Устук двуслюдяные граниты содержат сильно переработанные ксенолиты роговиков, окруженные лейкократовыми аплитовидными каймами (фото 124, № 47, 50 и 51 в табл. 45). Роговики, претерпевшие переработку в гранитах, хотя и становятся по кремнезему похожими на адамеллиты, но остаются бедными известью, т. е. они несравнимы с нормальными интрузивными адамеллитами. Подобные факты, уже неоднократно подчеркивавшиеся, для обсуждения вопроса о контаминации гранитной или аляскитовой магмы сланцевыми ксенолитами имеют решающее значение.

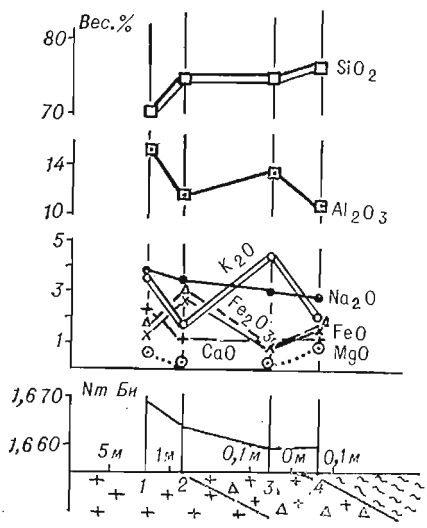


Рис. 139. Минералого-петрохимический профиль через контакт гранитов Лянгарского комплекса с роговиками. Устукский интрузив к северу от кишл. Кок-Кавга.

Обр.: 1 — биотитовый гранит № 1 в табл. 45); 2 — лейкогранит из эндоконтактовой зоны (№ 10); 3 — то же, из непосредственного контакта (№ 9); 4 — существенно кварцевый роговик (№ 77).

Жильные породы в Устукском интрузиве проявлены весьма широко. Обычная последовательность их формирования такова: лейкограниты — аплиты — пегматит-аплиты и пегматиты — аплиты — кварцевые жилы. Большей частью они относятся к самым поздним стадиям становления интрузива.

Резюме по Устукскому интрузиву:

1. В интрузиве выделено 4 группы гранитоидов, из которых первая отнесена к Бокалинской, а три последующих — к Нуратинской серии: 1) роговообманково-биотитовые гранодиориты и адамеллиты, отличающиеся от других пород интрузива повышенной натровостью и высокой магнитностью; 2) биотитовые граниты Лянгарского комплекса; 3) биотитовые адамеллиты Шуракского комплекса; 4) двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса.

2. Гетерогенность строения интрузива, как подчеркивает М. В. Сухин,

находит четкое отражение на аэромагнитной карте и на геолого-геофизических разрезах, причем наиболее магнитными оказываются наиболее натровые породы интрузива. В гравитационном поле Устукский интрузив характеризуется отрицательными значениями силы тяжести порядка (—)2—4 миллигал.

3. По данным О. Кушмурадова (1970), часть гранитоидов интрузива обладает апатит-магнетитовой ассоциацией акцессориев, а другая часть — циркон-апатит-монацитовой (с ильменитом). Он отмечает геохимическую специализацию гранитоидов как на редкие металлы (W, Mo, Nb, Ta), так и на золото. Таким образом, с минералогической и геохимической точек зрения интрузив также выглядит разнородным.

Синтабский и Акчопский интрузивы

Синтабский интрузив. Расположен к востоку от предыдущего (см. рис. 120). Площадь 25 кв. км. Залегает в тех же докембрийских (?) толщах, что и Устукский. Как и последний, он грубо согласный относительно структуры рамы. З. А. Юдалевич выделяет здесь биотитовые гранитоиды тех же трех фаз Шуракского комплекса, что и в Устукском интрузиве, которые секутся дайками двуслюдяных гранитов.

По данным М. В. Сухина, гравитационное поле над Синтабским интрузивом резко неоднородное: в западной части отрицательное, в восточной — положительное. Через осевую часть, судя по данным аэромагнитной съемки, проходит узкая положительная аномалия. Все эти данные можно интерпретировать как «просвечивание» через интрузив гравитационного и магнитного полей фундамента, представляющего в данном случае подошву интрузива.

Акчопский интрузив называется также Акчабским. Обнажена только северная (небольшая) его часть площадью 23 кв. км. Остальная площадь закрыта наносами. По строению и составу он подобен Синтабскому и Устукскому интрузивам. В северном контакте З. А. Юдалевичем отмечены прослои карбонатных пород, по которым развиты известково-силикатные роговики и скарны с гранатом, пироксеном, волластонитом, эпидотом, кварцем.

Резюме по Нуратинской серии

1. Интрузивы серии сосредоточены в двух очаговых ареалах: Южно- и Северо-Нуратинском. В первый из них входят Актауский и Заркайнарский интрузивы, во второй — Кескенсайский, Мадаватский, Темиркобукский, Устукский, Синтабский и Акчобский.

2. В обоих ареалах серия подразделена на 4 многофазных интрузивных комплекса: Каттаичский габбро-гранодиоритовый, Лянгарский адамеллит-гранитовый, Шуракский адамеллит-гранитовый и Гатчинский двуслюдяных гранитов. Сопоставление интрузивов по комплексам и фазам в несколько схематизированном виде дано в табл. 46.

3. Каттаичский комплекс имеет своим прототипом Кескенсайский интрузив. Он представлен многофазным и строго гомодромным рядом пород от габбро до гранодиоритов, теснейшим образом ассоциированных пространственно и связанных общими или постепенно изменяющимися чертами структуры, минерального состава и химизма. В Северо-Нуратинском ареале породы комплекса образуют самостоятельные интрузивы (Кескенсайский и Мадаватский), вместе с тем сближенные или смыкающиеся со сложными гранитоидными массивами (см. рис. 120). В этом ареале породы рассматриваемого комплекса обладают повышенной калиевостью (см. рис. 134, 135) и по составу приближаются к монцо-диоритам, сиенито-диоритам или граносиенитам, сохраняя

Таблица 45

Устукский и Синтабский интрузивы

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
УСТУКСКИЙ ИНТРУЗИВ																	
1. Биотитовые граниты Лянгарского комплекса																	
1	1467а	70,00	0,31	15,50	0,95	1,58	0,10	0,56	2,35	3,91	3,82		0,76				99,84
2	153а	70,15	0,26	15,75	0,34	2,47	0,06	0,95	1,93	3,73	3,40		0,68				99,72
3	М-38	70,31	0,31	15,35	0,54	1,51	0,05	1,15	1,75	3,57	3,93	0,12	0,87	0,05	0,10	0,13	99,51
4	146а	71,47	0,25	14,46	1,10	1,33	—	0,60	2,09	3,88	4,42	0,09	0,54			0,07	100,23
5	152а	72,03	0,40	12,00	0,59	2,18	0,13	1,03	2,80	3,73	4,10		0,74				99,73
6	135б	73,67	0,13	14,35	0,45	0,72	0,00	0,70	2,00	4,16	4,18	0,02	0,10	0,00		0,03	100,48
Среднее	из 6	71,27	0,28	14,57	0,66	1,63	0,06	0,83	2,15	3,83	3,98	0,04	0,62	0,02			99,94
2. Граниты из контакта с роговиками																	
7	153в	67,00	0,04	14,20	2,91	1,43	0,14	1,42	2,25	2,97	4,70		0,82				98,28
8	153б	70,50	0,28	14,60	2,24	1,58	0,04	0,20	2,82	3,94	2,66		0,42				99,28
Среднее	из 2	68,75	0,36	14,40	2,57	1,51	0,09	0,81	2,54	3,45	3,58		0,62				99,78
3. Лейкограниты из контакта с роговиками																	
9	1467д	75,00	0,20	13,50	0,91	1,00	0,07	Сл.	1,12	3,08	4,52		0,38				99,78
10	1467б	75,00	0,09	11,50	3,22	2,87	0,04	Сл.	1,32	3,41	1,72						99,17
4. Биотитовые адамеллиты первой фазы Шуракского комплекса																	
11	1109	68,32	0,39	15,75	0,63	1,91	0,05	1,35	2,94	4,00	2,81	0,07	0,90	0,18	0,20	0,01	99,30
12	1108	68,74	0,32	15,82	0,40	2,15	0,06	1,01	3,06	3,60	3,20	0,15	0,80	0,17	0,20	0,02	99,48
13	4362	68,83	0,30	15,41	1,09	2,00	0,04	1,10	3,15	3,58	3,36	0,26	1,10	0,15	0,25	0,01	100,37
14	321	68,85	0,33	15,49	0,87	1,80	0,07	1,15	3,08	3,82	3,00	0,12	1,02	0,21	0,20	0,01	99,81
15	932-2	68,86	0,35	15,99	0,45	2,15	0,08	1,10	2,80	4,00	3,12	0,13	1,05	0,21	0,20	0,01	100,29
16	932-1	71,52	0,21	14,44	0,53	1,30	0,04	0,80	2,18	3,63	3,93	0,04	0,96	0,12	0,22	0,01	99,70
5. Биотитовые адамеллиты второй фазы																	
17	969	67,65	0,38	16,14	0,56	2,44	0,07	1,26	3,15	3,60	2,95	0,18	1,02	0,21	0,20	0,01	99,61
18	4361	68,17	0,35	15,51	0,76	2,30	0,07	1,31	2,66	3,83	3,40	0,31	1,42	0,19	0,20	0,01	100,28
19	968	68,49	0,32	16,18	0,11	2,44	0,06	1,10	3,16	3,50	2,91	0,10	1,36	0,17	0,20	0,01	100,24
20	303	68,66	0,30	15,15	0,74	1,65	0,06	1,80	2,24	3,60	3,56	0,35	1,46	0,19	0,20	0,02	99,76

21	397г	68,95	0,30	15,41	0,07	2,19	0,04	0,85	2,66	3,95	3,53	0,13	1,10	0,14	0,20	0,01	99,34
22	4396	69,09	0,33	15,65	0,95	1,85	0,06	1,25	2,59	3,84	3,33	0,28	1,02	0,15	0,20	0,01	100,39
23	322	69,26	0,30	15,02	0,88	1,72	0,06	1,10	2,66	3,82	3,50	0,17	1,04	0,16	0,20	0,01	99,69
24	370	69,54	0,33	14,74	0,74	1,72	0,08	1,06	2,52	3,60	3,80	0,35	2,02	0,17	0,22	0,01	100,67
25	397б	69,79	0,33	15,29	0,48	2,30	0,07	1,01	2,10	4,00	3,40	0,33	1,24	0,18	0,20	0,01	100,52

6. Биотитовые гранодиориты и адамеллиты третьей фазы Шуракского комплекса

26	286	63,91	0,50	16,84	1,26	2,65	0,09	2,30	3,50	3,90	2,64	0,29	1,58	0,28	0,20	0,06	99,74
27	402а	66,41	0,38	16,53	1,24	2,08	0,06	1,55	3,36	4,40	2,16	0,23	1,08	0,21	0,20	0,01	99,69
28	145б	66,80	0,36	15,97	0,49	2,49	0,03	1,51	3,43	3,91	3,40	0,08	0,58	0,04		0,02	99,09
29	373	66,87	0,35	15,77	0,58	2,01	0,07	1,06	2,73	4,25	3,20	0,25	0,88	0,18	0,20	0,01	100,20
30	375	69,01	0,31	15,40	0,78	1,74	0,05	1,50	2,80	3,85	3,50	0,17	1,08	0,16	0,20	0,01	100,35
31	4360	69,10	0,32	15,56	1,08	2,01	0,06	1,01	2,52	4,00	3,75	0,25	0,80	0,16	0,20	0,01	100,62
32	467	69,57	0,30	15,93	0,36	2,30	0,05	0,85	2,45	4,00	2,94	0,24	1,24	0,09	0,20	0,02	100,32
33	9196	69,65	0,35	15,12	0,80	1,91	0,05	1,40	2,10	3,48	3,35	0,27	1,59	0,18	0,08	0,10	100,25
34	407	69,68	0,30	15,40	0,74	2,01	0,05	0,76	2,50	3,90	3,86	0,15	1,00	0,17	0,22	0,01	100,52
35	963	69,71	0,35	15,74	0,28	2,23	0,06	0,81	2,66	3,88	3,68	0,12	0,69	0,13	0,20	0,01	100,34
36	9139	69,95	0,27	14,77	0,77	1,48	0,05	0,65	2,32	3,45	3,69	0,43	1,79	0,05	0,41	0,10	99,67
37	383	70,98	0,23	14,67	0,80	1,26	0,02	0,40	2,24	3,85	4,21	0,22	1,24	0,10	0,41	0,01	100,22
38	294-1	72,29	0,19	13,92	0,14	1,54	0,03	0,30	1,25	4,00	3,77	0,24	2,20	0,11	0,50	0,08	99,48

7. Двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса

39	270	70,94	0,27	15,60	0,43	2,19	0,05	0,90	2,66	3,90	2,12	0,09	0,88	0,14			99,94
40	445	71,73	0,26	14,66	0,70	1,56	0,04	0,65	1,54	3,50	4,14	0,24	1,10	0,11			99,88
41	376	72,25	0,07	14,80	0,16	0,72	0,01	0,30	1,40	4,20	4,95	0,17	1,42	0,09	0,27		100,28
42	320	72,38	0,19	14,66	0,56	1,15	0,03	0,40	1,26	3,53	4,50	0,17	0,74	0,11	0,20	0,01	99,68
43	970	72,53	0,20	14,17	0,40	1,22	0,04	0,70	1,26	3,70	4,43	0,11	0,78	0,10	0,20	0,01	99,64
44	378а	73,15	0,22	14,81	0,36	0,54	Сл.	0,45	1,05	3,71	4,35	0,18	1,24	0,10	0,2	0,11	99,89
45	9221	73,59	0,05	14,27	0,03	0,54	0,05	0,30	0,84	3,90	4,90	0,33	1,02	0,13	0,27	0,10	99,95
46	М-39	73,95	0,12	14,52	0,12	1,26	0,05	0,40	1,61	3,78	3,78	0,05	0,79	0,05	0,10	0,10	100,48
47	138б-1	74,00	0,18	12,10	0,00	2,16	0,11	0,50	2,00	3,66	4,14		0,54				99,39
48	М-40	74,27	0,12	13,61	0,08	1,11	0,05	0,40	0,70	3,35	5,66	0,14	1,00	0,05	0,11	0,13	100,54
49	382	76,04	0,07	13,28	0,52	0,61	Сл.	0,30	0,84	4,10	4,28	0,17	0,48	0,01			100,53

8. Контаминированный двуслюдяной гранит

50	138б-3	67,80	0,46	13,80	1,02	3,31	0,16	1,36	1,15	2,27	6,02		0,46				98,41

Таблица 45 (продолжение)

№ ан.	№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	CO_2	SO_3	Сумма
							9. Лейкогранит										
51	138б-2	74,50	0,10	12,10	—	1,73	0,07	0,40	0,75	2,60	6,60		0,22				99,07
							10. Жильные лейкократовые породы разных фаз										
52	956-3	72,10	0,15	14,95	0,01	1,44	0,04	0,40	2,24	4,00	3,72	0,28	0,65	0,08			100,06
53	145а-2	73,34	0,05	13,17	0,07	3,09	0,03	0,25	0,70	3,95	5,04	—	0,06	—			99,75
54	4351	74,02	0,12	13,19	1,13	1,14	0,05	0,30	1,54	3,72	4,52	0,14	0,60	0,04			100,51
55	411а	74,05	0,05	13,52	0,25	0,50	0,01	0,60	0,64	4,00	5,50	0,07	0,94	0,10			100,06
56	411	74,12	0,02	14,04	0,08	0,43	0,01	0,45	0,36	3,05	6,70	0,06	0,78	0,14	0,20	0,02	99,74
57	304	74,13	0,05	14,00	0,17	0,93	0,04	0,30	1,82	3,87	3,90	0,24	0,70	0,05	0,20	0,03	99,96
58	932	74,20	0,13	13,39	0,25	0,93	0,03	0,30	1,26	3,40	4,75	0,36	1,32	0,10			99,96
59	928	74,70	0,04	14,00	0,44	0,47	0,15	0,23	0,58	4,47	4,17	0,07	0,90	0,16			100,15
60	923	74,80	0,25	12,85	0,03	0,75	0,01	0,80	1,20	3,53	4,81	0,05	1,08	0,09	0,27	0,02	100,25
61	953	75,20	0,04	14,04	0,13	0,55	0,02	0,30	0,84	4,00	3,87	0,11	0,82	0,13			100,05
62	138а	75,27	0,07	13,35	0,07	0,57	—	0,75	1,55	3,63	4,42	0,05	0,27	—		0,07	99,98
63	1110	75,49	0,05	13,62	0,17	0,39	0,01	0,45	0,70	4,10	3,83	0,09	0,52	0,01			99,43
64	3349	75,55	0,08	13,21	0,60	0,47	0,01	0,30	0,84	4,00	4,57	0,13	0,52	0,01			100,15
65	134е	75,60	0,06	12,20	—	2,45	0,08	—	0,50	2,65	6,33						99,87
66	951	75,88	0,04	13,52	0,02	0,30	0,01	0,05	0,84	3,83	5,00	0,08	0,38	0,07	0,20	0,01	100,04
67	М-41	76,21	0,12	13,21	0,04	0,88	0,05	0,30	0,77	3,57	5,00	0,05	0,5	0,05	0,10	0,10	100,66
68	928-1	76,43	0,07	12,74	0,65	0,71	0,01	0,30	1,25	5,14	1,87	0,13	0,50	0,03	0,20	0,02	99,83
							11. Вмещающие породы										
69	1461з	58,00	1,01	20,20	4,52	2,51	0,10	2,70	0,82	2,42	4,06		4,24				100,58
70	153д	58,20	0,94	16,80	0,79	6,23	0,13	2,65	1,75	3,90	6,91		0,86				99,16
71	153в-1	59,00	0,83	18,40	0,74	5,19	0,13	2,27	3,20	4,50	4,08		1,22				99,56
72	1462б	59,30	0,84	17,80	5,68	2,08	0,11	2,60	0,60	1,74	4,43		5,00				100,18
73	153г	61,20	1,08	17,40	1,47	6,33	0,15	3,50	1,50	2,07	2,95		2,50				100,15
74	1463в-1	75,00	0,67	10,50	2,97	2,15	0,08	1,58	0,85	2,34	2,44		1,16				99,74
75	1462а	76,00	1,06	10,50	3,33	1,51	0,10	1,30	0,62	1,31	2,00		1,76				99,49
76	153е	76,00	0,92	9,70	0,17	4,62	0,13	2,00	1,40	1,85	2,44		0,62				99,85
77	1467е	76,50	0,46	10,70	1,87	1,65	0,08	0,92	1,47	2,84	2,02		0,92				99,43

78	1463б	77,50	0,44	11,40	1,66	1,14	0,07	0,83	0,65	2,30	2,08		1,58				99,65
79	1462е	78,00	0,52	10,60	1,31	1,43	0,03	1,30	1,50	1,48	2,36		1,76				100,29
Среднее	из 11	68,61	0,80	14,00	2,23	3,18	0,10	1,97	1,31	2,43	3,25		1,96				99,84

Синтабский интрузив

80	429а	60,52	0,50	21,01	0,41	2,98	0,03	1,30	1,26	8,64	1,14	0,28	2,40	0,25	0,22	0,01	100,62
81	421-1	62,15	0,59	18,81	1,44	0,86	0,03	0,30	2,66	9,12	0,81	0,22	2,50	0,22	1,21	0,01	99,71
82	431	66,50	0,30	18,01	2,14	0,93	0,01	1,20	0,30	0,46	5,73	0,28	3,56	0,14	0,20	0,09	99,56
83	4389	67,60	0,42	15,24	1,24	2,32	0,05	1,25	2,59	4,60	3,43	0,27	1,08	0,20	0,03	0,03	100,29
84	4388	68,14	0,38	15,97	0,96	2,30	0,04	1,10	2,24	3,93	3,48	0,26	1,08	0,16	0,20	0,02	100,04
85	1035	68,38	0,36	15,27	1,01	2,90	0,05	0,80	2,80	4,02	3,34	0,20	1,23	0,16	0,11	0,10	100,52
86	429	69,45	0,32	15,90	0,98	1,67	0,04	1,25	2,31	3,61	3,64	0,25	0,80	0,16	0,20	0,02	100,38
87	4387	72,48	0,23	14,16	0,29	1,32	0,01	0,45	1,05	3,70	4,85	0,31	0,98	0,09	0,20	0,01	99,92
88	1006	72,63	0,25	12,84	0,59	1,70	0,04	0,45	1,30	3,44	4,40	0,21	1,79	0,09	0,10	0,10	99,75
89	430	77,92	0,15	11,35	2,32	0,79	0,01	0,40	0,56	0,31	3,80	0,11	1,88	0,10	0,20	0,01	99,70

Примечание. 1 (А. П.) — гранит в 3 м от контакта с роговиками, к северу от Кок-Кавга. 2 (Э. И.) — то же, там же. 3 (М. С.) — то же. 4 (Э. И.) — гранит, прорывающий натровые адамеллиты, близкие к трондьемитам, к северу от Кок-Тонлы. 6 (Э. И.) — мелкозернистый биотитовый гранит, юго-восточная часть интрузива. 7, 8 (Э. И.) — гранит с ксенолитами роговиков из непосредственного контакта, к северу от Кок-Кавга. 9 (А. П.) — аплитовидный гранит из краевой оторочки, к северу от Кок-Кавга. 10 (А. П.) — то же, там же, 1 м от контакта с роговиками. 11—25 по З. А. Юдалевичу. 11, 12 — близ развилка руч. Ташбулак. 12, 13 — около слияния Саурака и Устука. 14 — 1 км к югу от кишл. Калляр. 15 — 150 м к северу от Кудукча, устье Байрамсая. 16 — там же. из эндоконтактовой зоны. 17 — к северо-востоку от Кок-Тонлы. 18 — там же, где № 13. 19 — около слияния Хальманаласая и Текташсая. 20 — 1,2 км к юго-востоку от кишл. Долона. 21 — Сарбаксай, 0,8 км выше устья. 22 — междуречье Ходжасая и Ташаутсая. 23 — урочище Караут. 24 — Ташаутсай, 1 км к северо-западу от Гурхона. 25 — там же, где № 21. 26 (З. Ю.) — 0,6 км к западу от кишл. Бурунбулак, из дайки. 27 (З. Ю.) — Сарабаксай. 28 (Э. И.) — близ Кок-Тонлы. 29 (З. Ю.) — к югу от кишл. Дорбазаташ. 30 (З. Ю.) — к северо-западу от кишл. Накха. 31 (З. Ю.) — устье Сауракса. 32 (З. Ю.) — верховья Устука. 33 (М. С.) — центр интрузива. 34 (З. Ю.) — Сарабаксай. 35 (З. Ю.) — 1 км к востоку от Кок-Тонлы. 37 (З. Ю.) — Гурхонасай. 38 (З. Ю.) — урочище Терак. 39 (З. Ю.) — урочище Тайпакуль. 40 (З. Ю.) — около кишл. Юкары-Орнат. 41 (З. Ю.) — Саураксай, к северу от Накха. 42 (З. Ю.) — близ кишл. Джумулак. 43 (З. Ю.) — урочище Тайпакуль. 44 (З. Ю.) — к югу от кишл. Саурак. 45, 46 (М. С.) — центр интрузива. 47 (Э. И.) — к юго-западу от к. Устук. 48 (М. С.) — там же, где № 46. 49 (З. Ю.) — Ериджарсай, к западу от Гурхона. 50 (Э. И.) — там же, где № 47. 51 (Э. И.) — там же. 52 (З. Ю.) — мелко-среднезернистый гранит, водораздел Ходжа — Гурхона. 53 (Э. И.) — тонкозернистый аплит, секущий натровые адамеллиты, севернее Кок-Тонлы. 54 (З.Ю.) — среднезернистый биотитовый лейкогранит, Горшусай. 55 (З. Ю.) — тонкозернистый аплит из зальбанда дайки, Даурозсай. 56 (З. Ю.) — мусковитовый аплит, там же. 57 (З. Ю.) — среднезернистый гранит, к юго-западу от кишл. Гинтамыр. 58 — биотитовый гранит из контакта с вмещающими породами, Кудукча. 59 (З. Ю.) — аплит, к северу от кишл. Сумбур. 60 (З. Ю.) — жила пегматита в сланцах, там же. 61 (З. Ю.) — мусковитовый гранит, близ Джумалак. 62 (Э. И.) — мелкозернистый лейкогранит из жилы в двуслюдяных гранитах № 47. 63 (З. Ю.) — средне-крупнозернистый гранит, близ Ташбулака. 64 (З. Ю.) — мелкозернистый лейкогранит, близ Сумбулака. 65 (Э. И.) — аплит из дайки в натровых адамеллитах, к северу от Кок-Тонлы. 66 (З. Ю.) — среднезернистый гранит, урочище Кошаут. 67 (М. С.) — мусковитовый гранит. 68 (З. Ю.) — аплит-пегматит, там же, где № 59. 69—79 — по А. П. Пономаревой. 69 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, 300 м от контакта, Сангузарсай. 70 — то же, 0,1 м от контакта, к северу от Кок-Кавга. 71 — микроклинизированный роговик из непосредственного контакта, там же. 72 — олигоклаз-биотит-кварцевый сланец, в 100 м от контакта, Сангузарсай. 73 — то же, из непосредственного контакта, к северу от Кок-Кавга. 74 — гранитизированный роговик из непосредственного контакта, Сангузарсай. 75 — олигоклаз-биотит-кварцевый роговик, в 150 м от контакта, там же. 76 — то же, 0,2 м от контакта, к северу от Кок-Кавга. 77 — то же, из непосредственного контакта. Сангузарсай. 78 — то же, 1 м от контакта, там же. 79 — то же, 50 м от контакта, там же. 80 (З. Ю.) — плагиосиенит, левый борт Синтабсая у устья Карчегайсая. 81 (З. Ю.) — сильно альбитизированная порода, там же. 82 (З. Ю.) — грейзенизированный гранодиорит, Карчегасай. 83 (З. Ю.) — биотитовый гранодиорит, Синтабсай. 2 км выше Юкары-кургана. 84 — то же, низовья Синтабсая. 85 (М. С.) — адамеллит. 86 — то же, там же, где № 80. 87 (З. Ю.) — гранит, верховья правого притока Синтабсая. 88 (М. С.) — двуслюдяной гранит. 89 (З. Ю.) — грейзенизированный гранит, исток Синтабсая.

Таблица 46

Схема корреляции интрузивных пород в разных объектах Нуратинской серии

Интрузивные комплексы	Главные типы пород	Южно-Нуратинский ареал		Северо-Нуратинский ареал					
		Интрузивы							
		Актаусский	Заркайнарский	Кескенсайский	Темирлыкбукский	Мадаватский	Устукский	Синтабский	Акчопский
Гатчинский	Аплиты, пегматиты	+	+	(+)	+	(+)	+	+	+
	Двуслюдяные граниты	+	+	(+)*	+	(+)*	+	+*	+*
Шуракский	Адамеллит-порфиры	(—)		—	+	—	—	—	—
	Аплиты, пегматиты	+		—	+		(+)	(+)	(+)
	Биотитовые граниты	+	(+)	—	+		+	+	+
	Биотитовые адамеллиты и гранодиориты	+	+	+*	+		+	+	+
Лянгарский	Аплиты, пегматиты	+	(+)	+	+	(+)	(+)	—	—
	Биотитовые граниты	+	+	+*	+	(+)*	+	—	—
	Роговообманково-биотитовые граниты	+		(—)	—	(—)	(—)	—	—
	Адамеллиты и гранодиориты	+		(—)	—	(—)	(—)	—	—
Каттаичский	Аплиты, пегматиты	(+)		(+)	—	(+)	—	—	—
	Гранодиориты	+	+	+	—	+	—	—	—
	Кварцевые диориты	+	(+)	+	—	+	—	—	—
	Монцо-диориты	—	—	+	—	+	—	—	—
	Диориты	+	(+)	+	—	+	—	—	—
	Габброиды	+	(+)	+	—	+	—	—	—

Примечание. Знаки в скобках (+) или (—) поставлены, если наличие (отсутствие) данных пород предположительно. Пустая клетка — данных нет даже для предположений. Звездочкой (*) отмечены породы, проявленные только в дайковой форме.

при этом черты щелочноземельных, но не щелочных пород. В Южно-Нуратинском ареале, напротив, породы Каттаичского комплекса пространственно очень тесно сопряжены с гранитоидами, образуя вместе с последними единые сложнопостроенные массивы (см. рис. 104). В этом ареале Каттаичский комплекс менее калиевый (см. рис. 114, 118), монцонитоидный уклон в породах повышенной основности не выражен.

4. Лянгарский комплекс в Южно-Нуратинском ареале представлен роговообманково-биотитовыми адамеллитами и гранитами, реже гранодиоритами, а также биотитовыми гранитами и лейкогранитами. Здесь они продолжают эволюцию Каттаичского комплекса в гомодромном направлении, так что граница между последним и Лянгарским комплексом по петрохимическим признакам (см. рис. 119) не улавливается. Интрузивная серия в этой своей части здесь вполне непрерывна. В Северо-Нуратинском ареале Лянгарский комплекс представлен только биотитовыми гранитами. Благодаря отсутствию адамеллитов переход от Каттаичского комплекса к Лянгарскому здесь осуществляется скачком. При этом скачкообразно изменяется и характер щелочности пород (см. рис. 135). В отличие от предыдущего случая интрузивная серия здесь обнаруживает некоторую прерывистость. С Лянгарским комплек-

сом связаны свои лейкократовые жильные породы: лейкограниты, аплиты, пегматиты.

5. Шуракский комплекс представлен биотитовыми адамеллитами и гранитами, породы с роговой обманкой крайне редки. По всем петрографическим признакам, кроме последнего, они чрезвычайно близки к одноименным «лянгарским» породам, по облику или по шлифам они часто неотличимы. Шуракский комплекс выделяется главным образом по геологическим соотношениям, устанавливаемым в поле. Важным, но далеко не повсеместно проявленным диагностическим признаком служит обилие в некоторых местах ксенолитов кристаллических сланцев или роговиков, вынесенных с магмой в процессе внедрения. Надо подчеркнуть, что между количеством ксенолитов и составом цементирующих их адамеллитов или гранитов в подавляющем большинстве случаев нет прямой зависимости: насыщенные ксенолитами гранитоиды и полностью лишенные их обычно не различаются ни по облику, ни по составу, что объективно подтверждают петрохимические данные. Лишь изредка, в случае сильной переработки и дезинтеграции ксенолитов, в отдельных участках состав смещается в сторону гранодиоритов, но не более основных пород.

Переход от Лянгарского комплекса к Шуракскому фиксируется небольшим, но отчетливым нарушением гомодромности: после лянгарских гранитов следуют шуракские адамеллиты (см. рис. 114 и 135). Это повышение основности гранитоидов стоит в определенной связи с обилием ксенолитов. Однако эта связь, как вытекает из изложенного в предыдущем абзаце, не прямая. Наблюдаемое явление обусловлено не непосредственной контаминацией магмы материалом ксенолитов в самих интрузивных телах, а возобновлением процессов магмообразования в глубинном очаге или же расширением этого очага за счет окружающего субстрата. Сами ксенолиты, часть которых можно представить как реликты упомянутого субстрата, а часть — как отторженцы пород рамы на пути внедрения, на наш взгляд, служат отражением нового, повторного этапа глубинной магматической активности, выразившейся в возобновлении процесса магмообразования, повторном дроблении кровли очага и активном внедрении магмы в смеси с обломками твердых пород. Таким образом, Шуракский комплекс как особое подразделение Нуратинской серии отвечает и новому ритму эволюции общего для этой серии глубинного магматического процесса.

Завершается Шуракский комплекс своими лейкогранитами, аплитами и пегматитами, а также дайками адамеллит-порфиров. Все эти образования фиксируют верхнюю границу комплекса.

6. Гатчинский комплекс представлен двуслюдяными гранитами, которые нередко содержат гранат и по своим петрографическим признакам весьма близки к самостоятельной формации высокоглиноземистых гранитов. Однако в Нуратинской серии эти породы относятся к числу наиболее кислых, лейкократовых и наиболее обогащенных калием пород во всем ряду, т. е. они закономерно завершают эволюцию всей серии и, следовательно, не могут быть отнесены к полностью самостоятельной формации. Гатчинский комплекс, как и предыдущие, сопровождается своими лейкогранитами, аплитами и пегматитами, для которых более всего характерно обилие мусковита, турмалина и граната.

7. Различия между Северо- и Южно-Нуратинским очаговым ареалами сводятся к следующему. В первом из них Каттаичский комплекс выделяется весьма четко благодаря пространственной обособленности относящихся к нему пород от гранитоидов и вследствие отсутствия в следующем, Лянгарском, комплексе адамеллитов и гранодиоритов как промежуточного звена. Это скачкообразное изменение состава является признаком дискретности магматического процесса в Северо-Нуратинском ареале. Таким образом, в этом ареале Нуратинская серия облада-

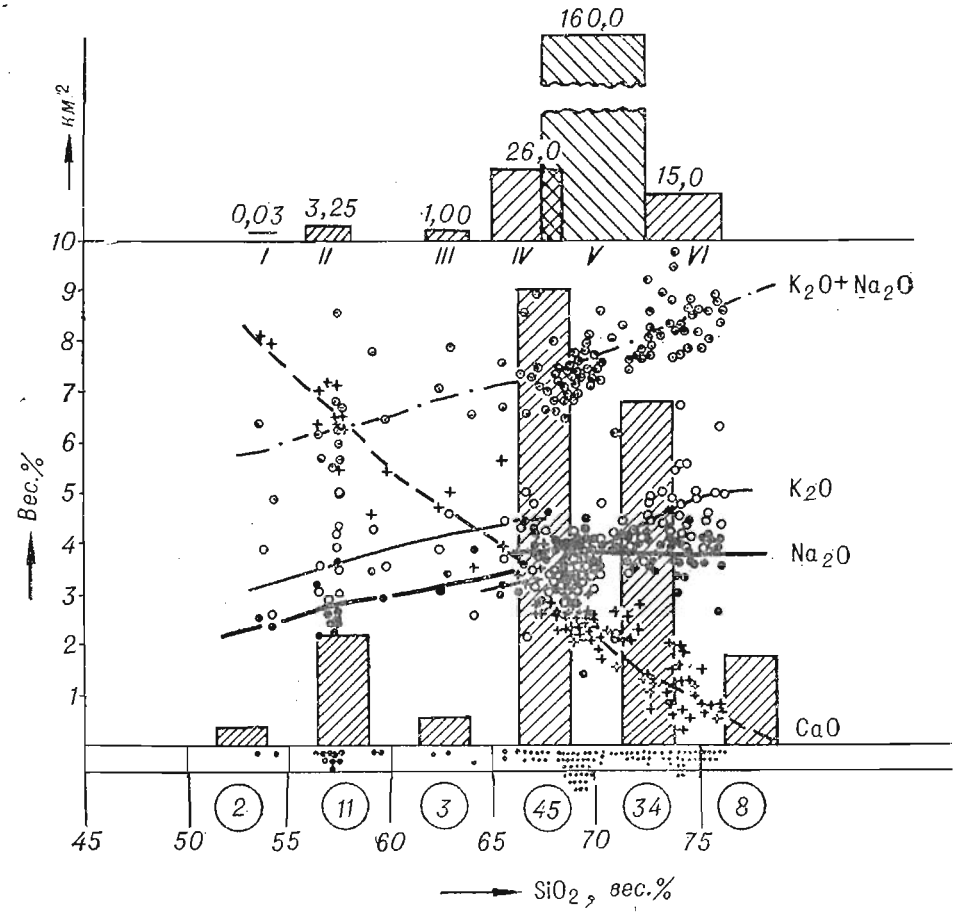


Рис. 140. Статистико-петрохимическая диаграмма Нуратинской серии в Мадаватском, Устукском, Синтабском и Акчопском интрузивах. Сост. по данным табл. 41, 45.

I — габбро-диориты; II — диориты и монцо-диориты; III — кварцевые диориты; IV — гранодиориты; V — биотитовые гранодиориты, адамеллиты и граниты Лянгарского и Шуракского комплексов; VI — двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса.

ет отчетливой прерывистостью, но малой контрастностью, приближаясь по этому признаку к Каратюбинскому ареалу Кульджуктауской серии (рис. 134, 140, 141). В данном ареале широко развиты граниты Гатчинского комплекса и в связи с этим распространены признаки редкометального оруденения, тогда как скарновые проявления не характерны.

В Южно-Нуратинском ареале в отличие от предыдущего интрузивные тела Каттаичского комплекса теснейшим образом объединены с телами более поздних гранитоидов, граница между ним и последующими комплексами условна, т. е. вся серия совершенно непрерывна. Здесь представлен крайний случай непрерывности во всем ряду очаговых ареалов Кульджуктауской и Нуратинской серий, различающихся по этому признаку. В данном ареале Гатчинский комплекс проявлен слабо, признаки редкометального оруденения редки. Скарново-шеелитовое оруденение, напротив, развито широко и интенсивно.

Следовательно, несмотря на большое сходство, оба очаговых ареала имеют и свои существенные отличия, относящиеся к особенностям эволюции интрузивной серии, количественным соотношениям разных ее членов и признакам рудоносности.

8. Общим для обоих очаговых ареалов является приуроченность к особой части Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоны,

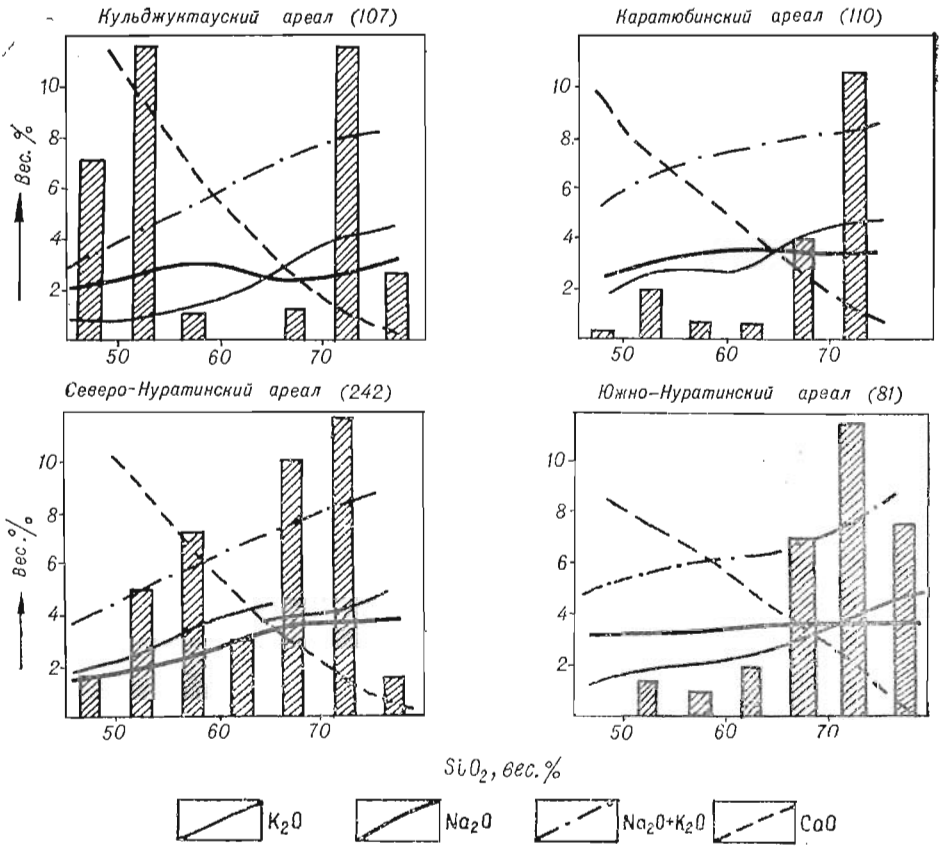


Рис. 141. Сопоставление статистико-петрохимических диаграмм Кульджуктауской и Нуратинской серии по ареалам. Цифры в скобках означают число анализов.

которая с самого начала кембрийского периода отличалась либо тенденцией к воздыманию, либо относительной тектонической стабильностью. Эта область, если исходить из палеотектонических данных и данных геофизики, вполне заслуживает выделения в качестве отдельной зоны или подзоны (см. гл. III).

Судя по материалам Ш. А. Чембарисова и другим геофизическим данным, которые проанализированы и обобщены для данной книги М. В. Сухиным, интрузивы Нуратинской серии представляют собой уплощенные тела, залегающие на расположенном относительно близко к поверхности фундаменте, структуры которого «просвечивают» через интрузивы благодаря сравнительно малой эффективной массе последних.

9. Особые тектонические условия формирования интрузивов Нуратинской серии, прежде всего близость фундамента, скорее всего, определили и ряд специфических, только им присущих, особенностей строения: сильно удлиненную в плане, но уплощенную по вертикали форму; образование как мелких инъекций, так и большинства интрузивных тел путем заполнения полостей отслоения боковых пород и, как следствие, преимущественно согласное отношение к структурам рамы; широкое распространение пологих или слабонаклонных интрузивных залежей и даек, моделирующих собой уплощенную форму интрузива, и т. д. По этим признакам, тесно связанным именно с тектонической обстановкой, рассматриваемые интрузивы существенно отличаются от интрузивов Кульджуктауской серии.

10. Многократное внедрение различных по составу порций магмы вдоль полостей отслоения и вдоль крупных магмоподводящих разломов

является причиной очень сложного, многофазного строения интрузивов, местами (как в Кескенсайском и Актауском) с грубой зональностью, ранее ошибочно принимавшейся за ассимиляционную, а во всех других интрузивах — с незакономерным размещением интрузивных тел разного состава на площади.

11. Специальное картирование интрузивов позволило выделить в их составе большое число интрузивных тел, из которых каждое в поле визуально казалось однородным. Для проверки визуальных впечатлений было предприянто площадное петрохимическое опробование отдельных тел диоритов и кварцевых диоритов Кескенсайского интрузива. В результате объективно подтвержден вывод о высокой однородности интрузивных тел и «ступенчатом» (дискретном) характере вещественных границ между ними. Аналогичные выводы были получены М. В. Сухиным путем массовых измерений плотности, магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород по отдельным профилям.

Эти исследования имеют важное методическое значение, так как дают материал для объективных суждений о степени однородности интрузивных тел и характере границ между ними. Важно, что такие породы, как диориты и кварцевые диориты, традиционно считающиеся весьма неустойчивыми по составу и соответственно гибридными, на деле оказываются даже более однородными, чем любые граниты, что позволяет упомянутый «критерий гибридизма» снять с обсуждения.

12. После выделения интрузивных тел разного состава и уяснения степени их однородности стало возможным изучать и интерпретировать приконтактовые изменения интрузивных пород разных фаз на более строгой основе, чем ранее. В результате специального исследования были выделены различные типы эндоконтактовых изменений. Главным

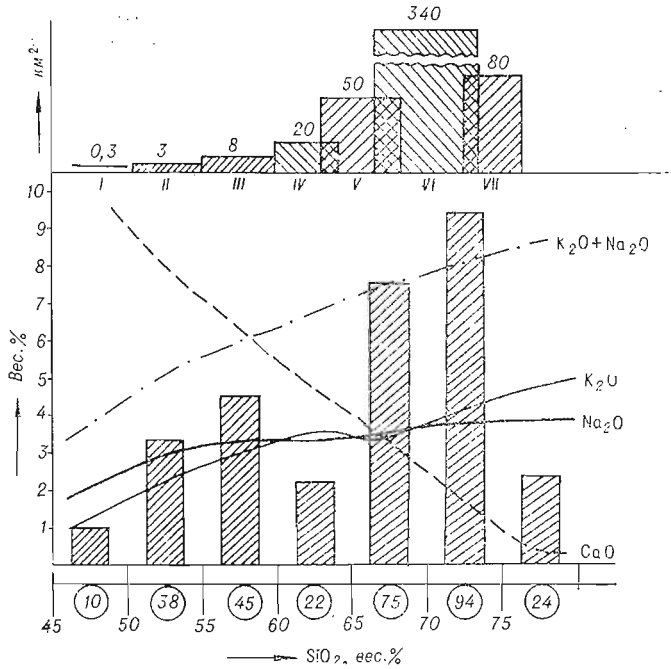


Рис. 142. Статистико-петрохимическая диаграмма Нуратинской интрузивной серии.

Каттанчский комплекс: I — габбро. II — габбро-диориты и диориты, III — диориты и монцо-диориты, IV — кварцевые диориты, V — граноциориты; VI — адамеллиты и граниты Лянгарского и Шуракского комплексов; VII — двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса.

из них является лейкократизация интрузивных пород, но отнюдь не увеличение их основности. Независимость общего состава интрузивных тел от характера вмещающих пород, существенная независимость от этих пород эндоконтактовых фаций и отчетливо многофазное строение интрузивных массивов служат аргументами в пользу внедренного характера интрузивных тел. Этот вывод подкреплен наблюдениями над переносом магмой ксенолитов, заполнением ею полостей отслоения и т. п. Вместе с тем повсеместное развитие процессов приконтактового магматического замещения свидетельствует о том, что разработка камер интрузивных тел продолжалась и после их внедрения.

13. Нуратинская серия в целом определяется как калинатровая непрерывная завершенная (рис. 141 и 142). Ей присущи свои особенности: сложное строение «гранитной части», которая распадается на три четко обособленных, но тем не менее тесно связанных гранитных комплекса нарушение гомодромного хода эволюции при переходе от Лянгарского комплекса к Шуракскому; близость Гатчинского комплекса к формации высокоглиноземистых гранитов. Послегранитовые дайки в составе серии очень редки.

14. По данным М. В. Сухина, интрузивы Нуратинской серии в гравитационном поле обычно характеризуются локальными отрицательными аномалиями незначительной интенсивности. Магнитное поле дифференцированное, знакопеременное или отрицательное. Породы серии в целом весьма слабо магнитные.

15. Серия распространена преимущественно в области развития древних толщ, поэтому данные о ее возрасте ограничены. Кескенсайский интрузив, по Е. В. Чукарову, прорывает на востоке карбонатные отложения C_2b—m_1. Интрузивы серии секут системы кварцевых жил и пояса даек, скорее всего принадлежащие Бокалинской серии C_2m. В конгломератах C_2m_2—C_3, распространенных непосредственно севернее Темиркобукского интрузива, судя по материалам И. В. Мушкина, З. А. Юдалевича и Р. И. Ярославского, есть галька пород Бокалинской и Кошрабатской (?) серий, но не обнаружены породы Нуратинской серии. Поэтому можно полагать, что эти конгломераты, как и во всех других районах Тянь-Шаня, древнее рассматриваемых интрузивов.

16. Нуратинская серия имеет много общих черт с Кульджуктауской. Как показано на рис. 141, обе серии относятся к одному калинатровому типу, что само по себе позволяет предполагать принадлежность их к одной магматической эпохе (Кузнецов, Изох, 1969). Различаются они только по прерывистости (контрастности), причем по этому признаку более всего сближаются Каратюбинский и Северо-Нуратинский ареалы. Сказанное служит основанием для того, чтобы относить Нуратинскую и Кульджуктаускую серии к одному латеральному ряду габбро-гранитовых формаций (см. гл. X).

Глава IX.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПРИЗНАКИ ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Тымский комплекс представляет собой многофазный гомодромный ряд пород: биотитовые, реже роговообманково-биотитовые адамеллиты — биотитовые граниты — двуслюдяные граниты — лейкограниты, аплиты, пегматиты. Интрузивы комплекса распространены главным образом в восточной части Зеравшано-Алайской зоны. В отличие от всех прочих подразделений предшествующие гранитоидам габброиды или диориты не установлены, поэтому употреблен термин «комплекс», а не «серия».

Комплекс калиевый завершенный (рис. 143). Граниты конечных фаз высокоглиноземистые (богатые слюдой, особенно мусковитом, содержат гранат). По главным формационным признакам комплекс очень сходен с гранитоидным комплексом Кульджуктауской серии.

Характерный признак комплекса — весьма сильная гнейсовидность гранитоидов, переходящая местами в листоватость и плойчатость и проявленная также в жильных породах и гидротермальных кварцевых жилах. Эти породы, несомненно, участвовали в более поздних складчатых деформациях в отличие от пород Кульджуктауской или Нуратинской серий, которые становятся гнейсовидными лишь в результате кристаллизации под давлением или вследствие наложенного катаклаза вдоль крупных разломов. Данный признак позволяет различать разновозрастные гранитоиды в тех местах, где те и другие пространственные сближены и динамометаморфизованы в резко различной степени. Наличие переходов от гнейсовидных к массивным породам лишает этот признак самостоятельного диагностического значения.

Главным основанием для выделения Тымского комплекса служат взаимоотношения с другими интрузивными или вмещающими породами, свидетельствующие о его древнем возрасте.

Кошрабатская серия представлена в трех интрузивах: Кошрабатском, Тозбулакском и Лолабулакском, которые принадлежат удаленным друг от друга ареалам и, как это вообще свойственно щелочным формациям, обладают существенными различиями. Общим для них является наличие непрерывного гомодромного ряда пород, который начинается с щелочных габбро или сиенито-диоритов, после следуют сиениты, затем кварцевые сиениты, граносиениты и, наконец, граниты. Весь ряд отличается высокой общей щелочностью (K_2O+Na_2O более 8%) при преобладании калия (рис. 143). В состав интрузивов входят тела различных сиенитоидов; в Тозбулакском интрузиве есть нефелиновые сиениты.

Самостоятельных (т. е. относящихся к отдельным фазам внедрения) тел щелочных пород в других интрузивных сериях Западного Узбекистана нет. В этом состоит главное отличие от них Кошрабатской серии. Некоторое сходство с нею имеет один лишь Каттаичский комплекс Нуратинской серии, и притом только в Северо-Нуратинскомареа-

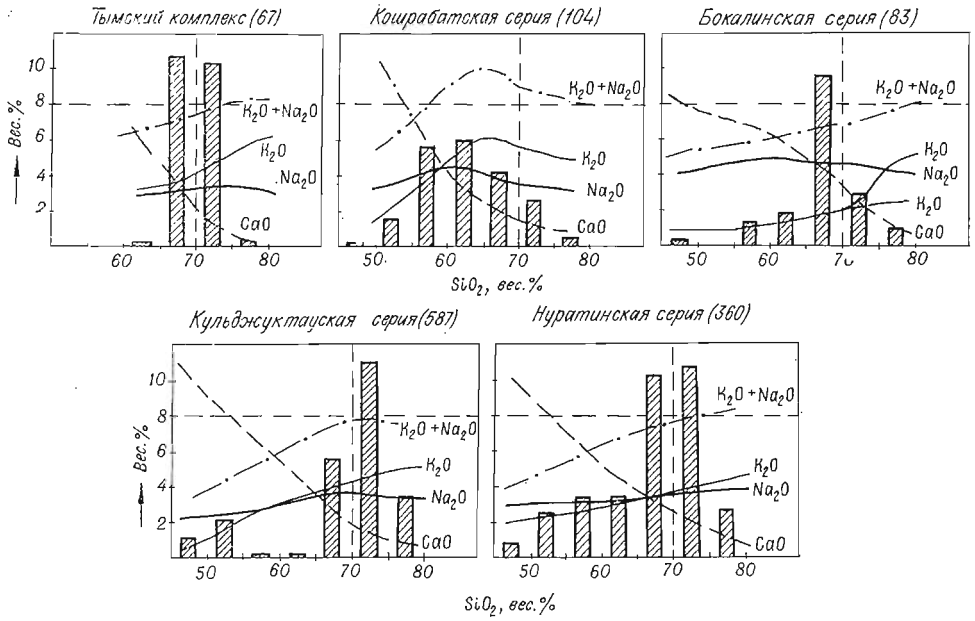


Рис. 143. Сопоставление сводных статистико-петрохимических диаграмм гранитоидных формаций Западного Узбекистана.

ле. Там он обладает повышенной калиевостью, благодаря чему развиты породы, переходные к монцонитам, сиенито-диоритам или граносиенитам, тем не менее не выходящие за пределы нормального щелочноземельного ряда.

Габброиды Кошрабатской серии от габброидов Бокалинской, Кульджуктауской и Нуратинской серий отличаются развитием титанистого пироксена, амфиболов ряда баркевикита-гастингсита и рибекита-арфведсонита, а по химизму — высокой общей железистостью. Эти различия настолько существенны, что спутать кошрабатские габброиды с другими невозможно.

Сиенитоиды серии по формальным признакам сходны с породами краевых фаций отраженной щелочности, которые возникают на контактах габброидов и диоритов, а иногда и гранитоидов более молодых серий с мраморами, изредка с основными породами. Однако, по существу, те и другие породы несопоставимы. Для «кошрабатских» сиенитоидов характерно развитие щелочных или субщелочных цветных минералов, тогда как для пород щелочных краевых фаций эти минералы не характерны. Микроклин в приконтактовых фациях преобладает над плагиоклазом и полностью его вытесняет. Породы этих фаций обычно крайне неоднородны. Если сравнивать между собой не отдельные образцы или шлифы, а геологические тела, то сиенитоиды Кошрабатской серии и щелочных краевых зон других серий вообще несопоставимы. С точки зрения генезиса это означает, что сиенитоиды Кошрабатской серии надо считать продуктом кристаллизации глубинной щелочной магмы, а сиенитоиды краевых фаций — результатом взаимодействия нормальных щелочноземельных расплавов с соответствующей средой. Связующих звеньев между теми и другими в Западном Узбекистане не установлено.

Субщелочные граниты известны только в Тозбулакском интрузиве, где они чрезвычайно сходны с гранитами Кульджуктауской серии, но тем не менее отчетливо распознаются по микроскопическим признакам и деталям облика. Некоторое сходство с ними имеют роговообман-

ково-биотитовые граниты Чарыктинского интрузива Кульджуктауской серии, обладающие повышенной калиевостью.

Биотитовые граниты и лейкограниты Кошрабатской серии слагают только дайки, жилы или зоны приконтактовой лейкократизации. На контакте с терригенными породами наряду с покислением происходит уменьшение щелочности сиенитов или граносиенитов, в результате чего образуются нормальные щелочноземельные или даже высокоглиноземистые (недосыщенные щелочами) граниты и лейкограниты. Конвергентное сходство с лейкократовыми жильными и приконтактовыми породами других серий в данном случае весьма велико. Определять принадлежность этих пород к той или иной серии по чисто петрографическим признакам пока не удается, однако специальных усилий в этом направлении не предпринималось.

Таким образом, на уровне габброидов и сиенитоидов Кошрабатская серия распознается вполне надежно, и только на уровне гранитов и особенно лейкогранитов при диагностике возникают затруднения.

В Бокалинской серии наиболее эродирован и лучше всего изучен Бокалинский интрузив. В нем представлен следующий многофазный ряд пород: габбро-диориты — кварцевые диориты — тоналиты — трондьемиты — плагиограниты — граниты и гранит-порфиры — различные послегранитовые дайки (от плагиогранит-порфиров до диорит-порфиритов и лампрофиров). Этот интрузив, однако, обладает рядом уникальных особенностей состава и истории развития, особенно на заключительных стадиях эволюции, когда формируются многочисленные и разнообразные дайки. Вследствие этого использование его в качестве опорного объекта требует внесения определенных коррективов.

К Бокалинской серии отнесены также небольшие (слабоэродированные) и хуже изученные интрузивы: Янгаклыкский, Каттармайский, Джаманкынгырский, а с некоторой условностью — отдельные части Актауского, Заркайнарского и Устукского гетерогенных интрузивов. Недостаточное число хорошо изученных объектов затрудняет суждения по поводу латеральной изменчивости данной серии, которая может оказаться существенной. С дайками Бокалинского интрузива сопоставлены дайки золоторудных поясов Западного Узбекистана: Каттармайского, Северо-Нуратинского, Каратауского, Караулхана-Чармитанского и Мурунтауского. Эти пояса рассматриваются как проекции на дневную поверхность крупных глубокозалегающих плутонов Бокалинского или сходного с ним типа, т. е. отвечают очаговым ареалам.

Для Бокалинской серии характерно постоянное господство натрия над калием во всех интрузивных породах, кроме последних гранитов и гранит-порфиров, а также некоторых лампрофиров. По этому признаку они четко различаются среди других рассматриваемых здесь формационных подразделений (см. рис. 143).

Габбро и диориты Бокалинской серии совершенно лишены микроклина, не содержат или содержат очень мало кварца, весьма богаты натрием и бедны калием (см. рис. 143). По этим признакам они в целом мало похожи на габброиды и диориты Кульджуктауской и Нуратинской серий. Однако возможности конвергенции признаков остаются неисследованными.

Тоналиты и трондьемиты также практически лишены микроклина или содержат его в резко подчиненном по отношению к плагиоклазу количестве. Характерны бледноокрашенная роговая обманка и оливковый или зеленоватый биотит. Рудный минерал представлен только обильным магнетитом, что имеет важное диагностическое значение (Изох, Вахрушев, 1972).

Тоналиты и трондьемиты Бокалинской серии по облику и структуре очень сходны с гранодиоритами и адамеллитами Нуратинской серии. В поле до тех пор, пока не было соответствующей направленности на-

блюдений, они между собой не различались. В Заркайнарском и Устукском интрузивах и отчасти в Актауском вопрос о выделении пород Бокалинской серии встал лишь в процессе обработки каменного материала, что повлекло за собой условность при их разделении. По этой же причине осталась неизученной возможная конвергентность петрографических, петрохимических и петрофизических признаков (см. далее) в близких по кремнекислотности — основности породах Бокалинской и Нуратинской серий. Есть данные о том, что эта конвергентность может быть значительной, хотя неясно пока, в каких пределах. В частности, в краевых частях Бокалинского интрузива отмечено обогащение тоналитов и трондьемитов калием. Можно предполагать, что такое обогащение в еще большей степени присуще апикальным частям интрузивов или выдвинутым кверху куполам. Так, в Каттармайских штоках тоналиты богаче калием, чем совершенно аналогичные по всем другим признакам одноименные породы Бокалинского интрузива.

Граниты и лейкограниты Бокалинской серии распадаются на две ветви: высоконатровую (плагиограниты) и натрово-калиевую. Плагиограниты нередко слагают краевые оторочки на контактах гранитоидов Кульджуктауской и Нуратинской серий с роговиками, однако нигде в этих сериях не образуют отдельных интрузивных тел, даек или жил. В таком амплуа они являются принадлежностью только Бокалинской серии. Натрово-калиевые граниты, напротив, в разных формациях, в том числе в Бокалинской серии, образуют секущие тела или дайки. Они очень сходны между собой по облику, микроскопическим особенностям и химизму, так что конвергенция в данном случае выражена вполне отчетливо. Диагностические признаки разновозрастных пород этой группы пока не выработаны.

Послегранитовые лампрофиры и порфириты Бокалинской серии имеют много общего с таковыми Кульджуктауской серии и с любыми послегранитовыми дайковыми породами различных щелочноземельных габбро-гранитовых серий. Распознавать их нелегко. Тем не менее, как показано в главах VI и VII, некоторые диагностические признаки все же выявлены. Так, лампрофиры Бокалинской серии в связи с нарастанием роли калия к концу эволюции оказываются более калиевыми, чем ранние габброиды той же серии, хотя вместе с тем они тесно сопряжены с высоконатровыми тоналит- и трондьемит-порфирами. В Кульджуктауской серии подобных высоконатровых пород вообще нет, а лампрофиры по химизму вполне сопоставимы с габброидами ранних фаз, т. е. сравнительно бедны калием. В данном случае проглядывают какие-то еще недостаточно изученные закономерности связи состава послегранитовых даек с характером интрузивной серии в целом, которые требуют специального внимания и представляются многообещающими.

Таким образом, Бокалинская серия распознается прежде всего по высокой натровости преобладающих типов пород, по увеличению калиевости к самому концу эволюции, по специфическому набору жильных и дайковых пород, а также по петрофизическим свойствам (см. далее).

Кульджуктауская серия представлена более чем 30 интрузивами, относящимися к разным очаговым ареалам: Кульджуктаускому, Зирабулакскому, Зиаэтдинскому, Каратаускому, Каратюбинскому, Койташскому, Ауминзатаускому, Чарыктинскому, Алтынтаускому и другим. В большинстве из них она представлена сочетанием двух интрузивных комплексов: габбро-диоритового и гранитоидного, а в Зиаэтдинском, Зирабулакском и Алтынтауском ареалах, где серия является неполной,— только гранитоидным. Наиболее яркая черта Кульджуктауской серии, отличающая ее от всех прочих, состоит в ее резкой прерывистости, т. е. в отсутствии или весьма малой роли кварцевых дио-

ритов и гранодиоритов как связующих или промежуточных пород между габброидами и гранитоидами. Серия эта натрово-калиевая завершенная (рис. 143). Для гранитоидного комплекса характерна смена роговообманково-биотитовых гранодиоритов и адамеллитов биотитовыми адамеллитами и гранитами, а последних — двуслюдяными гранитами, близкими к высокоглиноземистым. В некоторых интрузивах (Тозбулакском, Каратюбинском, Ауминзатауском) в гранитоидном комплексе фиксируется некоторое нарушение гомодромного хода эволюции.

Габброиды и диориты Кульджуктаской серии в отличие от бокалинских практически всегда содержат кварц и микроклин. Хотя натрий в них преобладает над калием, однако разница в их содержании не достигает таких значений, как в Бокалинской серии (см. рис. 143). Вследствие резкой прерывистости и высокой контрастности, присущих только данной серии, только в ней появляются отдельные расслоенные основные интрузивы, которые можно отнести к самостоятельной габбро-пироксенит-дунитовой формации (Бельтауский и Шайдаразский интрузивы в горах Кульджуктау). Цветные минералы габброидов и диоритов представлены авгитом, обыкновенной или уралитовой роговой обманкой, иногда оранжево-бурым керсутитом. Нередок ромбический пироксен. Щелочных минералов в отличие от «кошрабатских» габброидов нет.

Адамеллиты и тесно связанные с ними гранодиориты Кульджуктауской серии входят только в гранитоидный комплекс, т. е. отделены «разрывом» свойств от габбро-диоритового комплекса. Среди них развиты как равномернозернистые, так и крупновкрапленниковые разновидности с выделениями микроклина обычно до 1—3 см в длину. Адамеллиты и гранодиориты содержат роговую обманку и (или) биотит. Роговая обманка зеленая, обыкновенная, биотит окрашен в бурые тона.

Роговообманково-биотитовые граниты редки; они известны в Койташском, Чарыктинском, Аяк-Кудукском интрузивах. Роговая обманка в гранитах обычно зеленая, обыкновенная и лишь в Чарыктинском интрузиве — густоокрашенная, близка к гастингситу. Чарыктинские граниты, как отмечалось, имеют сходство с субщелочными гранитами Кошрабатской серии.

Биотитовые граниты Кульджуктауской серии сходны с «тымскими», но резко отличаются от «кошрабатских» субщелочных гранитов, как показано на примере Тозбулакского интрузива, где те и другие породы развиты совместно. Принципиально несопоставимы они с плагиогранитами Бокалинской серии. В то же время от принадлежащих последней натрово-калиевых гранитов и гранит-порфиров отличать их трудно.

Двуслюдяные граниты часто, хотя и не везде, содержат гранат и могут быть названы высокоглиноземистыми. Отличия от «тымских» двуслюдяных гранитов неясны.

Лейкограниты Кульджуктауской серии практически неотличимы от таковых всех прочих формационных подразделений в силу конвергентности.

Послегранитовые дайки (спессартиты, кварцевые и бескварцевые диоритовые порфириты) известны только в тех очаговых ареалах, где габброиды и гранитоиды тесно сопряжены друг с другом (Кульджуктау, Койташ, Каратюбе, Ауминзатау), но отсутствуют в гранитовых ареалах. По химизму они аналогичны ранним габброидам. Эти и другие данные являются свидетельством теснейшей связи послегранитовых даек с самыми глубинными уровнями магматических очагов. Среди послегранитовых лампрофиров известны только спессартиты, тогда как в Бокалинской серии есть также вогезито-минетты. Об отличиях послегранитовых даек обеих этий серий было сказано выше.

Итак, главными признаками Кульджуктауской серии являются: резкая прерывистость, завершенность; повышенная натровость габбро-

диоритового комплекса и, наоборот, повышенная калиевость гранитоидного (см. рис. 143); эволюция в сторону высокоглиноземистых гранитов (т. е. в сторону понижения общей щелочности).

Нуратинская серия включает два очаговых ареала: Южно- и Северо-Нуратинский. Она представляет собой латеральный аналог Кульджуктауской серии и отличается от последней главным образом непрерывностью или слабовыраженной прерывистостью (см. рис. 143). Граница между ними в какой-то мере условна, так как по степени убывания прерывистости намечается последовательный ряд очаговых ареалов, принадлежащих обеим сериям: Кульджуктауский ареал (резко прерывистый) — Каратюбинский (прерывистый, слабоконтрастный) — Северо-Нуратинский (слабо прерывистый, неконтрастный) — Южно-Нуратинский (непрерывный).

Нуратинская серия подразделена на 4 комплекса: Каттаичский (габбро-гранодиоритовый), Лянгарский (адамеллит гранитовый), Шуракский (также адамеллит-гранитовый) и Гатчинский (высокоглиноземистых гранитов). В целом она определяется как калинатровая завершенная непрерывная серия (см. рис. 143). По сумме этих признаков она отличается от всех других интрузивных серий Западного Узбекистана.

Габбро и диориты Нуратинской серии всегда содержат первичную примесь кварца и микроклина; из цветных минералов развиты авгит, буро-зеленая и зеленая обыкновенная роговая обманка, красноватый биотит. Местами отмечаются ромбический пироксен и керсутит. По минералогическим особенностям и химизму эти породы тождественны габброидам и диоритам Кульджуктауской серии. В Кескенсайском и Сангузарском интрузивах есть габбро-пироксениты, по-видимому, представляющие собой такого же типа дифференциаты габброидов, как в Кульджуктауском ареале. В Южно-Нуратинском ареале габброиды и диориты более натровые, они ближе всего стоят к кульджуктауским, а в Северо-Нуратинском ареале — обогащены калием, давая переходы к монцонитам и сиенито-диоритам.

Гранодиориты Нуратинской серии везде более равномернозернистые и более основные, чем в Кульджуктауской серии. В последней они везде крупновкрапленниковые, менее основные, обычно близкие к адамеллитам.

Адамеллиты и граниты Лянгарского комплекса имеют своих полных аналогов во многих интрузивах Кульджуктауской серии: Тозбулакском, Ауминзатауском, Койташском, Зирабулакском, Каратюбинском, Каратауском и других.

Адамеллиты и граниты Шуракского комплекса петрографически чрезвычайно сходны с предыдущими. Хорошим, хотя и не везде выраженным диагностическим признаком их является обилие ксенолитов подстилающих пород или же реликтов очагового субстрата. Аналогичные породы, также сформированные со слабым нарушением гомодромности, известны и в гранитоидном комплексе Кульджуктауской серии (Тозбулакский, Каратюбинский, Ауминзатауский интрузивы). Таким образом, нарушение гомодромного хода эволюции гранитоидов и внедрение адамеллитов и гранитов «шуракского» типа представляют собой событие, общее для обеих сопоставляемых серий.

Двуслюдяные граниты Гатчинского комплекса практически аналогичны одноименным породам Кульджуктауской серии, но содержат гранат чаще и в большем количестве. Они, как и в этой последней, часто катаклазированы, вплоть до разгнейсования, однако динамометаморфизм нигде не достигает такой интенсивности, как в Тымском комплексе.

Лейкограниты, аплиты и пегматиты в Нуратинской серии проявлялись неоднократно, в связи с каждым из перечисленных выше интру-

зивных комплексов. В целом они неотличимы от одноименных пород ранее рассмотренных подразделений, и только связанные с Гатчинским комплексом отличаются обилием мусковита, граната и турмалина.

Послегранитовые дайки Нуратинской серии редки и практически не изучены.

Как видно из изложенного, наибольшие различия между Нуратинской и Кульджуктауской сериями выявляются на уровне гранодиоритов — кварцевых диоритов, т. е. связаны с признаком прерывистости. В остальных своих частях обе серии очень сходны, если отвлечься от более детального расчленения Нуратинской серии, обусловленного лучшей ее изученностью. Думается, при большей детальности исследований гранитоиды Кульджуктауской серии смогут быть подразделены на ряд комплексов столь же дробно.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Петрофизические исследования, хотя и проводились М. В. Сухиным по согласованной программе, однако были практически независимы от работ других исполнителей темы. Поэтому полученные им данные служат объективным контролем геолого-петрографических наблюдений и во многом дополняют последние.

Замечания по методике петрофизических исследований. Изучение интрузивов велось преимущественно путем составления детальных (1:5000—1:25 000) геолого-геофизических разрезов с частым отбором проб для определения физических свойств пород, а также для спектрального, радиометрического, химического и минералогического анализов. Пробы по линиям разрезов отбирались в среднем через 50—100 м, в зонах контактов и геофизических аномалий — через 50, 20, 10 и 1—2 м. Одновременно с геологическими наблюдениями выполнялась профильная магнитная съемка ΔZ магнитометром М-23 с целью увязки характера магнитного поля с магнитными свойствами пород. Шаг наблюдений в большинстве случаев соответствует пикетам на профиле (100, 50 м, до 5—10 м в тех интервалах, где по геологическим предпосылкам ожидалось повышение магнитности пород). С такой же детальностью по линии разреза производилось измерение гамма-активности гранитоидов радиометром СРП-2.

Как выяснилось, при расчленении и сопоставлении изверженных пород наиболее эффективными физическими параметрами являются плотность и магнитная восприимчивость как в силу их закономерных связей с вещественным составом пород, так и из-за портативности аппаратуры и высокой производительности измерений. Ввиду того, что интрузивные образования Западного Узбекистана слабо дифференцированы по магнитным и плотностным свойствам, были дополнительно изучены общая естественная радиоактивность, естественная остаточная намагниченность и геохимические особенности.

Плотность пород определялась на воздушно-сухих образцах методом гидростатического взвешивания на технических весах со средней квадратичной ошибкой $\pm 0{,}008$ г/см^3. Для изучения магнитной восприимчивости ($\varkappa$) и естественной остаточной намагниченности In использовался астатический магнитометр МА-21. Средняя относительная погрешность измерений этих параметров не превышала 5 и 17%. Общая естественная радиоактивность определялась на установке ДП-100 по порошковым пробам из дубликатов спектральных проб (точность измерений $\pm 0{,}0003$ экв.% урана).

Для данных лабораторных измерений вычислены четыре основных статистических параметра: среднее арифметическое, среднее квадратическое отклонение (стандарт), асимметрия и частично эксцесс. Соот-

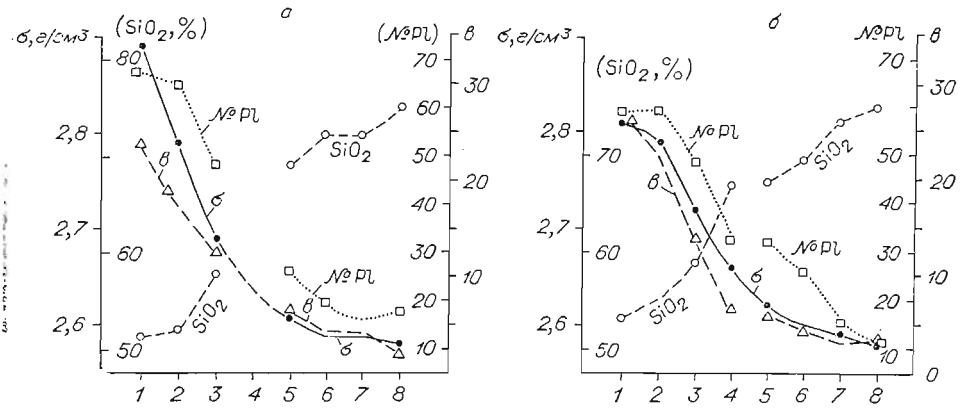


Рис. 144. Зависимость плотности σ пород Кульжуктауской (*а*) и Нуратинской (*б*) серий от содержания SiO_2, величины числовой характеристики *b* (по А. Н. Заварицкому) и модального номера плагиоклаза (№ Pl).

1 — габбро и габбро-диориты; *2* — сиенито-диориты и диориты; *3* — кварцевые диориты и кварцевые сиенито-диориты, *4* — гранодиориты; *5* — адамеллиты; *6* — граниты; *7* — двуслюдяные граниты; *8* — лейкограниты и аплиты.

ветствие законам распределения определялось с помощью асимметрии и эксцесса. Установлено, что нормальному закону распределения подчиняются параметры плотности, общей радиоактивности и магнитной восприимчивости, а также намагниченности для слабомагнитных пород. Для пород с магнитной восприимчивостью и остаточной намагниченностью более $50—100 \cdot 10^{-6}$ СГС распределение случайных величин подчиняется логнормальному закону.

Ниже рассматриваются петрофизические особенности интрузивных серий и комплексов, служащие целям их разделения и сопоставления.

Плотность интрузивных пород в связи с их незначительной пористостью почти полностью определяется минералогическим и химическим составом и потому является одним из важнейших физических свойств пород. Она наиболее полно отражает их вещественный состав, структурно-текстурные особенности и вторичные изменения.

Для интрузивных пород нормального ряда (от гранитов до габбро) устанавливается непрерывное увеличение плотности с возрастанием их основности, что связано с уменьшением содержания SiO_2, повышением основности плагиоклаза и содержания тяжелых железисто-магнезиальных минералов. Для собственно гранитоидов колебания плотности незначительны. В породах среднего и основного состава различия наиболее существенны.

Данная закономерность подтверждается на примере Кульджуктауской и Нуратинской интрузивных серий, в которых корреляция плотности с содержанием SiO_2, величиной числовой характеристики *b* (по А. Н. Заварицкому) и модальным номером плагиоклаза весьма сильная (рис. 144, *а*).

Тымский гранитоидный комплекс петрофизически изучен слабо; имеются данные только для собственно Тымской группы интрузивов. Средняя плотность гнейсовидных регионально катаклазированных порфировидных биотитовых гранитов — адамеллитов и двуслюдяных гнейсовидных гранитов равна соответственно 2,63 и 2,59 г/см³ (рис. 145). Эти цифры близки к средним значениям плотности одноименных пород других гранитоидных комплексов.

Наиболее характерный признак Кошрабатской серии — разделение на три петроплотностных группы: 1 — меласиениты и сиенито-диориты Кошрабатского массива ($\sigma = 2{,}83$ г/см³); 2 — сиениты Кошрабатского массива, кварцевые сиениты и сиениты Лолабулакского и Тозбулакско-

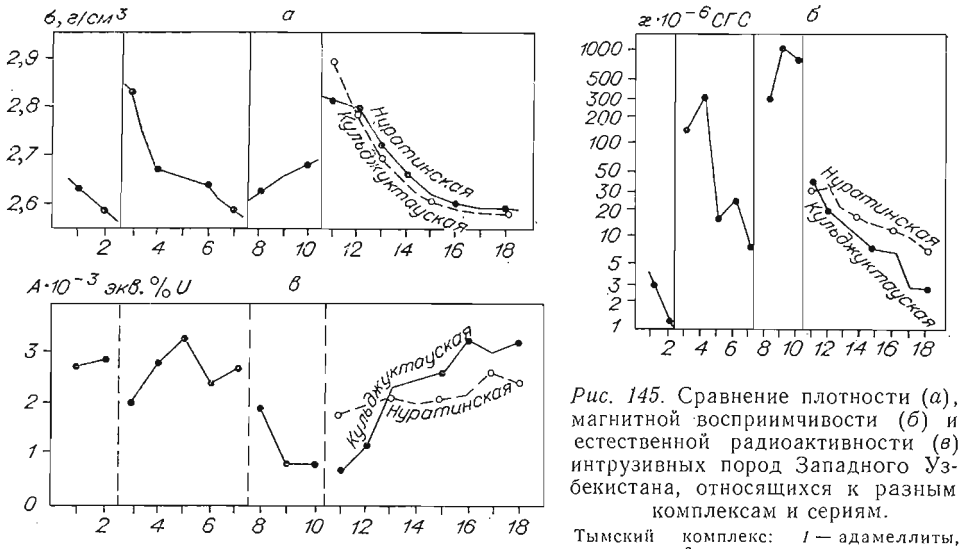


Рис. 145. Сравнение плотности (*а*), магнитной восприимчивости (*б*) и естественной радиоактивности (*в*) интрузивных пород Западного Узбекистана, относящихся к разным комплексам и сериям.

Тымский комплекс: *1* — адамеллиты, граниты, *2* — двуслюдяные граниты; Кошрабатская серия: *3* — меласиениты, сиенито-диориты, *4* — сиениты, *5* — кварцевые сиениты, *6* — граносиениты, *7* — щелочные граниты; Бокалинская серия: *8* — тоналиты, трондьемиты, адамеллиты (Нуратинский ареал), *9* — тоналиты, трондьемиты, *10* — тоналит- и трондьемит-порфиры (*9—10* — Букантауский ареал); Кульджуктауская и Нуратинская серии: *11* — габбро, габбро-диориты, *12* — диориты, *13* — кварцевые диориты, *14* — гранодиориты, *15* — адамеллиты — граниты, *16* — биотитовые граниты, *17* — двуслюдяные граниты, *18* — лейкограниты и аплиты.

го массивов (σ=2,65—2,66 г/см³), а также граносиениты Кошрабатского массива (σ=2,64 г/см³); 3 — субщелочные граниты Тозбулакского массива (σ=2,59 г/см³).

Как видно на рис. 145, породы первой группы по своей плотности близки к габброидам Кульджуктауской и Нуратинской серий и значительно отличаются по величине этого параметра от других групп. Судя по плотности и минералогическому составу, их вполне можно считать богатыми щелочами габброидами. Между ними и другими группами той же серии существует значительный разрыв по плотностной характеристике, что является свидетельством бимодального строения интрузивной серии в Кошрабатском интрузиве.

В следующей группе плотность постепенно понижается от сиенитов к кварцевым сиенитам и граносиенитам. Эти породы, вероятно, представляют собой генетически единую группу. Плотность субщелочных гранитов Тозбулака (третья группа) близка к таковой обычных биотитовых гранитов.

Бокалинская серия изучена только в своей тоналит-трондьемитовой части. Наблюдается понижение средней плотности тоналитов и трондьемитов в Нуратинском ареале (2,63 г/см³) по сравнению с Бокалинским (2,66—2,68 г/см³). В Нуратинской и Кульджуктауской сериях такой же плотностью обладают породы ряда кварцевый диорит—адамеллит (см. рис. 145).

Кульджуктауская и Нуратинская серии очень сходны между собой по петрофизическим свойствам главных пород и последовательности их формирования. Плотность пород Нуратинской серии в целом несколько выше, чем Кульджуктауской (см. рис. 145). Этот факт может служить подтверждением определенной самостоятельности этих серий и правомерности их выделения.

Магнитная восприимчивость горных пород ($\varkappa$) является мерой их способности приобретать собственный магнитный момент (намагничиваться) под действием магнитного поля. По магнитным свойствам минералы горных пород разделяются на диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. Диамагнитные имеют отрицательную $\varkappa$ (ортоклаз,

кальцит, кварц, галенит, гиперстен, апатит, графит и др.). Магнитная восприимчивость большинства парамагнитных минералов, таких как гранаты, пироксены, амфиболы, слюды, оливин и др., по Н. Б. Дортман, определяется содержанием в них железа. Кроме того, на величину $\varkappa$ этих минералов оказывает влияние изоморфизм элементов. Парамагнитные минералы, участвующие в сложении горных пород, не создают интенсивных магнитных аномалий.

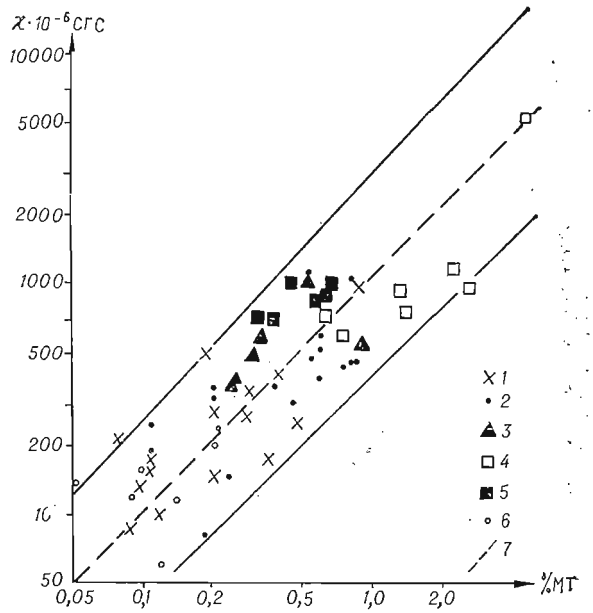


Рис. 146. Зависимость магнитной восприимчивости $\varkappa$ интрузивных пород от содержания магнетита.

1 — Устукский интрузив, *2* — Заркайнарский, *3* — Кошрабатский, *4* — Тамдынский, *5* — Бокалинский, *6* — Актауский, *7* — линия теоретического содержания магнетита, определяемого по формуле $\varkappa = V \cdot 10^{-3}$ СГС.

Основными носителями магнитных свойств являются ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, пирротин, гематит и др.). Величина средне- и сильномагнитных пород определяется количеством и расположением ферромагнитных минералов, их магнитной восприимчивостью, зависящей от их химического состава, и размера зерен. Зависимость $\varkappa$ от содержания магнетита носит статистический характер и устанавливается различными авторами на собственном эмпирическом материале. Такая зависимость была проверена и подтверждена нами для магнитных гранитоидов Западного Узбекистана. Несмотря на довольно большой разброс точек от теоретической прямой (что обусловлено в основном условиями опыта) пропорциональный характер зависимости выступает вполне отчетливо: коэффициент корреляции равен +0,85 (рис. 146). Резкое понижение происходит лишь при катаклазе и гидротермальных изменениях пород.

Тымский комплекс обладает минимальной магнитной восприимчивостью: $(1—3) \cdot 10^{-6}$ СГС (рис. 145, *б*). Это вполне согласуется с характером магнитного поля над ним: оно отрицательное, совершенно не дифференцированное. Столь низкая магнитная восприимчивость обусловлена интенсивным региональным катаклазом и частичной перекристаллизацией пород. Наиболее сильно изменены темноцветные минералы.

Кошрабатская серия включает в себя как магнитные, так и немагнитные породы (рис. 145, б). К первым относятся меласиениты, сиенито-диориты и сиениты ранних фаз Кошрабатского массива, ко вторым — кварцевые сиениты Лолабулакского массива и субщелочные граниты Тозбулакского массива. Повышенная $\varkappa$ первой группы сиенитоидов (до $300 \cdot 10^{-6}$ СГС) связана с наличием в них вторичного титаномагнетита, развивающегося по темноцветным минералам, поэтому породы выделяются в магнитном поле изометричными положительными аномалиями интенсивностью до 200 γ.

Граносиениты Кошрабатского массива имеют низкую магнитную восприимчивость вследствие регионального катаклаза и частично из-за автометасоматического преобразования пород, первоначально, по-видимому, имевших более высокую магнитную характеристику. Такой вывод основывается на петрографических наблюдениях и анализе магнит-

ного поля над граносиенитами. Магнитная восприимчивость граносиенитов, катаклазированных относительно слабее, по абсолютной величине достигает $(150—200)\cdot10^{-6}$ СГС.

Бокалинская серия по магнитным свойствам резко отличается от всех прочих формационных подразделений Западного Узбекистана, а Бокалинский интрузив в этом отношении вообще уникален. Среднее значение магнитной восприимчивости слагающих его пород выше, чем в других интрузивах этой же серии, и составляет $1193\cdot10^{-6}$ СГС. Эта черта находится в прямой зависимости от постоянного содержания в породах первичного магнетита, достигающего 3—7 кг/т. Мозаичное положительное магнитное поле над интрузивом увязывается с общей высокой магнитной восприимчивостью натровых гранитоидов и с неравномерным распределением в них магнетита. Дайки тоналит- и трондьемит-порфиров здесь также сильно магнитны.

Натровые гранитоиды Янгаклыкского, Заркайнарского и Устукского интрузивов, отнесенные к Бокалинской серии, по петрографическим, петрохимическим и лишь отчасти по геологическим признакам, также обладают сравнительно высокой магнитной восприимчивостью $(200—300\cdot10^{-6}$ СГС) и положительным (до (+)200—300 γ) мозаичным магнитным полем над площадью развития соответствующих пород. Эти факты служат независимым подтверждением правомерности выполненных сопоставлений.

По абсолютной величине магнитной восприимчивости ($\varkappa_{ср}=427\cdot10^{-6}$ СГС) и особенностям статистического распределения (малой дисперсии, отрицательной асимметрии) к Бокалинскому интрузиву наиболее близок Янгаклыкский, а по характеру магнитного поля (до 300 γ) — юго-восточная часть Заркайнарского интрузива, как раз та, где развиты натровые гранитоиды и диоритоиды бокалинского типа. В породах Янгаклыкского и Заркайнарского интрузивов повышенная магнитная восприимчивость также обусловлена наличием магнетита (до 1—3 кг/т), хотя состав и особенности распределения этого минерала несколько иные, чем в породах Бокалинского интрузива. В северо-западной части Устукского интрузива, где предполагается развитие пород рассматриваемой серии, все эти признаки менее отчетливы, хотя различия с типичными породами Нуратинской серии, развитыми по соседству (например, в Темиркобукском интрузиве), вполне отчетливы.

Как видно из изложенного, изменчивость магнитных свойств гранитоидов Бокалинской серии в латеральном направлении весьма существенна. Этот факт согласуется с приведенными в предыдущем разделе главы данными о существенной латеральной изменчивости этой серии по петрографическим или петрохимическим признакам. Однако, в какой мере можно ожидать конвергентность всей суммы признаков гранитоидов повышенной основности Бокалинской и Нуратинской серий, остается не выясненным. Судя по тому, что в наиболее типичных объектах Нуратинской серии, таких как Кескенсайский, Темиркобукский, Мадаватский и другие интрузивы, повышение магнитных свойств вообще не фиксируется ни в краевых фациях, ни на разных уровнях эрозионного среза (глубинности), предположение о полной конвергентности кажется мало вероятным. Поэтому мы вправе рекомендовать повышенную магнитность гранитоидов в качестве диагностического признака Бокалинской серии.

В Кульджуктауской и Нуратинской сериях магнитная восприимчивость пород очень мала: от $4\cdot10^{-6}$ СГС у габбро до $(2—3)\cdot10^{-6}$ СГС у гранитов (рис. 145). Магнитные свойства пород в данном случае целиком определяются цветными минералами. В Нуратинской серии магнитная восприимчивость пород несколько выше, но все же значительно меньше, чем в любых породах Бокалинской серии. Тем самым удостоверяется значение этого признака как диагностического.

Общая естественная радиоактивность гранитоидов Западного Узбекистана подчиняется закономерностям, обычным для гранитоидных формаций в целом: она уменьшается с увеличением их основности, причем уран и торий концентрируются преимущественно в темноцветных породообразующих минералах (особенно в биотите) и радиоактивных акцессориях: цирконе, монаците, сфене, ксенотиме и др. (Хамрабаев, 1969; Азимов и др., 1970).

Нами изучалась гамма-активность пород в полевых условиях радиометром СРП-2, а в лаборатории — путем определения содержания эквивалентного урана ($A \cdot 10^{-3}\%$) в порошковых пробах на установке ДП-100. Такая методика не дает указаний на природу радиоактивности, но эта задача и не ставилась. Главным было выявление общих закономерностей распределения радиоактивности и установление возможности разделения пород по этому параметру. Исходя из общих закономерностей отношения тория и урана в гранитоидах Западного Узбекистана (Хамрабаев, 1969; Азимов и др., 1970), предполагается, что в большинстве случаев природа радиоактивности ториевая.

Для выяснения связи радиоактивности с калием составлен график для главных групп пород большинства интрузивных массивов (рис. 147). Корреляция между общей радиоактивностью и содержанием в породах калия, как видно из графика, существует, но она неодинакова по тесноте связи для различных групп пород и интрузивных массивов. Таким образом, даже при таком упрощенном анализе выступает своеобразие поведения урана, тория и калия в каждом из конкретных интрузивных тел. Наиболее тесная корреляция между K_2O и общей радиоактивностью устанавливается в щелочных породах Кошрабатской серии (рис. 148).

Тымский комплекс характеризуется относительно высокой общей радиоактивностью (см. рис. 145, *в*). Кошрабатская серия обладает специфическими особенностями в содержании радиоактивных элементов. Минимальное их содержание ($2{,}0 \cdot 10^{-6}\%$) отмечено в меласиенитах Кошрабатского, а максимальное ($3{,}3 \cdot 10^{-3}\%$) — в кварцевых сиенитах Лолабулакского интрузива. Понижение общей радиоактивности граносиенитов Кошрабатского массива ($2{,}4 \cdot 10^{-3}\%$) связано как с их составом, так и с сильным катаклазом и вторичными изменениями. Решающее значение все же, наверное, имеет режим калия, о чем уже упоминалось выше.

Бокалинская серия обладает аномально низкими значениями общей естественной радиоактивности ($0{,}8 \cdot 10^{-3}\%$) в Бокалинском интрузиве и существенно пониженными ($1{,}9 \cdot 10^{-3}\%$) — в интрузивах Нуратинского ареала. Это связано с пониженной калиевостью пород и с особенностями их формирования в разных очаговых ареалах.

Кульджуктауская и Нуратинская серии по содержанию радиоактивных элементов заметно отличаются одна от другой.

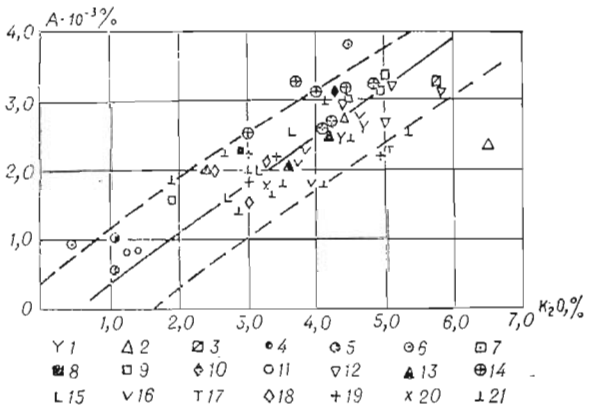


Рис. 147. Корреляция естественной радиоактивности с содержанием калия в интрузивных породах Западного Узбекистана.

Интрузивы: *1* — Тымский, *2* — Кошрабатский, *3* — Лолабулакский, *4* — Бокалинский, *5* — Бельтауский, *6* — Шайдаразский, *7* — Аткамарский, *8* — Койташский, *9* — Зирабулакский, *10* — Карнабский, *11* — Каратауский, *12* — Тозбулакский, *13* — Алтынтауский, *14* — Каратюбинский, *15* — Кескенсайский, *16* — Мадаватский, *17* — Темиркобукский, *18* — Заркайнарский, *19* — Устукский, *20* — Акчонский, *21* — Актауский и Янгалыкский.

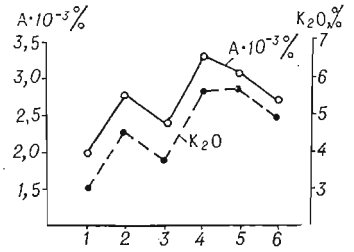


Рис. 148. Зависимость общей естественной радиоактивности от содержаний калия в породах Кошрабатской серии.

Кошрабатский интрузив: *1* — габбро и меласиениты, *2* — сиениты, *3* — граносиениты, *4* — сиенитоиды Лолабулакского интрузива; Тозбулакский интрузив: *5* — сиениты и нордмаркиты, *6* — субщелочные граниты.

В целом Кульджуктауская серия в своей гранитной части характеризуется более высокой общей радиоактивностью (рис. 145, *в*), что согласуется с относительно повышенной калиевостью гранитов. Более высокая общая радиоактивность габбро-диоритов и диоритов Нуратинской серии также, скорее всего, обусловлена их повышенной калиевостью.

Вариации распределения общей радиоактивности пород отчетливо проявляются также в отдельных очаговых ареалах. Гранитоидные массивы с наиболее высокой общей естественной радиоактивностью приурочены к Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоне.

Интрузивные массивы гор Нурата и Букантау характеризуются более низкими значениями ($1—2{,}5 \cdot 10^{-3}$%). Исключением являются граниты Каратауского интрузива (в среднем $3{,}8 \cdot 10^{-3}$%). В этих гранитах отмечаются ортит, ксенотим, циркон.

Р е з ю м е. Петрофизические особенности выделенных интрузивных серий и комплексов следующие.

Для рассматриваемого Тымского комплекса характерны минимальная средняя магнитная восприимчивость пород ($1—3 \cdot 10^{-6}$ СГС), отрицательное недифференцированное магнитное поле (ΔT_a и ΔZ), относительно высокая для адамеллитов общая радиоактивность ($A_{ср} = 2{,}5 \cdot 10^{-3}$ экв.% U).

В составе Кошрабатской серии обособляются три петрофизические группы, имеющие свои отличительные признаки. Меласиениты, сиенитодиориты и сиениты ранних фаз Кошрабатского массива имеют высокую плотность: 2,83 и 2,65 г/см³ и повышенную магнитную восприимчивость ($\varkappa_{ср}$ до $300 \cdot 10^{-6}$ СГС). В магнитном поле эти породы выделяются изометрическими положительными аномалиями интенсивностью до 200γ. Сиенитоиды Лолабулакского интрузива немагнитные, с довольно высокой общей радиоактивностью ($A_{ср} = 3{,}3 \cdot 10^{-3}$ экв. % U). Граносиениты не обладают заметными отличиями от гранитоидов других серий по своим физическим параметрам.

Бокалинская серия обладает только ей присущими петрофизическими особенностями: самой высокой магнитной восприимчивостью пород ($\varkappa_{ср} = 1200 \cdot 10^{-6}$СГС) и чрезвычайно низкой их общей радиоактивностью (до $0{,}8 \cdot 10^{-3}$ экв. % U). Характер магнитного поля над интрузивами обусловлен высокой магнитной восприимчивостью пород: оно положительное, интенсивное (до 300—500 γ).

В Кульджуктауской и Нуратинской интрузивных сериях физические свойства гранитоидов закономерно меняются от ранних габброидов к конечным лейкократовым дифференциатам. Плотность и магнитная восприимчивость слабомагнитных и немагнитных разновидностей пород уменьшается в этом ряду, а общая радиоактивность возрастает. Плотность и магнитная восприимчивость гранитоидов Нуратинской серии в среднем выше, чем аналогичных пород Кульджуктауской серии. Распределение общей радиоактивности обратное — она выше в породах Кульджуктауской серии. Неодинаковые плотность и магнитная восприимчивость в гранитоидах обеих серий могут быть интерпретированы как результат зарождения магматических очагов в субстратах несколько различного состава.

МЕСТО ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Основные сведения о геологическом строении, тектоническом районировании и главных этапах геологической истории региона изложены в гл. II. На основании приведенных в этой главе данных составлена обобщающая схема (рис. 149), которая позволяет наглядно представить положение интересующих нас интрузивных формаций в общей последовательности региональных геологических событий.

Прежде чем перейти к обобщению конкретных данных, надо обратить внимание на одну наиболее общую закономерность гранитоидного магматизма. Она состоит в том, что гомодромные гранитоидные или гранитсодержащие формации (палингенные или анатектические) образуются лишь в периоды интенсивного воздымания всей геосинклинальной области или отдельных крупных ее частей, что представляет собой либо существенное нарушение, либо полное опровержение геосинклинального режима (прогибания, седиментации, а также накопления вулканогенных толщ эвгеосинклинального типа). В связи со сказанным важно напомнить сформулированное Ю. А. Кузнецовым (1970) положение о том, что магматизм вообще, а гранитоидный в особенности не имеет столь тесной причинной связи с геосинклинальным развитием, как предполагалось ранее. Исходя из этих общих позиций, мы должны поставить перед собой задачу отыскать в геологической истории Западного Узбекистана такие события, которые были бы наиболее благоприятными для образования гранитоидов, а именно — этапы восходящих движений и существенного нарушения геосинклинального режима.

Судя по схеме (рис. 149), в домезозойской истории Западного Узбекистана есть основания наметить три крупных седиментационных ритма: докембрийский, кембрийско-раннекарбоновый и раннекарбоново-пермский. Каждый из них начинается с эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных формаций, которые сменяются миогеосинклинальными терригенными и карбонатными. Ритмичная смена наборов собственно геосинклинальных формаций и служит основанием для выделения упомянутых ритмов или циклов.

Самый ранний цикл, сопоставимый с байкальским, незаконченный, так как отсутствуют заведомо орогенные формации. Проявления гранитоидного магматизма в позднем докембрии на интересующей нас территории неизвестны. Именно с этим обстоятельством можно поставить в связь и незаконченный характер первого цикла, и условность его верхней границы.

Второй цикл весьма продолжителен. Нижняя его граница, как сказано, условна, верхняя фиксируется по появлению мощных спилито-диабазовых толщ в намюре, относящихся к началу следующего цикла. Гранитоидный магматизм в течение рассматриваемого длительного отрезка времени имел малые масштабы (Тымский комплекс, Кошрабатская серия) и был не в состоянии полностью нарушить общий ход геосинклинального развития. Поэтому и в данном случае не возникло орогенных формаций, т. е. второй цикл, как и предыдущий, остался незавершенным.

Весь девон и начало карбона в Западном Узбекистане, как и во многих других областях Евразии, несут черты переходного состояния между геосинклиналью и платформой: характерны сравнительно маломощные карбонатные толщи, многочисленные местные перерывы в осадконакоплении в разное время, дифференцированный режим поднятий и прогибаний. Это переходный этап между каледонским и герцинским циклами (в традиционном понимании их объема), который одновременно может рассматриваться и как миогеосинклинальный этап

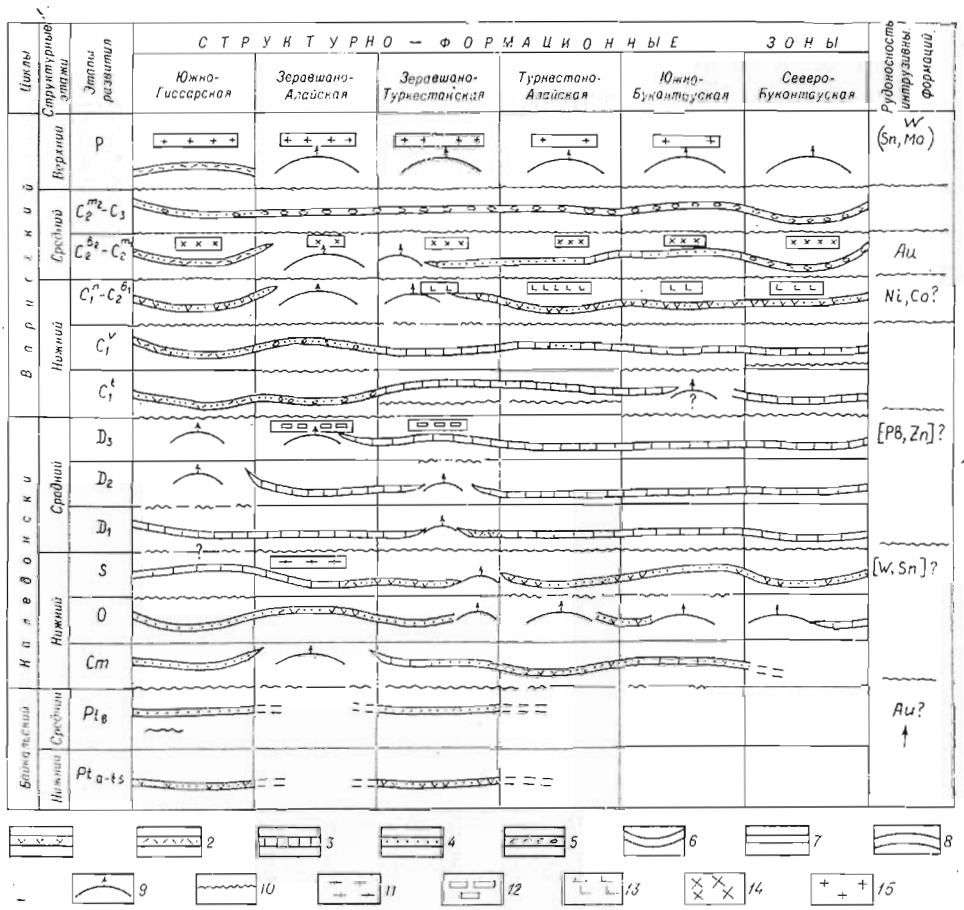


Рис. 149. Схема геологического развития Западного Узбекистана по структурно-формационным зонам. Сост. Э. П. Изох.

1 — эвгеосинклинальные толщи с кремнистыми породами и спилитодиабазовая формация; *2* — кислые и средние эффузивы; *3* — существенно карбонатные формации; *4* — существенно терригенные осадочные формации; *5* — грубообломочные (в том числе молассовые) толщи; *6* — относительно сильное прогибание и осадконакопление в отдельной структурно-формационной зоне; *7* — равномерное осадконакопление в ряде смежных зон; *8* — относительно слабое прогибание и осадконакопление в отдельной зоне; *9* — воздымание и размыв (отсутствие осадконакопления); *10* — стратиграфические перерывы и несогласия; *11—15* — интрузивные формации: *11* — Тымский адамеллит — гранитовый комплекс, *12* — Кошрабатская габбро-сиенит-граносиенитовая серия, *13* — «офиолитовый» комплекс (гипербазиты, габбро, диабазы и др.), сопряженный с эвгеосинклинальными образованиями, *14* — Бокалинская габбро-тоналит-гранитовая серия; *15* — Кульджуктауская габбро-гранитовая и Нуратинская габбро-гранодиорит-гранитовая серии.

каледонид. Впрочем, номенклатурная сторона вопроса в данном случае непринципиальна. Важно то, что это — период спокойной тектоники, наиболее благоприятный для формирования щелочных формаций.

Третий цикл начинается с намюрских эвгеосинклинальных спилитодиабазовых формаций, сопровождаемых интрузивами «офиолитового» типа (серпентиниты, габбро, возможно, плагиограниты). Затем следуют мощные вулканогенно-осадочные терригенные и лишь местами карбонатные толщи среднего карбона. В конце среднего и в позднем карбоне появляются грубообломочные молассовые отложения, распространенные на всей территории региона. Они фиксируют собой процессы всеобщего воздымания и относятся к собственно орогенному этапу герцинского цикла. Последний, таким образом, в отличие от предыдущих завершенный. Вполне закономерно, что в конце его развивается наиболее мощный гранитоидный магматизм, прекращающий существование геосинклинали уже насовсем.

Теперь можно перейти к более детальному рассмотрению возраста и общей геологической позиции рассмотренных в этой книге интрузивных формаций.

Тымский комплекс, как показано в гл. IV, древнее золотоносных кварцевых жил Бокалинской серии и гранитоидов Кульджуктауской серии, что доказывается прямыми наблюдениями на юге Зирабулакских гор.

Галька тымских гранитоидов содержится в конгломератах C_2m_2—C_3, тут же прорванных гранитоидами Кульджуктауской серии (Зирабулакский и Каратюбинский интрузивы). Перемещенные глыбы, обломки и дресва древних гранитоидов на севере Каратюбе находятся в известняковых пудингах, которые считаются характерной частью нижнедевонского разреза. Этим определяется верхняя граница Тымского комплекса. Нижняя граница менее определенна, что служит поводом для дискуссий. При всех обстоятельствах Тымский комплекс приурочен по времени формирования именно к той существенно карбонатной части разреза Зеравшано-Алайской зоны, которая всегда и без оговорок относилась к силуру — девону. Для всей территории Тянь-Шаня в это время наиболее характерной считается именно преддевонская или собственно каледонская фаза тектонических движений. С этих позиций и вывод о преддевонском возрасте Тымского комплекса кажется наиболее логичным, тем более, что все наличные геологические факты ему не противоречат.

В отличие от Среднего и, тем более, Северного Тянь-Шаня, т. е. от областей весьма широкого проявления каледонского гранитоидного магматизма, этот последний на рассматриваемой территории развит в очень малых масштабах. Он не повлек за собой существенного прекращения геосинклинального режима и даже заметного изменения палеогеографической обстановки, хотя определенная структурная перестройка все же произошла: как уже сказано, начиная с раннего девона наступил тектонический режим переходного к платформенному типа.

Кошрабатская серия относится к ряду щелочных формаций, для которых наиболее характерно формирование в относительно спокойных тектонических условиях. На основании этой общей предпосылки все щелочные формации Тянь-Шаня до сих пор относились лишь к постскладчатой (пермской или пермо-триасовой) эпохе. Однако подобная обстановка возникала и гораздо раньше — в девоне — начале карбона.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные говорят о том, что Кошрабатская серия моложе среднего девона (Кульджуктау, по Я. Б. Айсанову) и древнее гранитоидных интрузивов C_3—P_1. Есть факты, говорящие о том, что она может быть древнее также конгломератов C_2m_2—C_3 (Северный Нурата) и золотоносных образований Бокалинской серии (Кошрабатский интрузив). Этими данными возрастной интервал серии ограничивается пределами между D_2 и C_2. Вместе с тем возраст серии вряд ли может быть поднят выше визе — намюра, когда формировались спилито-диабазовая и сопутствующие ей «офиолитовые» формации, а затем Бокалинская серия. Все эти формации существенно натровые, между ними и калиевой Кошрабатской серией невозможны никакие латеральные или иные связи.

Остается искать место для Кошрабатской серии где-то в интервале между D_2 и C_1, т. е. как раз тогда, когда тектоническая обстановка была наиболее благоприятной. Существенными событиями для всей территории Западного Узбекистана в этот период являются стратиграфические перерывы и несогласия между девоном и карбоном, а также в середине визе. К любому из них можно отнести формирование Кошрабатской серии, однако из-за недостатка данных выбор сейчас невозможен. Поэтому возрастной индекс серии принят как D_3—C_1.

Тымский комплекс и Кошрабатскую серию, взятые вместе, можно считать членами единого ряда формаций (сначала гранитоидной, а затем щелочной), отвечающего кембрийско-раннекарбоновому тектономагматическому циклу.

Бокалинская серия, как показано в гл. VI, моложе отложений девона и карбона (включая C_2m_1) и древнее отложений C_2m_2, а также интрузивов C_3—P_1. С какой-то долей условности, вытекающей из неясностей в деталях стратиграфического разреза, Бокалинскую серию следует относить к весьма небольшому интервалу на рубеже нижнего и верхнего московских ярусов среднего карбона или, огрубленно, в конце C_2. Наиболее общим и значительным геологическим событием в это время было формирование углового несогласия и стратиграфического перерыва как раз между нижне- и верхнемосковскими толщами, если исходить из стратиграфической схемы И. А. Пяновской и К. К. Пяткова, на которой основаны все наши построения. После упомянутого перерыва на всей площади региона отлагается первая моласса как индикатор всеобщего воздымания (см. рис. 149). Следовательно, именно в конце среднего карбона для Бокалинской серии находится место в геологической истории, наиболее удовлетворяющее как фактическому материалу, так и общим соображениям об условиях развития гранитоидного магматизма.

К этому же моменту времени, если принимать во внимание новые данные О. И. Кима и О. А. Старцева, возможно, относится формирование плутоно-метаморфических зональных структур, выделенных Б. Я. Хоревой (1971) и, по ее данным, имеющих важное значение для локализации золота.

Кульджуктауская и Нуратинская серии моложе всех предыдущих формационных подразделений, что доказывается прямыми наблюдениями во многих местах. Нижний стратиграфический предел определяется прорыванием гранитоидами молассы C_2m_2—C_3, т. е. последнего члена стратиграфической колонки (Шайдаразский, Зирабулакский, Каратюбинский, Койташский и другие интрузивы). Верхний предел из-за отсутствия перекрывающих толщ остается неизвестным.

Аналоги рассматриваемых интрузивов известны на всей обширной площади Тянь-Шаня, особенно в Гиссарском и Чаткало-Кураминском хребтах. Формирование их несомненно связано с наиболее интенсивными во всей геологической истории региона восходящими движениями и с превращением геосинклинальной системы в складчато-глыбовую область. Мощный гранитоидный магматизм в данном случае, в соответствии с выводом Ю. А. Кузнецова (1960), привел к полному прекращению геосинклинального развития.

Принято считать, что начало внедрения позднепалеозойских гранитоидных «батолитов» непосредственно приурочено к заключительной фазе складчатости, дислоцировавшей молассу C_{2-3}, т. е. примерно к рубежу С и Р. Возраст интрузивов поэтому принимается обычно как C_3—P_1. За неимением лучшего мы также придерживаемся этой традиционной индексации. Однако надо сказать, что бесспорных доказательств именно такого, а не иного возраста (например, P_{1-2} или даже Р—Т) в Западном Узбекистане нет. Для обоснования своих выводов чаще всего прибегают к данным абсолютного возраста (Хамрабаев, 1958; Аскаров, 1966; Азимов и др., 1970, и др.). Но эти данные настолько разнородны и по отношению к геологическим фактам противоречивы, что основывать на них свои выводы не следует.

Южно-Тянь-Шаньская серия, выделяемая в Западном Узбекистане И. В. Мушкиным, представлена щелочными габброидами и относится к пермо-триасовому (т. е. заведомо «послебатолитовому») этапу геологической истории региона. Это последние проявления магматизма герцинского цикла на рассматриваемой территории.

Таким образом, в собственно герцинском тектоно-магматическом цикле, который с нашей точки зрения, в Западном Узбекистане следует начинать с намюра, выделяется полный ряд магматических формаций, характерный для многих складчатых областей: 1) спилито-диабазовая натровая формация, сопровождаемая «офиолитовыми» интрузивами (конец C_1— начало C_2); 2) также натровая Бокалинская серия (конец C_2); 3) калинатровая Нуратинская и несколько более калиевая Кульджуктауская серии (C_3—P_1); 4) щелочные габброиды (P_2—T). В данном случае мы имеем дело с закономерностями эволюции магматизма во времени достаточно общего порядка (Кузнецов, Изох, 1969).

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Существующие схемы тектонического районирования Западного Узбекистана (в том числе представленная на рис. 1) не вполне пригодны для суждений о закономерностях пространственного размещения гранитоидов. Дело в том, что эти схемы построены главным образом исходя из типов стратиграфических разрезов, скачкообразно изменяющихся от одной структурно-формационной зоны к другой. Они отражают режим тектонических движений в собственно геосинклинальный период геологической истории, когда гранитоидный магматизм принципиально невозможен. Как сказано в предыдущем разделе, последний является «отрицанием» геосинклинального прогибания и осадконакопления, будучи связан с восходящими движениями особого типа. Поэтому для периодов или этапов гранитоидного магматизма следует выделять свои тектонические структуры, которые могут быть как в той или иной степени унаследованными, так и в любой мере независимыми от заложенных ранее структурно-формационных зон. Такого рода построения геологами-тектонистами, как правило, не предпринимаются, хотя именно они для целей магматической геологии и региональной металлогении более всего необходимы.

Нижеследующие суждения представляют собой попытку наметить особенности тектоники для эпох гранитоидного магматизма, идя примерно по тому пути, который сейчас развивают М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и их коллеги (1969). Мы не претендуем на сколько-нибудь детальное рассмотрение вопроса, поскольку это составляет задачу специального исследования.

Территория Западного Узбекистана, как подчеркивает М. В. Сухин,— это совокупность продольных и поперечных тектонических блоков, ограниченных разломами. Наиболее крупные продольные блоки отвечают структурно-формационным (геосинклинальным) зонам и ограничены долгоживущими краевыми глубинными разломами. В свою очередь, они пересекаются поперечными разломами так называемого «антитяньшаньского» направления (Вольфсон, Гарьковец, Хваловский, 1963). Некоторые крупные части продольных структурно-формационных зон, ограниченные поперечными разломами, обнаруживают различия в строении стратиграфических разрезов, т. е. могут быть подразделены на структурно-формационные подзоны.

Большинство продольных и часть поперечных разломов хорошо выражены в структуре поверхности. Местами они имеют характер надвигов (по Ш. Ш. Сабдюшеву). Поперечные разломы, напротив, не всегда имеют прямое выражение в структуре, т. е. не везде могут быть непосредственно откартированы. Обычно они имеют косвенное выражение в виде зон повышенной трещиноватости, флексурных перегибов складок и т. п.

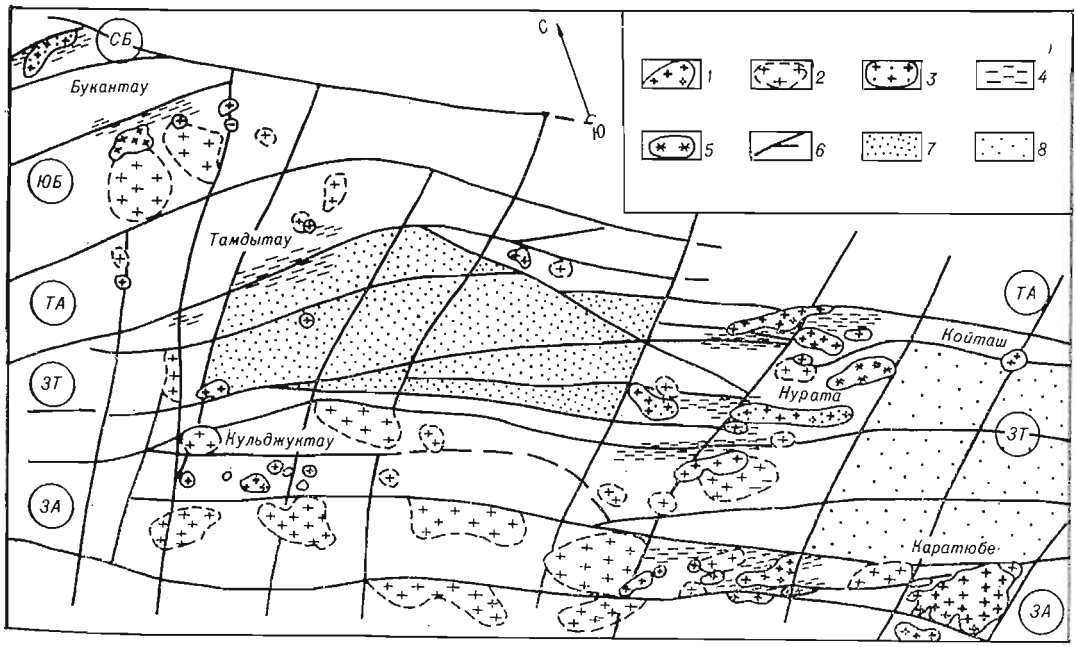


Рис. 150. Схема размещения интрузивных массивов в тектонической структуре Зап. Узбекистана. Сост. М. В. Сухин и Э. П. Изох.

1 — интрузивы Кульджуктауской и Нуратинской серий, выходящие на поверхность; *2* — то же, неэродированные или скрытые покровом мезокайнозоя (по геофизическим данным); *3* — интрузивы Бокалинской серии; *4* — пояса даек и золото-кварцевых жил; *5* — Кошрабатский интрузив; *6* — продольные и поперечные разломы, проведенные по геологическим и геофизическим данным; *7* — Центрально-Кызылкумский и *8* — Габдунтау-Мальгузарский стабильные блоки.

Все имеющиеся в нашем распоряжении данные близко соответствуют выводам М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и др. (1969) о первостепенном значении блоковой тектоники в размещении интрузивов. Как видно на рис. 150, в сложной системе блоков разных размерностей выделяются крупные блоки 1-го порядка: два «амагматичных» (стабильных) и три весьма насыщенных интрузивами (подвижных). Некоторым блокам 2-го порядка отвечают очаговые ареалы, уже рассмотренные в описательных главах книги. Мелкие блоки чаще всего соответствуют отдельным интрузивам или их частям.

Западный стабильный блок известен под названием Центрально-Кызылкумского массива (по Г. Х. Дикенштейну, О. И. Киму, О. А. Коновалову, А. А. Кустарниковой и др.) или Ауминза-Нуратинского поднятия (по Б. Я. Хоревой). Блок сложен позднедокембрийскими породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. На западе он сохранял относительную стабильность на протяжении практически всего палеозоя, а на востоке испытал интенсивную тектоно-магматическую активизацию в карбоне и перми. Блок по своему характеру близок к категории срединных массивов. Он оказывал несомненное влияние как на собственно геосинклинальные структурно-формационные зоны, так и на тектоно-магматические структуры эпох воздымания.

Восточный стабильный блок охватывает восточную часть Нуратинских гор, хребты Габдунтау и Мальгузар и большую площадь между последними и горами Каратюбе. Его удобно назвать Габдунтау-Мальгузарским блоком. Для него наиболее характерно широкое развитие силурийских песчанико-сланцевых флишоидных отложений (так называемый Нуратинский граптолитовый комплекс), мощным плащем покрывающих породы докембрия. Гранитоидные интрузивы здесь прак-

тически отсутствуют (если не считать окраин), что свидетельствует о весьма спокойном состоянии глубоких недр на протяжении всего палеозоя. По этому признаку блок сходен с Центрально-Кызылкумским, несмотря на существенные различия между ними в истории развития в раннем палеозое.

Между рассмотренными стабильными, или «амагматичными» (относительно гранитоидов), блоками на их обрамлении сосредоточены все гранитоидные интрузивы различного возраста. Размещение интрузивов позволяет наметить одну продольную и две поперечные крупные тектоно-магматические структуры, близко отвечающие по своему содержанию глубинным подвижным зонам Г. Н. Щербы (1955).

Расположенная на юге региона продольная тектоно-магматическая зона (называется далее Кульджуктау-Каратюбинской) представляет собой субширотный пояс крупных интрузивов, примерно, но все же не полностью совпадающий с Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоной. Для этого крупного блока характерен ряд специфических особенностей. Ему присуще отрицательное магнитное поле, совершенно однородное или слабодифференцированное. Единичные положительные аномалии отвечают лишь выходам вулканогенно-осадочной каттармайской свиты (D?). Таких обширных однородных магнитных полей в других районах Западного Узбекистана больше нет. Развитые в Кульджуктау-Каратюбинской зоне гранитоиды Тымского комплекса и Кульджуктауской серии очень сходны. Они отличаются низкой плотностью (2,59—2,61 г/см^3), весьма низкой магнитностью (2—12·10^{-6} СГС), повышенной общей радиоактивностью (3—3,2·10^{-3} экв. % U), отчетливым преобладанием калия над натрием. Видимо, эти гранитоиды происходят из одного и того же гранито-гнейсового субстрата, подстилающего палеозойские и позднедокембрийские отложения на значительной глубине.

Восточная тектоно-магматическая зона (называемая далее Центрально-Нуратинской) пересекает Зеравшано-Алайскую и Зеравшано-Туркестанскую структурно-формационные зоны в поперечном направлении. Это крайне гетерогенная структура, в пределах которой развиты образования Кошрабатской, Бокалинской и Нуратинской серий. Северный ее отрезок, приходящийся на промежуток между Центрально-Кызылкумским и Габдунтау-Мальгузарским стабильными блоками, отличается от южного отрезка неглубоким залеганием фундамента. Здесь широко распространен силурийский флиш, из-под которого обнажаются позднедокембрийские песчанико-сланцевые толщи. Именно здесь развиты все интрузивы Нуратинской серии и ближе всего к поверхности приближены интрузивы Бокалинской серии. Центрально-Нуратинская зона характеризуется наиболее сложным мозаично-блоковым строением и пространственным совмещением очаговых ареалов различного возраста, которые резко отличаются друг от друга по форме, строению и составу интрузивов. Гетерогенность зоны подчеркивается большим разнообразием аномальных геофизических полей: гравиметрических, магнитных, радиометрических и т. п. Центрально-Нуратинский блок следует считать, таким образом, гетерогенной долгоживущей тектоно-магматической структурой, в большой степени независимой от выделяемых ныне продольных структурно-формационных геосинклинальных зон.

Вторая поперечная тектоно-магматическая зона (далее она называется Западно-Кызылкумской) расположена вдоль западной окраины Центрально-Кызылкумского массива, на его обрамлении. В отличие от предыдущей она не имеет столь выраженной линейности, хотя также пересекает различные структурно-формационные зоны геосинклинального периода геологической истории (см. рис. 150). Зона также гетерогенна. Она включает очаговые ареалы как Бокалинской, так и Кульджуктауской серий. Характерно неглубокое залегание фундамента в

средней части зоны при ступенчатом его погружении к северу (по О. И. Киму) и к югу (по М. В. Сухину). Как и в предыдущем случае, здесь проявлены самые разнородные геофизические поля, дающие в целом сложную, мозаичную картину распределения глубинных субстратов разного состава.

Рассмотрим особенности размещения интрузивов каждого из формационных подразделений.

Тымский комплекс распространен только в восточной части Кульджуктау-Каратюбинской тектоно-магматической зоны. Интрузивы приурочены к крупным разломам, сопровождаемым сильнейшим динамометаморфизмом, и приобретают из-за этого некоторые черты формации гранитоидов зон смятия (по Ю. А. Кузнецову, 1964). Совершенно несомненно участие гранитоидов в складчатых дислокациях.

Кошрабатская серия представлена только тремя интрузивами, из которых два (Тозбулакский и Лолабулакский) приурочены к Кульджуктау-Каратюбинской зоне, а один (Кошрабатский) — к Центрально-Нуратинской. Для суждений о связях с тектоническими структурами такого малого числа объектов недостаточно.

Бокалинская серия, как видно на рис. 150, приурочена исключительно к поперечным тектоно-магматическим структурам. Эту важную особенность размещения следует принимать во внимание при металлогенических построениях, касающихся золота. В большинстве случаев интрузивы не доходят до современной поверхности эрозионного среза, будучи проявленными в виде проекций на эту поверхность поясов даек, мелких интрузивных куполов (типа Каттармайских) и золото-кварцевых жил. Интрузивы вскрываются эрозией только в северной части Центрально-Нуратинского блока, а также на крайнем севере Западно-Кызылкумского блока (Бокалинский интрузив). Относительно близкое к поверхности залегание, как говорилось в гл. VI, можно предполагать для невскрытого интрузива и под месторождением Мурунтау. Это обстоятельство вместе с благоприятными структурными и литологическими факторами (расположение на границе стабильного и подвижного блоков; зараженность золотом древних толщ и т. п.) и создало, на наш взгляд, условия для локализации золотого оруденения. Аналогичные поисковые критерии могут быть предложены для других районов Западного Узбекистана, расположенных в пределах поперечных тектоно-магматических подвижных зон к западу и к востоку от Центрально-Кызылкумского стабильного массива.

Кульджуктауская серия распространена в блоках, отличающихся относительно глубоким залеганием фундамента складчатой области: в Кульджуктау-Каратюбинской зоне, в южной части Центрально-Нуратинской и на севере Западно-Кызылкумской тектоно-магматических зон. Характерны крупные размеры интрузивов, изометричная в плане и, скорее всего, уплощенная по вертикали форма, несогласное залегание среди вмещающих пород и относительно слабое контактовое взаимодействие с последними. Эти интрузивы представляются внедренными со значительной глубины. В пределах Кульджуктау-Каратюбинской зоны гранитоиды данной серии более, а в северных частях региона — несколько менее калиевые. Вполне вероятно, что все эти особенности Кульджуктауской серии, так же как главный ее признак — прерывистость, стоят в связи с глубиной залегания и составом субстрата, в котором происходили процессы магмообразования.

Нуратинская серия развита только в Центрально-Нуратинской тектоно-магматической зоне, в той ее части, которая приходится на промежуток между двумя стабильными блоками и отличается наиболее высоким положением фундамента. Интрузивы в отличие от предыдущего случая резко удлинены по простиранию магмоконтролирующих разломов, согласных со структурой вмещающих пород; они часто

используют горизонтальные полости отслоения (по типу плутонов-«стромато-литов») и характеризуются более интенсивным, чем в Кульджуктауской серии, взаимодействием магматических расплавов с боковыми породами. Широко распространены признаки относительно небольших перемещений магмы по вертикали, в том числе вынос ксенолитов или реликтов субстрата с глубины (Каттаичский и Шуракский комплексы). Вполне вероятно, что непрерывный характер Нуратинской серии находится в какой-то связи с составом и глубиной залегания фундамента, т. е. субстрата магмообразования.

Таким образом, пространственное размещение интрузивов в Западном Узбекистане подчинено тектоно-магматическим подвижным зонам, т. е. особым структурам, формирующимся или обновляющимся в периоды (этапы) восходящих движений, сопровождаемых гранитоидным магматизмом. Эти особые структуры либо секут собственно геосинклинальные структурно-формационные зоны, либо в той или иной мере унаследованы по отношению к последним, но при всех обстоятельствах заслуживают специального выделения и изучения.

Глава X.

ПРИКОНТАКТОВЫЕ ФАЦИИ И РОЛЬ ВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Вследствие многофазного строения интрузивов контакты изучались не по их внешнему обводу, как делается обычно, но главным образом в отдельно взятых интрузивных телах разного состава (от габбро до гранитов), контактирующих как с вмещающими породами, так и друг с другом. В результате удалось выявить приконтактовые изменения, обусловленные самыми разными причинами: потоками сквозьмагматических растворов; влиянием самой магмы в зависимости от ее состава; влиянием боковых пород в зависимости от их состава или экранирующих свойств и т. п. Ввиду частого совмещения или наложения различных процессов общая картина приконтактовых изменений интрузивных и вмещающих пород обычно оказывается весьма сложной. Для их описания нередко недостаточно существующих понятий и терминов, прежде всего вследствие слабой разработанности генетической стороны вопроса. Как это ни парадоксально, но приконтактовые явления представляются сейчас наименее изученной областью петрологии гранитоидов, несмотря на множество публикаций.

В зависимости от механизма образования в Западном Узбекистане выделяются два главных типа приконтактовых фаций: связанные с внутренним развитием тела или всей магматической системы, которые далее именуются интерогенными (internus — лат.— внутренний) и связанные с влиянием окружающей среды и далее называемые экстерогенными (externus — внешний).

Интерогенные фации образуются в результате привноса преимущественно легких и легколетучих компонентов с глубины и их накопления в краевых и апикальных частях интрузивных тел, а иногда также в экзоконтактах. Независимо от характера боковых пород, если последние играют роль экрана, в эндоконтактовой зоне возникают более кислые и лейкократовые породы, чем внутри интрузивного тела. Экстерогенные фации, напротив, образуются при прямом взаимодействии интрузивных тел с боковыми породами. При этом в зависимости от характера взаимодействия (инфильтрационного или диффузионного), состава расплава и состава боковых пород возникают самые разнообразные краевые зоны и оторочки.

Широко распространены, хотя и более редки, контакты, на которых эндоконтактовые изменения не фиксируются, а экзоконтактовые выражены в обычном ороговиковании или мраморизации. Обычно это контакты интрузивных тел с мраморами или родственными по составу интрузивными породами, реже — с песчанико-сланцевыми.

ИНТЕРОГЕННЫЕ ЭНДОКОНТАКТОВЫЕ ФАЦИИ

Этот тип фаций представлен эндоконтактовыми породами, относительно обогащенными кремнеземом и обедненными основаниями, аналогичными по составу интрузивным породам следующих по времени

фаз или же лейкократовым жильным породам, завершающим формирование данного интрузивного комплекса (серии). Своим происхождением они обязаны главным образом притоку легких и легкоподвижных компонентов из глубины к периферии интрузивных тел. Этот процесс может быть определен как приконтактовое покисление.

В интрузивных телах габбро (Кескенсайский интрузив) интерогенная эндоконтактовая фация представлена зоной пегматоидных пород, в которых крупность зерна постепенно нарастает к контакту. Одновременно происходит замена пироксена роговой обманкой, а последнего — биотитом. Вместо слабозонального плагиоклаза № 45—55 появляются резкозональные кристаллы, сложенные битовнитовым ядром и олигоклазовой каймой. Железистость биотита возрастает от 40—48 до 65%. Крайнюю форму проявления этого процесса представляют жилы габбро-пегматитов, образующие инъекции во вмещающие породы. Изменения в химическом составе пегматоидных габбро по отношению к среднему типу изученных габброидов выражаются в уменьшении содержания окиси магния, окиси кальция и увеличении содержания кремнезема, т. е. породы по составу приближаются к габбро-диоритам и диоритам.

Сходного типа интерогенные фации наблюдаются в телах диоритов и кварцевых диоритов (Кескенсайский, Актауский и Сангузарский интрузивы), эндоконтактовые зоны и оторочки которых имеют лейкократовый облик, а по составу приближаются к гранодиоритам или даже гранитам.

Сиениты в результате эндоконтактового покисления на контакте с вмещающими породами и в апофизах переходят в лейкосиениты, кварцевые сиениты и аплитовидные щелочные граносиениты или граниты (Кошрабатский и Тозбулакский интрузивы); граносиениты благодаря уменьшению содержания цветных минералов и увеличению количества кварца переходят в граниты (Кошрабатский интрузив).

В гранитах приконтактовое покисление проявлено очень широко. На контактах образуются лейкократовые оторочки и зоны, варьирующие по мощности от нескольких сантиметров до нескольких метров, редко до первых сотен метров. С гранитами они часто имеют резкую границу, но с увеличением мощности зон она становится все более расплывчатой. В тех же местах обычно развиты апофизы, отходящие от краевых зон во вмещающие породы и по мере удаления от контакта становящиеся все более лейкократовыми.

В породах интерогенных фаций развиты аллотриоморфнозернистая, гранулитовая и пегматитовая структуры. Характерны уменьшение количества темноцветных минералов и увеличение содержания кварца и микроклина. Плагиоклаз в лейкократовых зонах всегда представлен олигоклазом. Биотит часто обладает повышенной железистостью, достигающей 75%. Характер цветного минерала определяется составом вмещающих пород. Среди сланцев алюмосиликатного состава это биотит или мусковит, среди известняков — только биотит. В разностях гранитов, богатых мусковитом, широко распространен акцессорный гранат, иногда встречается крупный и обильный апатит, нередок турмалин. В эндоконтактовых породах увеличено количество кремнезема (до 73—75%), щелочей (особенно калия), резко уменьшено содержание FeO, MgO и CaO.

В результате приконтактового покисления возникают краевые зоны, предвосхищающие собой появление следующей интрузивной фазы. Так, в эндоконтакте габбро образуются породы, близкие к диоритам, в эндоконтакте диоритов или кварцевых диоритов — близкие к гранодиоритам и даже к гранитам, в эндоконтактах и апофизах шамеллитов и биотитовых гранитов развиваются двуслюдяные граниты и лейкограниты, часто с гранатом. Интерогенные фации сиенитов

представлены граносиенитами и гранитами и т. п. В эндоконтактах интрузивных пород самого разного состава, особенно кислого, кроме того, очень часто формируются обособления, сплошные оторочки или зоны аплитов, пегматит-аплитов и (или) пегматитов, совершенно тождественных соответствующим жильным породам. Интенсивность приконтактового покисления усиливается по направлению от основных пород к кислым. В гранитах масштабы этого явления нарастают от более ранних фаз к более поздним. Наиболее интенсивно покисление у биотитовых и двуслюдяных гранитов, которые, помимо мощной эндоконтактовой зоны, сопровождаются в эндоконтакте обилием послойных инъекций лейкократовых гранитов и пегматитов. Эти инъекции образуют зоны шириной иногда до 200 м, в которых на долю лейкогранитного материала приходится от 10 до 15% общей массы пород (Гатчисай). В этом случае не всегда однозначно решается вопрос о месте рождения двуслюдяных гранитов, которые могут быть как производными глубинных уровней интрузива или магматического очага, так и сформированными в апикальных частях интрузива и перемещенными лишь на небольшие расстояния.

В эндоконтактах интрузивных тел, где приконтактовое покисление наиболее интенсивно, боковые породы не всегда сопровождаются существенными метасоматическими преобразованиями (гранитизация, микроклинизация и т. п.). Карбонатные породы обычно превращены в мраморы, а песчанико-сланцевые — в роговики или кристаллические сланцы с андалузитом, кордиеритом, силлиманитом, гранатом. Железистость биотита в роговиках всегда меньше, чем в интрузивных породах. Приконтактовое покисление, судя по нашим наблюдениям, в значительной мере обязано экранирующему влиянию вмещающих пород по отношению к растворам, движущимся изнутри интрузивных тел (или всей магматической колонны) к периферии.

Приконтактовое покисление и обусловленная им лейкократизация эндоконтактовых зон отмечались в Западном Узбекистане многими исследователями: Б. А. Баскиным, В. И. Флоренским, В. С. Мясниковым, а также Н. В. Нечелюстовым (1941) в Актауском интрузиве, Н. Д. Ушаковым и Н. В. Лиценмаер (1941) в Койташском. В различных интрузивах региона они отмечались К. Л. Бабаевым (1954, 1960). Аналогичные процессы описывались И. М. Исамухамедовым (1955) и И. Х. Хамрабаевым (1958). Особенно много внимания приконтактовой лейкократизации, в том числе связанной с покислением, уделил А. Ф. Свириденко (1961). Однако из-за господства «ассимиляционной» концепции всем этим явлениям либо не придавалось значения, либо изыскивались способы как-то обойти очевидные противоречия, которые возникали при необходимости увязать данные полевых наблюдений с представлениями об ассимиляции как единственном типе приконтактовых процессов. Этот последний путь характерен для работ А. Ф. Свириденко, который практически все кислые лейкократовые эндоконтактовые зоны отнес к числу метасоматических и к тому же постмагматических образований, одновременных со скарнообразованием.

Такая трактовка представляется ошибочной по следующим соображениям: 1) породы интерогенных фаций имеют облик, состав и структуру нормальных интрузивных или жильных пород и характеризуются такими же, как и эти последние, автометасоматическими преобразованиями, отличными от наложенных метасоматических явлений (микроклинизации, альбитизации, окварцевания, грейзенизации и т. п.); 2) с породами внутренних частей интрузивных тел краевые зоны связаны плавными переходами без признаков метасоматической зональности; 3) строго периферическое положение рассматриваемых образований обязывает считать их именно фациальными, относящимися к периоду становления интрузивных тел, а не к более поздним постмагма

тическим процессам, которые развиваются более локально и более независимо от контуров интрузивных тел; 4) между породами интерогенных фаций и отходящими от них апофизами, а также между последними и собственно инъекционными (жильными) образованиями существует вся гамма переходов. Поэтому, если принять вывод о метасоматическом и лишь поэтому постмагматическом происхождении лейкократовых пород, то таковыми же по генезису останется признать все гранитоиды и сопряженные с ними жильные породы региона. Добавим к сказанному, что в гранитоидной группе различия между магматической кристаллизацией, позднемагматическим автометасоматозом и постмагматической перекристаллизацией вообще условны. Поэтому по чисто структурным соотношениям между минералами судить о магматическом или немагматическом генезисе пород, как правило, невозможно. Мы в своей практике применяем для этого иные, преимущественно геологические, критерии.

Главным доводом в пользу принадлежности зон и оторочек приконтактового покисления именно к магматической, а не постмагматической стадии, помимо приведенных выше соображений, является их обычно более ранняя геологическая позиция по отношению к самым ранним заведомо постмагматическим образованиям: скарнам или грейзенам. Достоверные случаи пересечения скарнов и грейзенов аплитовыми и лейкогранитовыми прожилками и жилами весьма редки.

Процессы приконтактового покисления описывались исследователями в разных регионах (Фаворская, 1956; Ляхович, 1953; Щерба, 1957; Изох и др., 1967 и др.). В. С. Коптев-Дворников (1960), исходя из литературных данных и собственных наблюдений над интрузивами Казахстана, для объяснения генезиса приконтактовых кислых и лейкократовых пород прибегает к механизму эманационной дифференциации: дистилляции газов, перераспределения летучих компонентов и т. п. Этот механизм сводится к концентрации паров воды и различных газов, которые служат переносчиками тепла, а также щелочей, кремнезема и других лейкократовых компонентов в верхних частях камер плутонов, т. е. в участках с пониженной температурой и давлением. Наиболее отчетливо, как пишет В. С. Коптев-Дворников, эти процессы проявляются при формировании дополнительных интрузивов, которые берут начало из наиболее обогащенных летучими, кремнеземом и калием частей гранитоидных плутонов, тяготеющих к контактовым поверхностям со сложными очертаниями, выступам подошвы, куполам кровли или поверхностям раздела, возникающим при кристаллизации магмы на более глубоких уровнях. Для объяснения наблюдавшихся нами явлений приконтактового покисления этот механизм представляется вполне приемлемым.

Важные суждения о физико-химической стороне процесса приконтактового покисления высказаны Д. С. Коржинским (1960). Он приходит к выводу, что по мере кристаллизации гранитоидной магмы на глубине из нее высвобождаются ранее растворенные кислотные компоненты (HCl, SO_3, H_2O, CO_2, B_2O_3), которые могут скапливаться в верхних частях магматического очага или в остаточных продуктах. При этом образуются подкисленные апоэвтектические магмы, пересыщенные кварцем, который кристаллизуется первым. Так как растворы, выделяющиеся при кристаллизации подкисленной магмы, еще более обогащены кислотными компонентами, они выносят с собой основания (фемические компоненты). Образующиеся в конечном счете породы получаются при таком механизме менее основными и более лейкократовыми, чем продукты кристаллизации нормальной эвтектической магмы.

Так, в частности, можно понять происхождение гранит-аплитов, которые отличаются от нормальных гранитов более лейкократовым

составом и гранулитовой структурой. В нашем случае, несмотря на общее увеличение содержания щелочей в эндоконтактовых зонах, слагающие их лейкократовые породы происходят часто из явно подкисленной магмы. Об этом свидетельствуют возрастание в них количества кварца, развитие граната и мусковита, а также увеличение железистости биотита.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРИКОНТАКТОВЫЕ ФАЦИИ

Теория взаимодействия магмы с вмещающими породами разработана Д. С. Коржинским (1937, 1955, 1960) и В. А. Жариковым (1967). В зависимости от способа взаимодействия ими различаются инфильтрационный и диффузионный процессы.

Инфильтрационное взаимодействие связано с движением сквозьмагматических растворов через магму и вмещающие породы. При инфильтрации из кислых гранитоидных пород в породы основного состава щелочность сквозьмагматических растворов повышается, и они из нормальных (для гранитной магмы) становятся щелочными, а при инфильтрации в обратном направлении, наоборот, щелочные растворы превращаются в нормальные по щелочности.

Диффузионное взаимодействие магмы с вмещающими породами, по В. А. Жарикову, осуществляется в случае недостаточного тока растворов из магмы или его отсутствия. При этом происходит выравнивание химических потенциалов компонентов, и в первую очередь щелочных металлов как наиболее подвижных. Благодаря такому процессу в поровых растворах менее основной породы устанавливаются более высокие концентрации подвижных компонентов, т. е. при выравнивании химических потенциалов щелочные металлы диффундируют из поровых растворов основной породы в поровые растворы более кислой.

Большое значение, по Д. С. Коржинскому (1960), имеет сочетание обоих процессов, которое проявляется следующим образом. При просачивании потока нормальной щелочности через породу основного состава, окруженную кремнекислыми породами, в поровых растворах основной породы устанавливаются высокие химические потенциалы калия и натрия, отчего последние диффундируют в окружающие кремнекислые породы. Калий и натрий диффундируют легче, чем щелочные земли, поэтому вокруг основных пород, подвергающихся инфильтрационному метасоматозу, возникают диффузионные ореолы повышенной щелочности, захватывающие и кремнекислые породы, бедные двухвалентными основаниями. Аналогичным образом при инфильтрации растворов из основных пород в кислые в первых могут возникать диффузионные ореолы пониженной щелочности.

Поскольку оба процесса, инфильтрационный и диффузионный, в «чистом» виде встречаются очень редко, нами при описании экзогенных фаций выделяются преимущественно инфильтрационный и преимущественно диффузионный способы кислотно-основного взаимодействия расплавов с боковыми породами.

Экзогенные фации преимущественно инфильтрационного типа

Эти фации имеют следующие основные черты: 1) зональное строение контактовых областей с резкими границами между зонами; 2) соблюдается правило соответствия фаций (Коваленко и др., 1965), т. е. одинаковой щелочности эндо- и экзоконтактовых пород; 3) ореолы повышенной щелочности при инфильтрации растворов в более основную по сравнению с расплавом среду и пониженной щелочности — при ин-

фильтрации в среду, более кислую; 4) резкая смена парагенезисов минералов в эндоконтактовых зонах, характер которой определяется составом вмещающих пород. В зависимости от последних различаются следующие типы фаций.

Экстерогенные фации на контакте с известняками (Каттанч, Актау, район г. Тахку, Янгаклыксай). Эндоконтактовые зоны и маломощные (до 1 м) апофизы интрузивных пород разной основности обладают повышенной щелочностью, причем преобладающим салическим минералом иногда единственным) является микроклин или микроклин-пертит. Цветной минерал представлен роговой обманкой или пироксеном, иногда обоими вместе. Из акцессориев часты сфен и ортит. Иногда возникают оторочки и маломощные (несколько миллиметров) инъекции чисто микроклинового состава. Увеличение количества микроклина в контактах сопровождается покислением плагиоклаза (на 7—10 номеров), количество кварца остается неизменным либо уменьшается. Количественные соотношения между отдельными минералами сложные. Обычно породы отвечают сиенитам, кварцевым сиенитам, кварцевым лейкосиенитам, сиенито-диоритам и т. д. Отдельные апофизы имеют крайне пестрый состав с очень незакономерным расположением участков, обогащенных или обедненных цветными или одним из салических минералов.

Вмещающие породы в экзоконтакте обычно представлены чистыми мраморами. В контакте с диоритами по кальцитовым мраморам местами возникают известково-силикатные роговики, образующие и зону мощностью до 0,3 м и иногда содержащие гнезда скарноидов сложного состава (Каттанч). Роговики имеют пироксен-андезин-микроклиновый состав. Возникновение их способствует магматическому замещению известняков диоритами.

Этот тип изменений вызван эффектом отраженной щелочности, который, по Д. С. Коржинскому, связан с магматическим замещением карбонатных пород в приконтактовых частях интрузивов. Он описан многими исследователями для контактов гранитов с доломитовыми толщами, тогда как повышение щелочности в контакте с известняками отмечается лишь в редких работах. Один из примеров относится к Дежневскому массиву лейкократовых гранитов, описанному Л. Л. Перчуком (1963).

В Западном Узбекистане экстерогенные фации повышенной щелочности проявляются в контакте с известняками всех интрузивных пород, включая габброиды. Наряду с возрастанием химического потенциала калия здесь возрастает и химический потенциал натрия, с чем связано уменьшение основности плагиоклаза по направлению к контакту и образование в известково-силикатных роговиках андезина вместо лабрадора и битовнита. Последнее происходит даже в тех случаях, когда по данным химического анализа в эндоконтактовых зонах возрастает содержание CaO. Кроме того, в описываемых эндоконтактовых зонах в отличие от приводимых в литературе не отмечается уменьшения содержания кварца одновременного с увеличением количества микроклина. Очевидно, формирование пород всегда происходило с привносом кремнезема по направлению к контакту.

Экстерогенные фации на контактах с песчаниково-сланцевыми отложениями (Кескенсайский, Темиркобуйский, Актауский и многие другие интрузивы). Среди вмещающих пород чаще всего преобладают песчаники и алевролиты, подчиненное значение имеют глинистые сланцы, ограниченным распространением пользуются песчаники с примесью карбонатного материала, исключительно редко встречаются кварциты. Химический состав вмещающих пород характеризуется резкими колебаниями содержаний всех окислов. Так, содержание SiO_2 изменяется от 57% в глинистых сланцах до 88% в

песчаниках, Al_2O_3 — от 4 до 23%, CaO — от 0,4% в глинистых сланцах до 13% и более в мергелях. В процессе контактового метаморфизма песчаники превращаются в биотит-олигоклаз-кварцевые роговики с различными соотношениями главных минералов, глинистые породы — в биотит-кордиерит-андалузитовые роговики с незначительным количеством кварца, плагиоклаза и микроклина; песчаники с карбонатным материалом — в кварц-пироксен-амфибол-плагиоклаз-кальцитовые породы. Эти преобразования преимущественно изохимические.

Эндоконтактовые фации интрузивных тел различной основности в данном случае имеют кварц-биотит-плагиоклазовый или биотит-плагиоклазовый парагенезис минералов, аналогичный таковому прилегающих роговиков. В зависимости от состава последних наблюдаются два типа разрезов через контактовую зону. В случае контакта с глинистыми породами возникает следующий ряд зон: интрузивная порода — биотит-плагиоклазовая эндоконтактовая зона — биотит-плагиоклазовые роговики — биотит-кордиеритовые роговики. В случае контакта с ороговикованными песчаниками или алевролитами набор зон следующий: интрузивная порода — эндоконтактовая кварц-плагиоклаз-биотитовая зона — кварц-биотит-плагиоклазовые роговики — олигоклаз-кварц-биотитовые роговики. Во втором наборе зон, наиболее распространенном, состав эндоконтактовых пород и роговиков менее основной, чем в первом наборе, что прямо связано с первичным составом боковых пород. Краевые лейкократовые оторочки здесь часто по составу приближаются к плагиогранитам.

Для эндоконтактовых пород очень характерны рыжий оттенок биотита (в шлифах) и развитие из акцессориев только апатита. Основность плагиоклаза либо равна таковой интрузивной породы, либо постепенно уменьшается по направлению к роговикам. В этом же направлении часто уменьшается количество цветного минерала. Железистость биотита в эндоконтактовой фации, как правило, соответствует железистости интрузивных пород, и только в непосредственном контакте она отвечает железистости роговиков. В редких случаях (например, в контакте с кварцитами) биотит пониженной железистости обнаруживается не только в эндоконтактовой оторочке плагиогранитового состава, но и в соседствующих с ней нормальных гранитах.

Необходимо заметить, что граница эндоконтактовая зона — роговик (т. е. между магматическими и метаморфическими породами) в данном случае всегда представляет собой четкую линию, разделяющую породы со сходными минеральными парагенезисами, но с резкими структурными различиями. Структурное сходство эндоконтактовых фаций с нормальными интрузивными породами, а минералогическое — с вмещающими, на наш взгляд, свидетельствует об их образовании путем расплавления, т. е. магматического замещения пород субстрата. Плавление, очевидно, не было полным и не затрагивало, например, крупные пойкилобласты плагиоклаза, метасоматически выросшие в субстрате и затем корродированные расплавом. Процесс перехода роговиков в расплавленное состояние, по-видимому, не всегда сопровождается полной их гомогенизацией, так как в эндоконтактовой зоне иногда сохраняются признаки первичного слоистого строения боковых пород, выраженного в чередовании меланократовых и лейкократовых (плагиогранитовых) полос.

Переработка роговиков и превращение их в кварц-плагиоклаз-биотитовые породы, несомненно, происходит под влиянием растворов, исходящих из магмы. При этом песчаники и кварциты превращаются в биотит-плагиоклаз-кварцевые породы с большим или меньшим количеством кварца, глинистые сланцы — в бескварцевые биотит-плагиоклазовые породы. Песчанико-сланцевые отложения с примесью карбонатного материала под воздействие этих же растворов подвергаются

интенсивной микроклинизации с образованием микроклин-амфибол-плагиоклазовых пород.

Таким образом, в силикатных прослоях из растворов преимущественно осаждаются алюминий, кальций и натрий, в алюмосиликатных — кальций и натрий, в известково-силикатных — калий и натрий. Чем выше первоначальное содержание глинозема в песчанико-сланцевых толщах, тем больше кальция и натрия увязывается в плагиоклаз. Благодаря этому прослои глинистых сланцев из контакта с интрузивными породами, содержащие глинозем в количестве 20—23%, оказываются в значительной степени обогащенными кальцием и натрием, количество которых резко превышает их первоначальные концентрации не только в глинистых сланцах, но и в прилегающих интрузивных породах.

Микроклин в породах песчанико-сланцевого состава не образуется, несмотря на первоначально высокие содержания в некоторых прослоях калия. Это связано с реакционным понижением щелочности и основности фильтрующихся растворов под влиянием алюмосиликатной среды. Видимо, по этой же причине в алюмосиликатных породах никогда не образуется роговая обманка, несмотря на значительный привнос кальция. Но те же растворы в известково-силикатных прослоях дают микроклин-роговообманковый парагенезис минералов, хотя содержание калия в такой ассоциации часто уступает его содержанию в метасоматически измененных алюмосиликатных породах. Последнее обусловлено повышением химического потенциала щелочей в растворах при прохождении их через известково-силикатные прослои. Очевидно, инфильтрационный метасоматоз совпадает по времени с контактовым метаморфизмом, так как в описываемых метасоматитах никогда не бывает реликтов более ранних минералов.

Подобные изменения вмещающих пород происходят в экзоконтактах любых интрузивных образований независимо от их основности (включая весь ряд от габбро до двуслюдяных гранитов). Это означает, что первая стадия преобразования вмещающих пород полностью определяется их первоначальным составом, а сквозьмагматические растворы, хотя они и находятся в равновесии с расплавом разной основности, производят, по существу, одинаковые изменения.

Следовательно, алюмосиликатные породы (известково-силикатные роговики ввиду их незначительного распространения и почти полного отсутствия в контактах далее не рассматриваются) в результате метасоматического изменения превращаются в кварц-биотит-плагиоклазовые с различным содержанием кварца, вплоть до его полного отсутствия, а также с различным количеством биотита (от 5 до 50%). Основность плагиоклаза в них большей частью ниже основности плагиоклаза интрузивных пород, изредка приближается к ней и только в единичных случаях оказывается более высокой. Железистость биотита в приконтактовых породах выравнивается в соответствии с таковой интрузивных пород.

Возникшие подобным образом метасоматиты на границе с интрузивными телами подвергаются плавлению. Расплавление может происходить после окончательного выравнивания основности плагиоклаза и железистости биотита или до него и продолжаться уже в расплаве. Отсюда возможно существование эндоконтактовых зон, не отличающихся по свойствам биотита и плагиоклаза от интрузивной породы, промежуточных между интрузивной породой и роговиками и даже одинаковых с роговиками.

Вместе с тем генезис эндоконтактовых зон кварц-биотит-плагиоклазового состава нельзя объяснять только преобразованием пород субстрата. В действительности он сложнее, поскольку при инфильтрации растворов калий и кальций диффундируют из прилегающих участков магматического расплава в сторону более низкого химиче-

ского потенциала, т. е. во вновь образующийся расплав или во вмещающие породы. Таким образом, магма вблизи контакта обедняется кальцием и щелочами и, в свою очередь, приобретает кварц-биотит-плагиоклазовый состав.

При этом особенно четко выражена диффузия кальция как наименее подвижного компонента, которая характерна для контактов габбро-диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, роговообманково-биотитовых адамеллитов. Диффузия на контакте с песчанико-сланцевыми породами вызывает в них потерю пироксена, роговой обманки и некоторых кальцийсодержащих акцессорных минералов, например сфена и ортита. Диффузия протекает достаточно быстро, о чем свидетельствуют фации закалки в некоторых телах кварцевых диоритов, имеющие небольшую мощность (не более первых десятков сантиметров) и не содержащие пироксена (например, в Сангузарском интрузиве).

Исчезновение роговой обманки, пироксена, ортита и сфена из пород, первоначально их содержавших, зафиксировано во всех экстерогенных фациях на контактах с породами алюмосиликатного состава. Это связано с неустойчивостью перечисленных минералов в новых физико-химических условиях, важнейшими из которых в данном случае являются химические потенциалы щелочей. Этот признак может служить надежным критерием нормального интрузивного контакта с вмещающими породами.

Диффузия щелочей (преимущественно калия) характерна для экстерогенных эндоконтактовых фаций всех пород, от габбро до гранитов. Она приводит к обеднению их микроклином или полному его исчезновению в эндоконтактовой зоне.

Экстерогенные фации на контактах с интрузивными породами повышенной основности. В этой группе различаются два типа эндоконтактовых зон. Первый тип описан в Актауском интрузиве. Он объединяет часть контактов гранитов ранних фаз с блоками-ксенолитами габбро и диоритов. Здесь эндоконтактовые фации гранитов отсутствуют либо представлены маломощной (до 10 см) эндоконтактовой лейкократовой оторочкой. Наряду с биотитом иногда присутствует мусковит. Микроклин всегда преобладает над плагиоклазом. Присутствует мелкий, но обильный ортит.

Изменение габбро или диоритов сводится к их интенсивной микроклинизации. Роговая обманка в микроклинизированных разностях содержится в равном с биотитом количестве. Кварц встречается в виде крупных выделений и часто пространственно обособлен от микроклина. В большом количестве отмечаются сфен, ортит, апатит.

Ко второму типу относятся эндоконтактовые зоны кварцевых диоритов и тоналитов Бокалинской серии около эффузивов основного состава. Здесь, как и в предыдущем случае, устанавливается гранитизация вмещающих пород и образование краевых лейкократовых оторочек. Однако оторочки имеют плагиоаплитовый или чисто плагиоклазовый состав с незначительным содержанием цветных и акцессорных минералов. Происхождение оторочек связано с метасоматическим изменением метабазитовых роговиков, все стадии которого хорошо прослеживаются в шлифах. Формирование их в магматическую стадию подтверждается прорыванием оторочек инъекциями интрузивной породы, а также отсутствием каких-либо изменений в интрузивной породе на границе с оторочками. Возникшие первоначально как метасоматические образования, лейкократовые оторочки могут плавиться. Как и в случае контактов с алюмосиликатными породами, граница между магматической и метасоматической стадиями здесь условна.

В обоих описанных случаях контактовые изменения, хотя и имеют одну и ту же направленность (гранитизация вмещающих пород под

действием сквозьмагматических растворов), различаются по характеру процесса. Гранитизация диоритов в контакте с гранитами начинается с их интенсивной микроклинизации, проходит стадию сиенито-диоритов, кварцевых сиенито-диоритов и заканчивается образованием пород типа мезократовых гранитов. При этом лейкократовые каймы в гранитах на контакте с диоритами отвечают местам накопления летучих в магматическом расплаве в отдельных участках контакта. Судя по каймам, растворы, просачивающиеся из интрузивных тел, имели нормальную щелочность. При вступлении же в основную среду щелочность их увеличивается, что и приводит в начале к появлению сиенитоидных пород.

Гранитизация эффузивов основного состава в экзоконтакте Бокалинского массива начинается с их интенсивной лейкократизации (дебазификации), т. е. с выноса магния, кальция и железа, и заканчивается образованием плагиоаплитов. Микроклин отсутствует на всех стадиях гранитизации. Вероятно, растворы, исходящие из магмы, были ультракислыми. Щелочность их не возрастала даже при соприкосновении с основными породами. Поэтому на первых стадиях метасоматоза они вызывали интенсивное разрушение фемических минералов и вынос оснований, а на последних — отложение кремнезема.

Экстерогенные приконтактовые фации преимущественно диффузионного типа

Для этого типа фаций характерно отсутствие четкой зональности в приконтактовых зонах, т. е. резкой смены минеральных парагенезисов. Кроме того, диффузионный метасоматоз в отличие от инфильтрационного чаще всего сопровождается обменом компонентами между обеими реагирующими средами, поэтому расплав обычно обогащается некоторыми составными частями вмещающих пород. Диффузия вызвана перемещением компонентов в сторону меньшего химического потенциала, и поэтому в ходе ее создаются условия для накопления какого-либо из компонентов в значительных количествах, превышающих таковые в той среде, из которой он диффундировал. Последнее главным образом относится к щелочам. Расстояние, на которое перемещаются компоненты в процессе диффузии, незначительно, обычно от сантиметров до десятков сантиметров, реже до первых метров, причем количество компонента постепенно, но отчетливо убывает. Контуры участков миграции компонентов извилистые и в отличие от предыдущего случая не параллельны контактам интрузивных тел.

Диффузионный метасоматоз, как указывалось выше, постоянно сопровождается инфильтрационным и играет преобладающую роль при выравнивании составов первичного и регенерированного расплавов или же расплава и субстрата. Но в некоторых случаях (при недостаточном токе растворов из магмы) он может иметь самостоятельное значение, реже — предшествовать плавлению. Эти случаи сравнительно редки. Они характерны для контактов кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов с алюмосиликатными породами, гранитов с известняками и более ранними диоритами (Актауский, Термиркобукский, Кескенсайский и другие интрузивы).

Контакты с алюмосиликатными породами сопровождаются диффузией калия во вмещающие породы, что способствует накоплению его в зоне контакта до количеств, превышающих содержание в интрузивных и вмещающих породах. Это приводит к кристаллизации микроклина в роговиках и обогащению им узкой приконтактовой зоны; ширина обогащенной микроклином полосы зависит от основности интрузивной породы. В контакте кварцевых диоритов и граноидоритов с алюмосиликатными породами она составляет 1—5 см, включая эндо- и экзоконтактовую зонки; в контакте с гранитами мощность микро-

клинизированных роговиков колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м, изредка до 2 м. Подвижность калия не всегда полная, так что по соседству с микроклинизированными роговиками или микроклиновыми эндоконтактовыми оторочками иногда можно обнаружить равноценной мощности интрузивную породу, лишенную микроклина.

Количество микроклина в роговиках в значительной степени определяется их первоначальным составом. Для первично-глинистых пород оно оказывается очень большим — половина объема породы или несколько больше. В песчаниках микроклина меньше. Микроклинизации всегда предшествует контактовый метаморфизм, а иногда и инфильтрационный метасоматоз. Об этом свидетельствуют реликты зерен плагиоклаза и пластин биотита внутри крупных пойкилобластов микроклина, содержащиеся иногда в большом количестве.

Микроклинизированные породы могут подвергаться плавлению. Необходимым условиям для этого в глинистых сланцах является диффузия наряду с калием кремнезема и отгон темноцветных компонентов дальше от контакта. При этом диффузии магния и железа в магму не происходит, поскольку последняя характеризуется высокими химическими потенциалами этих компонентов, несмотря на малые их содержания (Шкодзинский, 1970). Участки расплавленных пород на первых порах имеют вид пятен, прожилков, линз. Затем плавление переходит в полное. Первые выплавки имеют кварц-микроклиновый состав. В более крупных обособлениях присутствуют плагиоклаз и небольшое количество биотита.

Путем плавления микроклинизированных песчаников образуются экстерогенные лейкократовые оторочки, располагающиеся в контакте. Отличия их от интерогенных лейкократовых фаций не вполне четкие. Характерными признаками рассматриваемых образований можно считать наличие микроклинизированных роговиков в экзоконтакте, одинаковую железистость биотита в оторочках на контакте с диоритами появляется повышенное количество роговой обманки, крупного сфена, двух разновидностей биотита. Последнее связано с присутствием реликтового биотита дезинтегрированных ксенолитов. В диоритах возникают крупные ксеноморфные зерна или скопления зерен кварца, повышается по отношению к роговой обманке количество биотита. Постепенно появляются пятна плагиогранитового состава, обладающие гипидиоморфнозернистой структурой. Пятна сливаются друг с другом и с гранитными инъекциями и образуют зону сложного состава, в которой гранитные участки чередуются с гранитизированными диоритами. По среднему минералогическому и химическому составу зона отвечает гранодиоритам или меланократовым плагиогранитам.

Несколько иначе протекает процесс взаимного обмена компонентами между диоритами и биотитовыми гранитами, содержащими микроклин в равном с плагиоклазом количестве. Граниты в контакте с диоритами обедняются микроклином или совсем теряют его, приобретая состав биотитовых плагиогранитов. В экзоконтактовых диоритах исчезает роговая обманка и также возникает кварц-биотит-плагиоклазовый парагенезис минералов, но с иными количественными соотношениями. Это обусловлено диффузией кальция из диоритов в магму и вытеснением из них того количества калия, которое идет на построение микроклина. В свою очередь, калий диффундирует в диориты и способствует вытеснению кальция из роговой обманки. Как правило, в перемещении участвует небольшое количество кальция, которое в приконтактовых гранитах не вызывает ни появления роговой обманки, ни увеличения основности плагиоклаза. Только в случае эруптивой брекчии с большим количеством диоритовых обломков граниты, играющие роль цемента, наряду с частичной или полной потерей микроклина приобретают роговую обманку и становятся более меланократовыми, по

химическому составу отвечающими промежуточным между гранитами и диоритами разностям пород (например, в Актауском интрузиве в районе г. Белой). Крупные ксенолиты диоритов в этом случае также содержат роговую обманку, и гранитизация их осуществляется с увеличением количества кварца и биотита.

Гранитизация под влиянием биотитовых гранитов иногда сочетается с приконтактовой лейкократизацией гранитов, заключающейся в образовании по соседству с гранитизированными диоритами каемок лейкократовых биотитовых плагиогранитов с высоким содержанием кварца и гранофировой структурой.

Физико-химическая интерпретация процессов, формирующих экстерогенные приконтактовые зоны

Изучение минеральных парагенезисов показывает, что в них наряду со щелочами и водой подвижен также кальций. Для выяснения влияния щелочности — основности на характер парагенезисов минералов построена диаграмма потенциалов μK_2O—μCaO. За виртуальные инертные компоненты приняты $(Mg, Fe)O$, Al_2O_3, SiO_2. Условию участия в строении эндоконтактовых зон шести минералов (кварц, плагиоклаз, микроклин, роговая обманка, биотит и моноклинный пироксен) удовлетворяет мультисистема с $n=-1$ (рис. 151). Ее анализ показывает, что все описанные выше ассоциации минералов целиком определяются соотношениями в системе химических потенциалов K_2O и CaO. Так, поле I, для которого характерен парагенезис Кв+Би+Пл (кварц+биотит+плагиоклаз), имеет наиболее низкие потенциалы CaO и K_2O. Повышение μCaO сопровождается сменой биотита роговой обманкой (Рог), затем роговой обманки пироксеном (Пи). Увеличение μK_2O (поля VII и VIII) приводит к смене парагенезиса Кв+Пл+Би парагенезисом Кв+Ми (микроклин)+Би. В этом же направлении парагенезис Кв+Рог+Пл (поле II) сменяется парагенезисами Кв+Рог++М, Пи+Рог+Ми и Пи+Ми+Би. В высококальциевых парагенезисах с увеличением μK_2O на смену ассоциации Кв+Пл+Пи приходит вначале Пл+Пи+Рог, а затем Пи+Би+Рог.

Как видно из вышеизложенного, два главных типа контактовых фаций — интерогенные и экстерогенные — обязаны своим происхождением двум различным процессам: накоплению летучих и легкоплавких компонентов в приконтактовых частях интрузива, что, вероятно, связано с наличием прочной нетрещиноватой кровли (экрана), и магматическому замещению приконтактовых вмещающих пород. Часто оба процесса развиты в пределах одного обнажения, по соседству, или совмещены друг с другом. Особенно часто совмещены приконтактовое покисление и диффузионное магматическое замещение, что приводит к появлению на границе биотитовых гранитов с известняками или диоритами кайм лейкократовых плагиогранитов с большим содержанием кварца, иногда достигающим 50—60%. Реже встречаются вместе приконтактовое покисление и инфильтрационное магматическое замещение, ибо они вызваны диаметрально противоположными процессами: накоплением летучих в эндоконтактовых зонах, с одной стороны, и просачиванием их во вмещающие толщи — с другой. При совмещении же в одной экзоконтактовой зоне они четко различаются по резкой смене парагенезисов минералов, сопровождаемой скачкообразным понижением железистости биотита. При этом биотит-плагиоклазовые породы, связанные с замещением субстрата, занимают внешнее положение по отношению к зонам покисления и располагаются в непосредственном контакте.

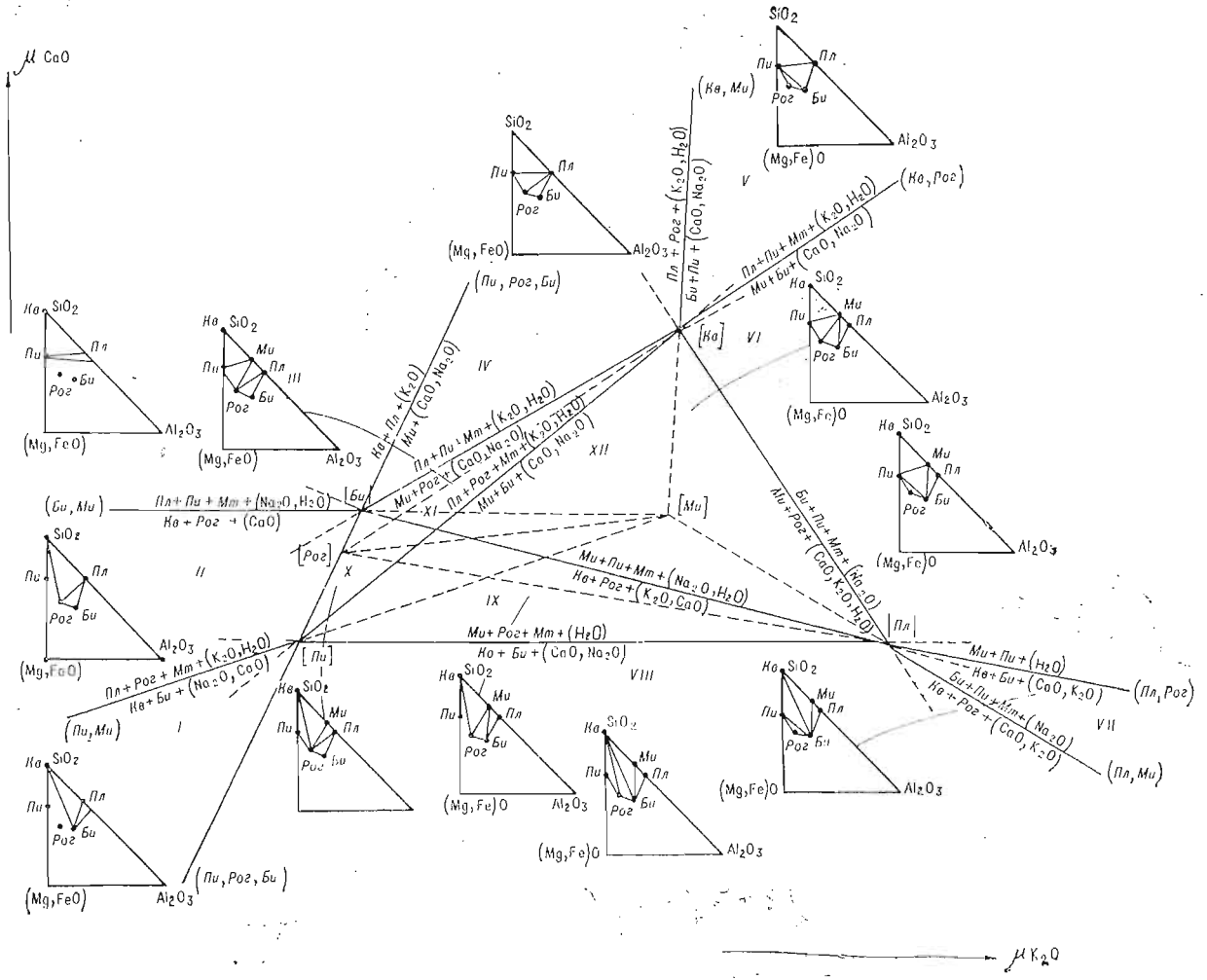


Рис. 151. Диаграмма минеральных парагенезисов в экстерогенных эндоконтактовых фациях в зависимости от μCaO и μK_2O.

ПОВЕДЕНИЕ ПЛАГИОКЛАЗА И БИОТИТА В ПРИКОНТАКТОВЫХ ФАЦИЯХ

Плагиоклаз и биотит встречаются во всех интрузивных и контактовых породах, поэтому интересно рассмотреть их специально.

Биотит в интрузивных породах любой основности (исключая двуслюдяные граниты) окрашен в различные оттенки оливкового и коричневого цвета. В экзоконтактовых слюдяных и олигоклаз-кварц-биотитовых сланцах он рыжевато-красный или оранжево-красный. Такой же цвет имеет биотит в двуслюдяных гранитах и эндоконтактовых зонах всех интрузивных пород, независимо от их основности и состава вмещающих пород. Красноватый оттенок в биотите появляется уже в 70—100 м от контакта и может служить надежным признаком близости последнего. Причина изменения окраски биотита в эндоконтактовых зонах неясна.

Важной константой является показатель преломления (Nm) биотитов, служащий мерой их железистости. По результатам замеров Nm железистость биотита в роговиках всегда меньше, чем в прилегающих интрузивных породах (исключая габбро и кварцевые диориты Темиркобукского массива, для которых соотношения обратные), так что на контакте в большинстве случаев имеется четко выраженный скачок значения Nm. Однако с увеличением кислотности интрузивных пород и соответственным ростом железистости их биотита в таких же пропорциях повышается железистость биотита роговиков, что свидетельствует о преимущественном выносе железа по сравнению с магнием в эндоконтактовую зону.

Изменчивость показателя преломления биотита может служить критерием для определения генезиса эндоконтактовых зон. Так, резкое увеличение показателей преломления в зонах лейкократизации свидетельствует об образовании их в условиях притока к контактам легкоплавких компонентов (т. е. о принадлежности к интерогенным фациям). Равенство показателей преломления биотита лейкократовых зон и прилегающих роговиков, наоборот, может указывать на принадлежность этих зон к экстерогенным фациям, возникающим за счет магматического замещения субстрата. Особенно интересна контактовая зона кварцевых диоритов, в которой показатели преломления биотитов выравниваются с таковыми нормальной интрузивной породы и только на фронте магматического замещения, обычно в 10—15 см от линии контакта, оказываются такими же как в биотите роговиков.

Плагиоклаз развит во всех эндоконтактовых разностях пород, часто обладает рекуррентной зональностью, что видимо, связано с его быстрой и неравновесной кристаллизацией. Состав плагиоклаза в контактовых зонах обычно близок к таковому нормальных интрузивных пород. В кварц-биотит-плагиоклазовых и биотитовых экстерогенных приконтактовых породах он имеет такой же состав, как внутри интрузивных тел, либо на несколько номеров кислее. Таков же характер плагиоклаза в зонах приконтактового покисления (интерогенных).

Зоны пегматоидных габбро обладают резкозональным плагиоклазом с очень основным ядром и олигоклазовой каймой, но средний его состав все-таки кислее по сравнению с нормальным габбро за счет большой ширины каймы. В лейкократовых оторочках небольшой мощности, образованных путем магматического замещения песчанико-сланцевых пород, плагиоклаз обычно незональный или слабозональный. Состав его соответствует кислому олигоклазу или олигоклаз-альбиту.

В зонах повышенной щелочности (существенно микроклиновые габброиды, диориты, граниты) плагиоклаз также на несколько номеров кислее, чем в нормальных интрузивных породах по соседству, не-

смотря на повышенное содержание кальция. При этом оказывается возможной ассоциация олигоклаза или кислого андезина не только с роговой обманкой, но и с пироксеном.

В эндоконтактовых оторочках, примыкающих к диоритам и известнякам и обнаруживающих явные следы диффузии кальция в магматическую породу, в большинстве случаев основность плагиоклаза соответствует таковой в нормальных интрузивных породах. Миграция же кальция приводит вначале к замене микроклина плагиоклазом, затем к кристаллизации роговой обманки и пироксена вместо биотита и только в некоторых случаях — к увеличению на несколько номеров основности плагиоклаза.

Таким образом, почти во всех случаях на контакте с вмещающими породами основность плагиоклаза интрузивных пород остается прежней либо несколько понижается. Последнее в контактах с песчанико-сланцевыми отложениями объясняется низкими содержаниями в них кальция и его диффузией в направлении вмещающих пород, в контактах с известняками — повышенным химическим потенциалом натрия.

ОБОБЩЕННАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И ЭНДОКОНТАКТОВЫХ ФАЦИЙ

В настоящем разделе сделана попытка ответить на трудный вопрос о том, существовал ли привнос вещества в боковые породы во время контактового метаморфизма. Кроме того, приведены обобщенные данные о химизме различных эндоконтактовых фаций.

Для решения вопроса использованы данные химического и квантометрического анализов песчанико-сланцевых, эндоконтактовых и прилегающих к ним нормальных интрузивных пород. В нашем распоряжении имеется более 200 анализов пород из собственных сборов, а также 24 анализа, заимствованных из работы И. Х. Хамрабаева (1958). Последние харктеризуют осадочные породы, значительно удаленные от интрузивов. Для того чтобы иметь дело с возможно более однородной вмещающей средой, из рассмотрения были исключены породы, содержащие менее 5% Al_2O_3 (кварциты) и более 2% CaO (известковистые песчаники и сланцы). Таких пород в разрезах вмещающих толщ не более 5%, примерно таков же процент исключенных анализов. Думается, для дальнейших суждений этим количеством можно пренебречь.

Для удобства сопоставлений химические анализы был пересчитаны на молекулярные проценты и разбиты на 8 групп (рис. 152).

В группы I—V включены осадочно-метаморфические породы первично алюмосиликатного состава, находящиеся на разных расстояниях от контакта. К группе I отнесены песчаники и сланцы, удаленные на расстояние более 1000 м от контакта, обычно слабометаморфизованные. В группу II объединены олигоклаз-биотит-кварцевые и слюдистые ороговикованные песчаники и сланцы, находящиеся в интервале 100—1000 м от контакта. В группу III включены олигоклаз-биотит-кварцевые и слюдяные сланцы или роговики с гранатом, кордиеритом и андалузитом из интервала 10—100 м от контакта. Группа IV объединяет такие же роговики, располагающиеся в 1—10 м от контакта, группа V — приконтактовые вмещающие породы (0—1 м от контакта), т. е. олигиоклаз-биотит-кварцевые или слюдяные роговики с фибролитом, кордиеритом, андалузитом, а также фельдшпатизированные их разности.

Все рассмотренные породы характеризуются резкими колебаниями химического состава, определяемыми соотношениями глинистого и песчанистого материала. Так, количество глинозема колеблется от 5,5 до

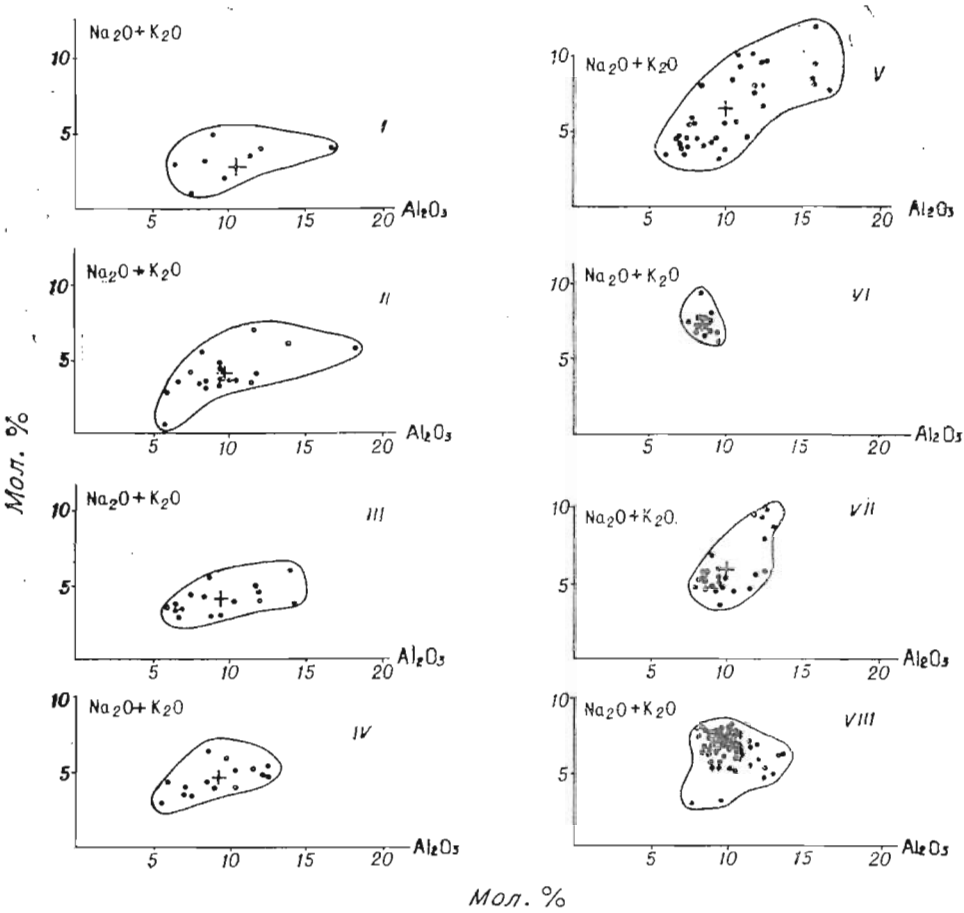


Рис. 152. Сопоставление вмещающих песчанико-сланцевых и интрузивных пород по содержанию щелочей и глинозема.

I — песчаники и сланцы далее 1 км от контактов; II — то же, слабороговикованные, 1,0—0,1 км от контактов; III — то же, ороговикованные 100—10 м от контактов; IV — то же, сильноороговикованные; 10—1 м от контактов; V — экзоконтактовые роговики, менее 1 м от контактов; VI — фации приконтактовой лейкократизации (интерогенные); VII — биотит-плагиоклазовые и кварц-биотит-плагиоклазовые фации (экстерогенные); VIII — интрузивные породы разной основности. Крестиком показаны точки средних составов пород.

18,3%, кремнезема — от 58 до 91%. Также велики колебания содержаний K_2O, Na_2O, MgO и FeO.

Вследствие очень тонкого (измеряемого иногда миллиметрами) переслаивания пород песчанистого и глинистого состава, а также из-за частой параллельности интрузивных контактов простиранию вмещающих пород проследить по конкретным разрезам закономерности поведения каждого элемента по мере удаления от интрузива не представляется возможным. Поэтому обобщение имеющихся анализов и разбивка их на группы в зависимости от положения по отношению к интрузиву кажется единственно возможным путем изучения изменения химизма вмещающих пород. Правильным было бы произвести более дробную группировку вмещающих пород, учитывающую основность интрузивов. Мы не делаем этого в связи с незначительной площадью развития пород среднего и основного состава, а следовательно, небольшим количеством химических анализов, характеризующих отвечающие им вмещающие породы. Кроме того, даже явные метасоматиты, залегающие в контакте габбро и гранитов, существенно не отличаются друг от друга по составу, не говоря уже о более удаленных от контакта роговиках.

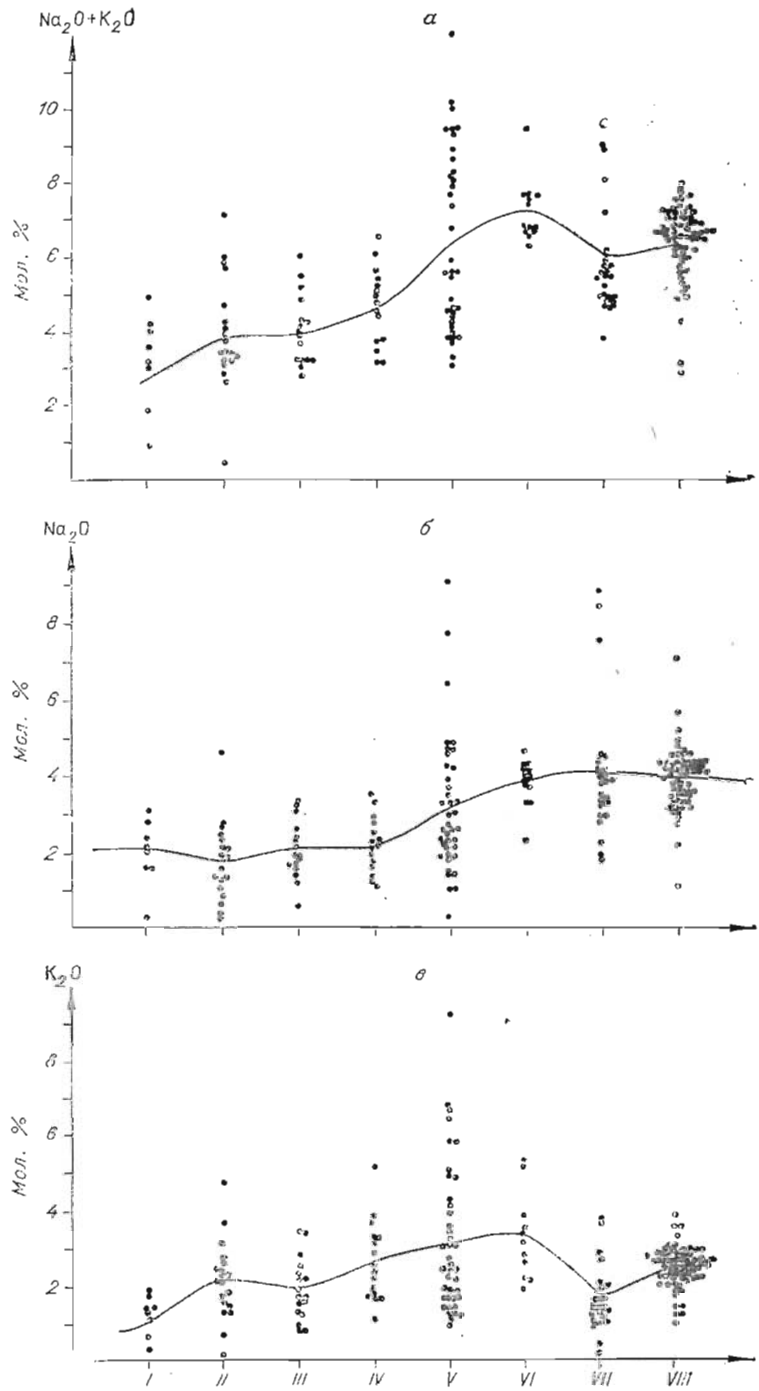
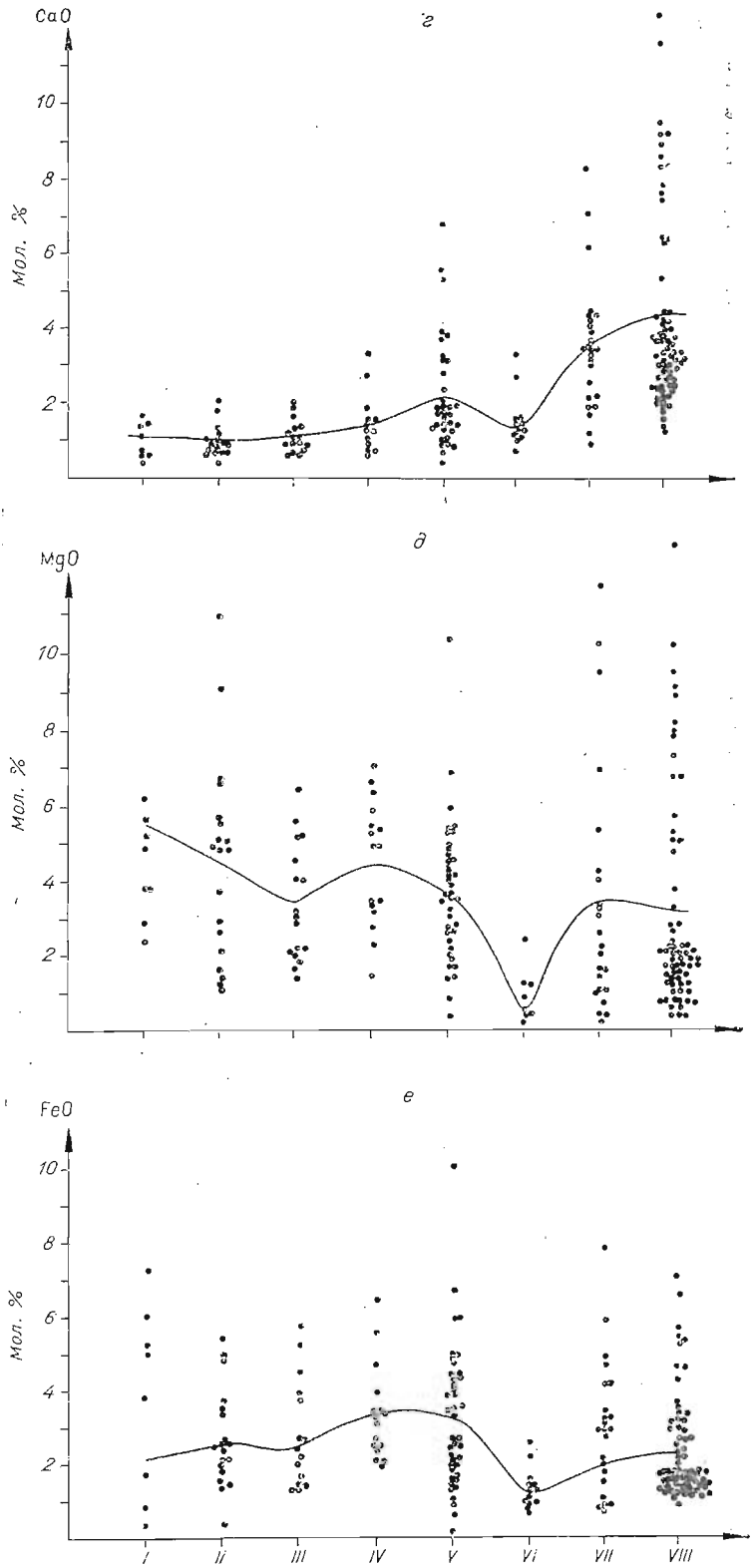


Рис. 153. Изменение содержаний главных породообразующих окислов во вмещающих и интрузивных породах по отношению к контактам. Группы пород (I—VIII) те же, что на рис. 152.


г
CaO
Мол. %
10
8
6
4
2
д
MgO
Мол. %
10
8
6
4
2
е
FeO
Мол. %
10
8
6
4
2
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII

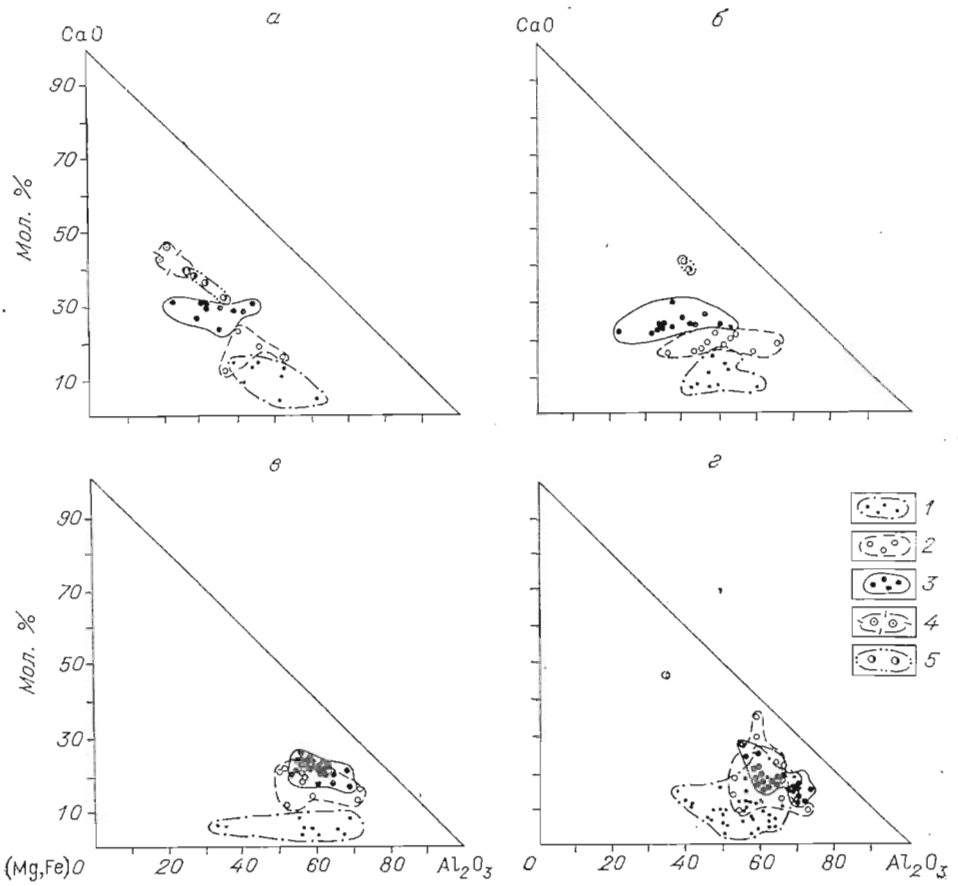


Рис. 154. Сопоставление интрузивных пород разной основности с их приконтактовыми фациями и вмещающими их породами.

а — для габбро и диоритов, *б* — для кварцевых диоритов, *в* — для роговообманково-биотитовых адамеллитов, *г* — для биотитовых гранитов. *1* — ороговикованные песчаники и сланцы; *2* — эндоконтактовые биотит-плагиоклазовые породы (в том числе с кварцем); *3* — интрузивные породы; *4* — известково-силикатные роговики, *5* — эндоконтактовые породы повышенной щелочности.

В группу VI включены породы лейкократовых эндоконтактовых зон и оторочек. Группа VII объединяет эндоконтактовые породы кварц-биотит-плагиоклазового состава. Группа VIII приведена для сравнения. Она объединяет все интрузивные породы, независимо от их основности. Результаты обработки химических анализов графически изображены на рис. 152—154. На рис. 152 показано изменение отношения суммы щелочей к глинозему. Для каждой группы пород оконтурены поля разброса фигуративных точек и показаны точки средних составов. Из этой диаграммы следует, что среднее содержание глинозема во всех группах пород варьирует в узких пределах: от 9,5 до 10,5 мол. %, опускаясь до 8,4 мол. % лишь в породах лейкократовых оторочек. Увеличение или уменьшение содержания глинозема по мере приближения к контактам не улавливается. Площадь разброса точек мала для магматических пород и велика для осадочных.

Сумма щелочей (рис. 153) увеличивается при приближении к контакту, и притом чем ближе, тем в большей степени. Максимального значения она достигает в лейкократовых оторочках. В интрузивных породах и эндоконтактовых кварц-биотит-плагиоклазовых зонах среднее значение суммы щелочей снова опускается. Наибольший разброс точек имеет место во вмещающих породах.

Количество Na_2O во мещающих породах, вплоть до непосредственного контакта, колеблется примерно в одинаковых пределах, так что его средние содержания характеризуются почти одними и теми же значениями. Средние содержания K_2O в этом же интервале возрастают от 1 до 2,5%. Приконтактовые роговики (группа V) характеризуются резкими колебаниями содержаний обоих окислов, причем в отдельных породах концентрация их в 2—3 раза выше, чем в нормальных интрузивных породах, лейкократовых оторочках и более удаленных вмещающих породах. От приконтактовых роговиков к лейкократовым оторочкам среднее содержание калия продолжает возрастать, но в экстерогенной фации эндоконтатовых плагиопород оно резко понижается. Средние же содержания натрия примерно одинаковы в нормальных интрузивных породах, лейкократовых оторочках и эндоконтактовых кварц-биотит-плагиоклазовых фациях.

Таким образом, количество калия в приконтактовой зоне в целом увеличивается. В кварц-биотит-плагиоклазовых эндоконтактовых породах оно резко понижено, вероятно, вследствие диффузии калия в сторону его меньшего химического потенциала, т. е. во вмещающие породы. Меньшим химическим потенциалом калия обусловлено и отсутствие микроклина в удаленных от контакта вмещающих породах (группы II—IV), содержащих калий примерно в том же количестве, что в интрузивных породах. Натрий в интрузивных и вмещающих породах ведет себя стабильно, и только в приконтактовых роговиках концентрация его имеет промежуточное значение.

Кальций ведет себя почти аналогично натрию. В удаленных вмещающих породах его среднее содержание примерно одинаково. В приконтактовых роговиках оно значимо (на 1%) увеличивается, единичные же его концентрации достигают высоких значений (до 7%). Среднее количество кальция в кварц-биотит-плагиоклазовых породах имеет промежуточное значение между приконтактовыми роговиками (группа V) и интрузивными породами (группа VIII). В лейкократовых оторочках количество кальция такое же, как в группе IV.

Среднее содержание магния во вмещающих породах уменьшается по направлению к контакту от 5,2 до 3,5%. В приконтактовых роговиках оно соответствует таковому в нормальных интрузивных породах и эндоконтактовой кварц-биотит-плагиоклазовой фации. В лейкократовых оторочках магния ничтожно мало.

Железа во вмещающих породах также в среднем больше, чем в магматических, однако распространение несколько иное. В группах IV и V его больше, чем в группах II и III. Иначе говоря, в интервале 1—10 м от контакта вмещающие породы по отношению к более удаленным от контакта обогащены железом. В лейкократовых оторочках в противоположность всем интрузивным и контактово-метаморфическим породам резко увеличивается содержание железа по отношению к магнию.

Таким образом, во вмещающих породах на контакте с интрузивными образованиями фактически в пределах всего контактового ореола существенно увеличивается содержание калия и уменьшается — магния. Количество натрия, кальция и железа возрастает только в непосредственном экзоконтакте или на расстоянии до 10 м от контакта. В целом процесс изменения вмещающих пород под влиянием интрузивов трудно обозначить однозначно, например, как базификацию или гранитизацию. Он более сложен, содержит элементы того и другого и представляет собой выравнивание составов фильтрующихся растворов и субстрата. Ход этого выравнивания определяется составом субстрата.

Для решения задачи о соотношении химизма эндоконтактовых зон, интрузивных и вмещающих пород использовались графики эволюции по фазам и фациям, приведенные в описательных главах. Из этих

графиков видно, что в большинстве случаев приконтактовые процессы приводят к образованию эндоконтактовых пород, более лейкократовых, нежели соответствующие интрузивные породы. Поскольку при этом содержание MgO и FeO уменьшается неравномерно, то в фациях повышенной щелочности возрастает магнезиальность, а в фациях более высокой кремнекислотности — железистость. Исключение из лейкократовой направленности процесса составляют лишь экстерогенные эндоконтактовые фации, связанные с ассимиляцией гранитной магмой глинистых сланцев, известняков и более основных магматических пород. Но и здесь на контакте со сланцами в эндоконтаковой зоне одновременно с ростом содержания MgO и FeO значительно уменьшается концентрация CaO, а на контакте с известняками увеличивается концентрация CaO, но уменьшается MgO и FeO. И только на контакте гранитов с более ранними диоритами или габбро образуются промежуточные между этими двумя разновидностями породы, близкие к нормальным гранодиоритам.

Результаты химических анализов экстерогенных эндоконтактовых фаций, а также интрузивных и прилегающих вмещающих пород нанесены на диаграммы (рис. 154). Из них видно, что вмещающие породы и интрузивные образования резко отличаются по своей основности, прежде всего по содержанию кальция. Эндоконтактовые зоны повсеместно занимают промежуточное положение между соответствующими интрузивными и вмещающими породами. Минералогически это выражается в появлении пироксена и роговой обманки на границе с мраморами и, наоборот, исчезновении их на контакте с песчаниками и сланцами. И то, и другое может объясняться только диффузией кальция в сторону пород меньшей известковитости. Диффузия кальция сопровождается значительно превосходящей ее по размерам диффузией калия, поэтому эндоконтактовые фации на границе с известняками характеризуются повышенной щелочностью, а на границе с песчанико-сланцевыми отложениями — пониженной. Понижение щелочности магмы в контакте с алюмосиликатными породами имеет место даже тогда, когда не происходит существенного понижения ее известковистости, например в случае биотитовых гранитов, когда плагиограниты краевых оторочек по содержанию кальция не отличаются от нормальных биотитовых гранитов.

Оценивая роль контактовых процессов в целом, можно сказать, что в большинстве случаев они приводят в возникновению эндоконтактовых фаций более кислого состава по сравнению с нормальными интрузивными породами. Этому в большой степени способствует накопление летучих и легкоплавких компонентов в верхних частях интрузивов. Эндоконтактовые зоны, обязанные своим происхождением инфильтрационному магматическому замещению, оказываются либо более щелочными по отношению к нормальным интрузивным породам (в контакте с известняками), либо более кислыми (в контакте с алюмосиликатными породами), но никогда не бывают более основными. И только диффузионное магматическое замещение изредка приводит к возникновению фаций повышенной основности. Так, в контакте со сланцами вместо мезократовых биотитовых гранитов иногда образуются резкомеланократовые их разности, по содержанию магния и железа приближающиеся к гранодиоритам. Однако при этом количество кремнекислоты и окиси кальция либо продолжает оставаться на уровне гранитов, либо имеет среднее между гранитами и гранодиоритами значение. В контакте с известняками биотитовые микроклиновые граниты иногда преобразуются в роговообманковые или пироксеновые плагиограниты. Но основность плагиоклаза в них никогда не увеличивается, а количество кварца не только не убывает по сравнению с нормальными разностями, а даже возрастает.

Эти факты, с учетом очень незначительней мощности зон плагиоклазовых гранитов, позволяют не придавать диффузии кальция в расплав серьезного значения. Иначе говоря, в контакте интрузивных пород с известняками, песчаниками и сланцами ни в одном месте не зарегистрировано более основных пород, по своему минералогическому и химическому составу аналогичных нормальным интрузивным породам, стоящим на более низкой ступени в общем ряду эволюции габбро-гранитных серий, например габбро в эндоконтактах диоритов, гранодиоритов в эндоконтактах гранитов, гранитов в эндоконтакте аляскитов и т. п. Исключение составляют лишь некоторые контакты гранитов с более ранними габбро и диоритами, между которыми встречаются иногда каймы гибридных пород атакситовой структуры, близких по составу к гранодиоритам.

Различие между двумя главными типами контактовых процессов (интеро- и экстерогенными) состоит в том, что при первом процессе образуются эндоконтактовые фации, по химическому составу всегда находящие аналогов среди нормальных интрузивных пород. В случае экстерогенных процессов почти всегда возникают эндоконтактовые фации с существенно иными, чем в нормальных магматических породах различных интрузивных фаз, корреляционными связями между SiO_2 и CaO, MgO или FeO и т. д. Для решения вопросов о генезисе магм и магматических пород этот вывод представляется чрезвычайно существенным.

Оба главных типа контактовых фаций имеют важное петрогенетическое значение. Интерогенные фации моделируют происхождение жильных лейкогранитов, аплитов и пегматитов в апикальных частях интрузивных камер, а также процесс общего покисления («гранитизации») глубинного магматического очага. Этот процесс осуществляется непрерывно и фиксируется в интрузивных массивах по появлению интрузивных фаз все более кислого состава.

Экстерогенные фации представляют собой модель магматического замещения. При этом, хотя состав этих фаций в интрузивах различной основности в первую очередь определяется составом субстрата, в целом магматическое замещение является направленным процессом, регулируемым составом внедрившейся магмы. В конечном итоге оно приводит к полному выравниванию составов и возникновению пород с одними и теми же минералогическими особенностями в разной по составу вмещающей среде. Присутствие же эндоконтактовых зон с резко отличными от пород интрузивов парагенезисами минералов фиксирует лишь отдельные стадии магматического замещения и на данном уровне глубинности не приводит к возникновению новых магм, способных к перемещению и образованию интрузивных тел. Мощность таких эндоконтактовых фаций обычно весьма невелика (сантиметры и первые метры). Однако ввиду непрерывности процесса магматического замещения они могут и не отражать его действительных масштабов. Несомненно, интенсивность процесса возрастает от габбро к гранитам.

ОБЩИЕ КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕЧАНИЯ В АДРЕС «АССИМИЛЯЦИОННОЙ» КОНЦЕПЦИИ

В описательных главах мы имели возможность продемонстрировать на конкретном фактическом материале несостоятельность тех аргументов, которые привлекались предыдущими исследователями для обоснования ассимиляционного происхождения пород повышенной основности из гранитной или аляскитовой магмы. В предыдущем разделе показано, что целеустремленное изучение контактов также приводит к выводам, исключающим «ассимиляционную» концепцию. Остается теперь сумми-

ровать критические замечания, которые представляются наиболее существенными.

Как показано в предыдущих главах, непосредственно на контактах с осадочно-метаморфическими толщами признаков ассимиляционного или гибридного происхождения интрузивных пород повышенной основности (габбро, диоритов, гранодиоритов и т. п.) не фиксируется нигде. Возникающие местами гибридные породы принципиально отличны от нормальных интрузивных пород своей неоднородностью и (или) необычными для нормальных магматических пород неустойчивыми соотношениями между кремнеземом и другими породообразующими окислами: известью, железом, щелочами и т. п. Иначе говоря, прямые наблюдения на данном уровне эрозионного среза не дают материала для сколько-нибудь корректной разработки «ассимиляционной» концепции.

В этой связи представляет интерес выяснение лишь подоплеки тех устойчивых заблуждений и предубеждений, которые связаны с критикуемыми представлениями. Как показывает история развития этих представлений, подоплека, в общем, весьма несложна. Сначала, на ранней стадии исследований, интрузивы с достаточной детальностью не изучались и не расчленялись, а окраинные интрузивные тела, принадлежащие ранним фазам внедрения и соответственно более основные по составу, принимались за ассимиляционные зоны, возникшие на месте. Позднее, по мере все более углубленного геологического изучения интрузивов и выявления их многофазного строения, оказалось невозможным оперировать представлениями только об автохтонном формировании пород повышенной основности. Поэтому, исключительно для сохранения общей идеи, стали выдвигаться представления о «глубинной ассимиляции», исходя, однако, из тех же критериев, которые были разработаны до этого. Чтобы устранить возникшие при этом противоречия, были построены дополнительные (усложняющие) гипотезы, как, например, гипотеза о меняющейся во времени «ассимиляционной способности» гранитной магмы (В. С. Коптев-Дворников и др.) или о связи состава магмы исключительно с количеством сланцевых ксенолитов (И. М. Исамухамедов) и т. п. Эти дополнительные гипотезы, однако, не только не спасают положения, но и вносят свои неустранимые противоречия.

Известно уже много работ, в которых «ассимиляционная» концепция подвергалась исчерпывающей критике с точки зрения энергетических и химических ресурсов «родоначальной» гранитной магмы, а также с общетеоретических позиций, относящихся к закономерностям магматического петрогенезиса в земной коре. Сторонников этой концепции остается с каждым годом все меньше. Лишь в Средней Азии по ряду причин эта концепция все еще остается влиятельной. Только поэтому ей было уделено в данной работе больше внимания, чем она заслуживает при строго научном подходе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главный итог выполненного исследования сводится к новой для Западного Узбекистана схеме расчленения гранитоидных и сопряженных с ними интрузивов (табл. 47). Тымский комплекс, Кошрабатская и Бокалинская серии, как особые формационные подразделения, выделены авторами впервые, а Кульджуктауская и Нуратинская серии представляют собой более дробные подразделения (латеральные вариации) ранее выделявшегося единого позднепалезойского гранитоидного комплекса.

Тымский адемеллит-гранитовый комплекс (aD) является калиевым, завершенным, близким к формации высокоглиноземистых гранитов. Судя по аналогии с другими областями (Изох, 1965), он перспективен на Sn, W, TR. Маловероятна связь с ним полиметаллического и, тем более, золотого оруденения. В гранитоидах Тымского комплекса распространены грейзены, кварц-мусковитовые и кварц-турмалиновые жилы, а также скарны, остающиеся с точки зрения рудоносности не изученными. Развитие Тымского комплекса ограничено восточной частью Зеравшано-Алтайской структурно-формационной зоны.

Кошрабатская габбро-сиенит-граносиенитовая серия (D_3—C_1) калиевая, непрерывная, с повышенной щелочностью. В Кошрабатском и Лолабулакских ареалах она незавершенная (заканчивается граносиенитами), в Тозбулакском — завершенная (с субщелочными гранитами). Однако и в последнем случае доля лейкократовых гранитов сравнительно невелика.

Незавершенные серии данного типа, по-видимому, слабо рудоносны или безрудны.

Бокалинская габбро-тоналит-гранитовая серия (C_2m) натровая, непрерывная. В Бокалинском ареале она приближается к завершенной. Судя по широкому развитию даек гранит-порфиров, такой же характер она имеет в Каратауском, Караулхана-Чармитанском и Мурунтауском ареалах. Незавершенный вариант серии (без гранитов и гранит-порфиров), по-видимому, проявлен в Каттармайском, Северо-Нуратинском, Зирабулакском золоторудных поясах.

Аналоги Бакалинской серии известны в очень многих складчатых областях СССР и других стран, причем везде с ними ассоциирует золото-кварцевое или золото-сульфидное оруденение такого же типа, как в Западном Узбекистане. В равной мере золотоносными представляются как незавершенные, так и завершенные варианты натровых интрузивных серий. В случае завершенных серий предполагается усложнение состава постмагматического оруденения (присоединение к золоту вольфрама и, возможно, обильных сульфидов).

В Западном Узбекистане связь золотого оруденения главным образом с Бокалинской серией доказывается на основании прямых приз-

Таблица 47

Схема расчленения гранитоидных формаций Западного Узбекистана

Формационные признаки	Тымский комплекс	Кошрабатская серия	Бокалинская серия	Кульджуктауская серия	Нуратинская серия
Главные породы послегранитовых даек	Нет	Эссексит-порфириты, лампрофиры	Спессартиты, диорит-порфириты, тоналит-порфиры	Спессартиты, диорит-порфириты	Почти нет
Породы главных фаз гранитоидной группы	Двуслюдяные граниты, биотитовые граниты и адамеллиты	Субщелочные граниты, граносиениты	Тондьемиты тоналиты	Двуслюдяные и биотитовые граниты, биотитовые и роговообманково-биотитовые адамеллиты, редко гранодиориты	Двуслюдяные и биотитовые граниты, биотит-роговообманковые граниты, адамеллиты, редко гранодиориты
Породы главных фаз габбро-диоритовой группы	Нет	Сиениты и сиенито-диориты, эссекситы	Кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты	Диориты, габбро-диориты, габбро	Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, габбро
Возраст	aD_1	D_3—C_1	C_2ш	C_3—P_1	C_3—P_1
Тип щелочности	K>Na	K>Na	Na>K	K>Na	K ≥ Na
Прерывистость (контрастность)	—	Непрерывная	Непрерывная	Прерывистая, от сильно до слабоконтрастной	Непрерывная до слабопрерывистой (неконтрастной)
Степень завершенности	+	— и +	— и +	+	+
Рудоносность	(Sn, W, TR)?	?	Au	W, Sn, Mo, TR	W, Mo, TR, (Pb, Zn)?
Ближайший формационный аналог, по Ю. А. Кузнецову	Батолитовая гранитовая формация	Габбро-сиенитовая формация	Гранодиорит-тоналитовая формация	Габбровая и гранитовая формации	Габбро-гранодиоритовая и гранитовая формации

Примечание. Знаак + означает завершенную серию, знак — незавершенную.

наков повышенной золотоносности интрузивных, дайковых и гидротермально измененных пород самого Бокалинского интрузива; путем сопоставления этого интрузива и сопровождающих его даек с выходами интрузивных пород и дайками золоторудных поясов (Каттармайского, Северо-Нуратинского, Мурунтауского и других).

Выявленные в процессе наших исследований возраст и тектоническое положение, а также условия формирования Бокалинской серии и ассоциированного с нею золотого оруденения позволяют сформулировать ряд практических рекомендаций, касающихся прогнозов и поисков золота в Западном Узбекистане.

1. Область распространения Бокалинской серии ограничена двумя крупными поперечными тектоно-магматическими структурами: Западно-Кызылкумской и Центрально-Нуратинской (см. рис. 150). В их пределах перспективы обнаружения новых золоторудных объектов представляются наиболее значительными.

2. Не являются противопоказанными (в качестве вмещающих наложенное золотое оруденение) интрузивы Тымского комплекса и Кошрабатской серии, как более древние образования. К Кошрабатскому интрузиву, в частности, приурочен секущий его Караулхана-Чармитанский золоторудный пояс.

В гранитоидах Тымского комплекса (Тымский, Карачакудукский и Джалкырский интрузивы) развиты системы секущих кварцевых жил с высоким содержанием золота (см. гл. VI).

3. Из числа перспективных на рудное золото площадей следует исключить те, которые заняты более молодыми образованиями — интрузивными породами Кульджуктауской и Нуратинской серий.

4. То же самое относится к площадям развития более молодых, чем Бокалинская серия, молассовых отложений C_2m_2—C_3. Эти молассовые отложения, однако, как коррелятные эпохе воздымания и первоначального размыва золоторудных структур, могут быть потенциальными источниками россыпного золота. К примеру, в конгломератах тепаликской свиты близ кишл. Шаувас (Зирабулакский интрузив) нами обнаружена галька жильного кварца с повышенным содержанием золота (см. гл. VI).

5. Поскольку интрузивы Кульджуктауской и Нуратинской серий по отношению к золоту являются послерудными, на зональность в размещении золотого оруденения они не должны оказывать влияния. Иначе говоря, это оруденение в равной мере может быть развито как в непосредственной близости к интрузивам (вплоть до экзоконтактов или ксенолитов), так и в любом от них удалении. Вместе с тем вблизи интрузивов необходимо принимать во внимание метаморфизм руд и связанное с ним возможное перераспределение золота, а главное — сильную тектоническую нарушенность рамы интрузивов, связанную с их внедрением и сильно нарушающую структуру золоторудных полей. Не случайно геологи, ведущие разведку, например, в пределах Каратауского пояса, сталкиваются с сильной раздробленностью рудовмещающих структур и самих рудных тел вблизи гранитоидных интрузивов Кульджуктауской серии.

6. Интрузивы Бокалинской серии, уже вскрытые эрозией (Бокалинский, Янгаклыкский, Заркайнарский и т. п.), вследствие размыва наиболее продуктивной надинтрузивной зоны малоперспективны на предмет обнаружения концентрированного средне- или низкотемпературного гидротермального оруденения. Однако с ними могут быть связаны высокотемпературное оруденение и особенно золотоносные скарны, поискам которых в Западном Узбекистане не уделялось достаточного внимания.

7. Наиболее благоприятны для локализации промышленного золотого оруденения удаленные от интрузивов по вертикали уровни эро-

зионного среза, особенно обозначенные криптобатолитовыми контактовыми ореолами (как на Мурунтау). К таким же, но еще более удаленным кверху структурам относится большинство других поясов даек и золото-кварцевых жил.

8. В размещении интрузивов, даек и поясов гидротермальных образований Бокалинской серии первостепенную роль играют крупные поперечные тектоно-магматические зоны, различные более мелкие тектонические блоки, ограниченные разломами или поясами повышенной трещиноватости, а также надинтрузивные зоны или соответствующие им морфоструктуры, сформированные в конце C_2 в результате интенсивных восходящих движений.

Все эти образования как особые и в высшей степени важные рудоконтролирующие структуры до настоящего времени специально не изучались. На этом пути при дальнейших исследованиях надо ожидать наиболее конкретных прогнозов, направленных на выявление новых золотых месторождений.

9. В гл. VI упомянуты находки золотых рудопроявлений. Важно подчеркнуть, что найдены они были попутно с геолого-петрологическими наблюдениями при помощи критериев принадлежности кварцево-жильных образований именно к «бокалинской» эпохе. Можно не сомневаться, что целеустремленное применение тех же критериев при систематических поисковых работах окажется эффективным.

Кульджуктауская габбро-гранитовая серия (C_3—P_1) определяется как натрово-калиевая резко прерывистая (но с разной степенью полноты и контрастности), повсеместно завершенная. Распространена она главным образом в продольной Кульджуктау-Каратюбинской тектоно-магматической зоне, а также в тех отрезках поперечных зон, которые отличаются наиболее глубоким положением фундамента (см. рис. 150).

Наиболее контрастна данная серия в Кульджуктауском ареале, наименее контрастна — в Каратюбинском. В Зиаэтдинском, Зирабулакском и Алтынтауском ареалах она представлена только гранитным комплексом, т. е. является неполной. Кроме того, в разных ареалах намечаются различия по структуре (полноте строения) и составу гранитоидного комплекса: с широким развитием двуслюдяных гранитов (Кульджуктау, Каратюбе, Алтынтау); с преобладанием адамеллитов и (или) биотитовых гранитов (Зирабулак, Зиаэтдин, Каратау, Койташ и другие) или с развитием гранитоидов несколько повышенной щелочности (Чарыкты). Различаются также более калиевые ареалы (Кульджуктау, Каратау, Чарыкты и другие) и менее калиевые. Подобные вариации характера интрузивной серии при переходе от одного очагового ареала к другому имеют определенное значение для металлогении. Поскольку Кульджуктауская серия резко прерывиста, то, основываясь на общих соображениях и аналогии с другими регионами, надо исходить из разной рудоносности слагающих их габбро-диоритового и гранитоидного комплексов, взятых по отдельности. Первому из них присущи такие же металлогенические особенности, как и самостоятельным базитовым формациям. Для гранитоидного комплекса рудоносность можно предполагать такой же, как для самостоятельных гранитоидных формаций, т. е. ограниченной только редкометально-кварцевым и скарново-редкометальным оруденением. Маловероятной кажется связь с ним концентрированного полиметаллического и золотого оруденения.

В связи с интрузивами Кульджуктауской серии известны только промышленные скарново-шеелитовые месторождения (Интичке, Койташ и др.), непромышленные высокотемпературные оловянные месторождения и рудопроявления (Карнаб, Чангаллы, Каратау и др.), а также многочисленные проявления грейзенов, редкометальных пегматитов и

кварцевых жил (южная часть Каратюбинских и Зирабулакских гор, Алтынтау, Кульджуктау и др.).

Выявленные различия между разными очаговыми ареалами позволяют наметить некоторые важные для региональной металлогении связи между типом постмагматической минерализации (оруденения) и особенностями строения или состава интрузивной серии. Так, скарновое оруденение характерно лишь для тех очаговых ареалов, где серия относительно мало контрастна, т. е. где широко развиты гранодиориты и адамеллиты (Койташ, Зирабулак). Напротив, скарны, несмотря на благоприятную карбонатную среду, слабо проявлены в очаговых ареалах, где гранитоидный комплекс сложен только гранитами (Кульджуктау, Чарыкты).

Оловянное оруденение фиксируется там, где содержания калия повышены (Каратау, Карнаб, отчасти Каратюбе), и неизвестно в очаговых ареалах с пониженной калиевостью. Редкометальное оруденение отмечается в тех районах, где широко развиты двуслюдяные граниты, близкие к высокоглиноземистым (Зирабулак, Каратюбе, Алтынтау, Кульджуктау).

Продемонстрированный здесь подход к региональной металлогении путем формационного анализа интрузивных образований на уровне очаговых ареалов открывает ряд возможностей для прогнозирования, которые еще недостаточно учитываются.

Нуратинская габбро-гранодиорит-гранитовая серия (C_3—P_1) определяется как калинатровая непрерывная завершенная. Ей присущи свои особенности, отличающие ее от сходных по формационному типу непрерывных серий других областей: сложное строение гранитной части, которая распадается на три комплекса, каждый со своими жильными производными; нарушение гомодромности при переходе от Лянгарского комплекса к Шуракскому, близость наиболее позднего Гатчинского комплекса к формации высокоглиноземистых гранитов. Нуратинская серия представляет собой латеральный аналог Кульджуктауской, отличаясь от нее главным образом по прерывистости (контрастности).

Распространена серия только в Центрально-Нуратинском блоке, в той его части, которая находится между Центрально-Кызылкумским и Габдунтау-Мальгузарским стабильными блоками и отличается сравнительно неглубоким залеганием фундамента (см. рис. 150). Этим обстоятельством определяются многие особенности Нуратинской серии (форма, состав и строение интрузивов и др.) (см. гл. X).

В Южно-Нуратинском очаговом ареале серия наиболее непрерывна. Габбро-гранодиоритовый (Каттаичский) комплекс серии здесь более натровый, а гранитоидные комплексы — более калиевые, чем в Северо-Нуратинском ареале; Гатчинский комплекс имеет подчиненное развитие.

В Северо-Нуратинском ареале вся серия менее непрерывна; Каттаичский комплекс более калиевый, а гранитоидные — более натровые, чем в предыдущем ареале; высокоглиноземистые граниты развиты значительно шире.

С наблюдаемыми различиями интрузивной серии в разных очаговых ареалах увязываются их металлогенические особенности. Так, в Южно-Нуратинском ареале развиты скарны с шеелитом и молибденитом. В Северо-Нуратинском ареале скарны, несмотря на достаточно благоприятные условия, развиты слабо, но зато широко проявлены признаки редкометального оруденения, характерного для формации высокоглиноземистых гранитов. Это обстоятельство ставится в связь с широким развитием Гатчинского комплекса, относящегося к последним стадиям эволюции интрузивной серии и определяющего собой ее металлогенические особенности в целом. Влияние на тип рудоносности

может оказывать и менее непрерывный характер серии в Северо-Нуратинском ареале, где базитовые и гранитоидные ее члены пространственно разобщены.

Исходя из общих соображений и аналогий (Изох, 1971), можно предполагать, что с Нуратинской серией, помимо редкометального, может быть связано полиметаллическое оруденение. С этих позиций представляют интерес поиски связующих звеньев между высокотемпературным редкометальным оруденением, тесно связанным с гранитоидами, и удаленным от них полиметаллическим оруденением (типа месторождения Уч-Кулач, пространственно тяготеющего к Северо-Нуратинскому ареалу).

Кульджуктауская и Нуратинская серии относятся к одному общему для всего Тянь-Шаня этапу интенсивных восходящих движений, последовавших за завершающей складчатостью. Этот же этап примерно в тех же возрастных пределах (C_3—P_1) проявился на всей огромной территории Западной Азии, где развиты варисские складчатые сооружения. Везде здесь позднепалеозойские гранитоидные «батолиты» относятся к одному калинатровому или натрово-калиевому типу щелочности и сопровождаются сходным по характеру редкометальным оруденением. Им везде предшествуют натровые золотоносные гранитоидные формации.

Обе магматические провинции — натровая золотоносная и следующая по возрасту натрово-калиевая редкометальная — пространственно совмещены, т. е. здесь отчетливо выражен закономерный вертикальный (временной) ряд плутонических формаций, аналоги которых известны в разных областях мира в различной тектонической обстановке (Изох и др. 1967; Кузнецов, Изох, 1969).

Отметим главные особенности магматической геологии Западного Узбекистана.

Как установлено путем специального картирования типичных интрузивов или отдельных их частей, практически все интрузивы региона многофазны. Они состоят из интрузивных тел, относительно высоко однородных по составу и имеющих резкие или в небольшой мере «расплывчатые» границы с другими телами. Поэтому элементарной единицей картирования интрузивов надо считать интрузивное тело. Выделение интрузивных тел с нерезкими границами требует иногда специальных приемов: площадного петрохимического или петрофизического опробования или же опробования по профилям. Эти приемы могут быть полезными и при систематическом геологическом картировании интрузивов в масштабе 1:50 000 и 1:25 000.

Путем детального изучения контактов интрузивных тел друг с другом и с вмещающими породами, а также при помощи геолого-петрографических, петрохимических и геолого-геофизических профилей через интрузивы и контактовые зоны доказано отсутствие ассимиляционной зональности гранитоидных интрузивов и ничтожное развитие асимиляционных процессов как механизма образования нормальных интрузивных пород повышенной основности. Наоборот, на массе примеров показано широкое развитие и важное петрогенетическое значение приконтактовых явлений покисления и лейкократизации. Иными словами, в Западном Узбекистане влияние вмещающих пород на состав интрузивных тел и эндоконтактовых фаций выражено неизмеримо слабее, чем обратный процесс влияния глубинных зон интрузивов и пронизывающих их потоков легких и высокоподвижных компонентов на краевые части интрузивов и на их раму.

К интрузивам Западного Узбекистана более всего применима петрогенетическая гипотеза, основанная на приоритете глубинных магматических процессов: магмообразования в различных субстратах в нижних частях земной коры, миграции фронта расплавления кверху из

одних субстратов в другие, интрателлурического привноса щелочей и летучих в очаги магмообразования и сообщавшиеся с ними интрузивы и т. д. С помощью этой гипотезы находят объяснение самые разнообразные явления, касающиеся многофазности интрузивов, гомодромного хода их эволюции, нарушений гомодромности, формирования лейкократовых жильных и послегранитовых дайковых пород, «реликтовых» даек и различных приконтактовых фаций и т. д.

При помощи формационного анализа как метода широких аналогий, но с непременным учетом всех имеющихся данных по фактической рудоносности интрузивов определены металлогенические особенности интрузивных серий и комплексов и разных относящихся к ним очаговых ареалов. Наиболее важным, на наш взгляд, является установление возраста и геологической позиции золотого оруденения, ассоциированного с Бокалинской серией, что открывает новые интересные для практики возможности прогнозирования и поисков месторождений золота.

Выявленные в Западном Узбекистане закономерности металлогении гранитоидов, в свою очередь, важны для разработки более общей проблемы систематики и диагностики гранитоидных формаций, обладающих разной рудоносностью.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Геолого-петрографический очерк Лянгарского месторождения вольфрамово-молибденовых руд в Узбекистане, 1939. (Тр. МГРИ, т. XV).

Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, изд. АН УзССР, 1947, 399 с.

Аверин Ю. А., Майков Ю. А., Дорофеев Д. А., Овечкин В. В., Швецов А. Д., Цой Р. В. Геология Кокпатасского рудного поля.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969, с. 195—204.

Азимов П. Т. Распределение акцессорных минералов и рудных элементов в породах Актауского интрузива (Ю. Нуратау, Зап. Узбекистан). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1967, 21 с.

Азимов П. Т. Актауский интрузив.— В кн.: Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, изд. АН УзССР, 1970, с. 142—186.

Айсанов Я. Б. Тектоника палеозойских отложений гор Кульджуктау. Автореф. канд. дисс. Ташкент. 1971, 24 с.

Аскаров Ф. А. Абсолютная геохронология магматических и постмагматических процессов Зап. Узбекистана. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1966, 25 с.

Бабаев К. Л. Петрография Алтынтауского гранитоидного массива. Ташкент, изд. АН УзССР, 1954, 54 с.

Бабаев К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Ташкент, 1960, 349 с. (Тр. САИГИМС, вып. 1).

Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М., ИЛ, 1963, 107 с.

Баймухамедов Х. Н. О возрасте лампрофиров Зирабулакских гор (Зап. Узбекистан).— «Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва», 1954, № 6, с. 33—40.

Баймухамедов Х. Н., Терентьев В. В. Генетические типы лейкократовых гранитов юго-восточной части Зирабулакских гор и их отношение к скарново-рудной минерализации района.— В кн.: Тр. Ташкент. политехн. ин-та, вып. 25, 1964, с. 3—16.

Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. и др. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, «Дониш», 1970, 113 с.

Баскаков Ю. Ф., Крылов Н. И. Бельтауский габбродный интрузив и связанная с ним эндогенная минерализация.— В кн.: Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане. Ташкент, 1966, с. 91—107.

Белов И. В. Ксенолиты и фазы вулканизма Западного Каратюбе.— Тр. Узб. гос. ун-та, 1941, № 22, вып. 3.

Белоусов А. Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 5, с. 26—34.

Белоусов А. Ф. Об основном вопросе в проблеме происхождения магм базальтоидных ассоциаций.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 69—76.

Бендик А. Т. Геологическая позиция и условия формирования Мурунтауского рудного поля.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969а, с. 150—164.

Бендик А. Т. О взаимоотношении кварцевых жил и интрузии гранодиоритов на золоторудном проявлении Аяк-Кудук. «Докл. АН УзССР», 1969, № 11, с. 39—41.

Бендик А. Т., Касавченко Г. В., Шер С. Д. К вопросу о генезисе рудных образований Мурунтау.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969, с. 189—192.

Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении в СССР.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 50; Избр. труды, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 340—343.

Борисов О. М., Рахматуллаев Х. Р. Верхнекарбоново-нижнепермский комплекс гранитоидов (Букантау и Алтынтау).— В кн.: Петрография Узбекистана, т. 1. Ташкент, 1964, с. 369—375.

Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г., Хваловский А. Г. О комплексном использовании геофизических методов при поисках коренных месторождений золота в горных районах Узбекистана.— «Сов. геол.», 1963, № 10, с. 76—86.

Гарьковец В. Г. Перспективы золотоносности и некоторые проблемные вопросы геологии золота Узбекистана.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969, с. 363—373.

Гарьковец В. Г. Допалеозойское оруденение в Узбекистане.— «Сов. геол.», 1969, № 12, с. 51—59.

Джамалетдинов Н. К. Генетические типы и минералого-геохимические особенности пегматитов Лолабулак-Кетменчинской зоны (Зап. Узбекистан). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1966, 21 с.

Довжиков А. Е., Василевская Е. Д., Жамойда А. И., Изох Э. П. и **др.** Геология Северного Вьетнама. Ханой, 1965, 668 с.

Евфименко И. М., Петров В. М. Основные черты магматизма и металлогении Зирабулак-Зиаэтдинских гор Западного Узбекистана.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. V. М., 1962, с. 229—250.

Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ.— В кн.: Гранито-гнейсы. Докл. сов. геологов на 21-й сессии МГК. Киев, 1960.

Изох Э. П. О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях.— В кн.: Матер. IV Всес. петрогр. совещ. Баку, изд. АН УзССР, 1969, с. 325—327.

Изох Э. П. О систематике гранитоидных формаций при геохимических и металлогенических исследованиях.— В кн.: Тр. 2-й сессии Научного совета АН СССР по научным основам геохимических поисков, ч. II. Иркутск, 1971, с. 3—27.

Изох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1965, 138 с.

Изох Э. П., Загрузина И. А. Двуслюдяные оловоносные граниты Чукотки.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 7, с. 63—71.

Изох Э. П., Вахрушев В. А. Рудные минералы как признак формационной принадлежности интрузивов в Западном Узбекистане.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 11, с. 58—66.

Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолиздат, 1957, 246 с.

Изох Э. П., Казицын Ю. В. Структурная прерывистость в ряду альбит — анортит и петрографическое значение плагиоклазов различного структурного типа.— «Зап. Всес. минерал. об-ва», 1959, вып. 3, с. 247—260.

Изох Э. П., Онихимовский В. В., Ярмолюк В. А. Опорное бурение при металлогенических исследованиях.— «Сов. геол.», 1966, № 2, с. 46—49.

Изох Э. П., Пономарева А. П. Приконтактовые явления в многофазных интрузивах Зап. Узбекистана. Депонировано ВИНИТИ, № 1340. М., 1969, 84 с.

Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967, 383 с.

Изох Э. П., Юдалевич З. А., Пономарева А. П., Сандомирский Г. Г., Шмулевич Г. Д. Схема расчленения гранитоидов Западного Узбекистана.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 3, с. 676—679.

Исамухамедов И. М. Петрология Нуратинского батолита. Изд. АН УзССР, 1955, с. 469 (с илл.).

Исамухамедов И. М., Кустарникова А. А. Нуратинский регион.— В кн.: Петрография Узбекистана, т. I. Ташкент, 1964, с. 274—362.

Каюмов А. Петрография и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива гранитоидов и щелочных пород. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1969, 24 с.

Каюмов А. О проявлениях нефелиновых сиенитов и кварцевых монцонитов в горах Кульджуктау.— «Узб. геол. ж.», 1965, № 5, с. 51—57.

Каюмов А. Петрографические особенности Тозбулакского массива в горах Кульджуктау (Кызылкумы).— В кн.: Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент, 1966, с. 114—124.

Каюмов А. Тозбулакский массив.— В кн.: Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, изд. АН УзССР, 1970, с. 189—214.

Коваленко В. И., Окладникова Л. В. и др. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Вост. Тувы.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука», 1965.

Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бет-Пак-Дала, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960, 296 с.

Коржинский Д. С. Петрологический анализ мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Слюды СССР. ЦНИГРИ. 1937.

Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. I-го Всес. петрогр. совещ. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 220—234.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность при магматических процессах.— В кн.: Гранито-гнейсы. Докл. сов. геологов на 21-й сессии МГК. Киев, 1960.

Корсаков В. С. О распространении вулканогенных пород в Зирабулак-Зиаэтдинских горах.— В кн.: Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент, 1968, с. 131—135.

Корсаков В. С., Изох Э. П., Шмулевич Г. Д. Каледонские гранитоиды в Зеравшано-Алайской зоне Ю. Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 4, с. 925—928.

Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 1, с. 22—34.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.

Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интраплутонических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I. М., «Наука», 1969, с. 7—20.

Кулик Н. А. Акцессорный гранат лейкократовых пород Актауского интрузива.— «Уч. зап. ЛГУ», 2962, № 312.

Купченко П. Д. О пертитовых реликтах плагиоклаза в порфировидных выделениях микроклина в гранодиоритах Кошрабатского интрузива.— «Докл. АН ТаджССР», 1953, вып. VIII.

Купченко П. Д. Образование порфировидных структур в породах Кошрабатского интрузива.— Докл. АН ТаджССР», 1956, вып. 18.

Купченко П. Д. Некоторые вопросы петрологии Кошрабатского интрузива.— Матер. II Всес. петрогр. совещ. Ташкент. изд. АН УзССР, 1958.

Кустарникова А. А. Плутоно-вулканические формации палеозоя Западного Узбекистана.— В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата. «Наука», 1966, с. 158—159.

Кустарникова А. А., Подкопаев П. Н. К вопросу о позднекаледонской золоторудной минерализации в Центральных Кызылкумах.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, 1969, с. 330—336.

Кучукова М. С., Хамрабаев И. Х. Горы Каратюбе.— В кн.: Петрография Узбекистана, т. II. Ташкент, 1965, с. 11—44.

Кушмурадов О. Характер распределения некоторых элементов в породах Устукского и Акчопского интрузивов.— В кн.: Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, 1970, с. 129—141.

Лихойдов Г. Г. К петрографии Шайдаразского габброидного интрузива в горах Кульджуктау (Центральные Кызылкумы).— «Узб. геол. журн.», 1966, № 5, с. 40—46.

Ляхович В. В. Эндоморфные изменения молодых гранитов Баксана в контакте с известняками.— В кн.: Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 148, 1953, с. 70—91.

Ляшенко Г. К. Происхождение лолабулакских сиенито-диоритовых пород.— «Тр. УзГУ. Нов. сер.», 1954, № 53.

Ляшенко Г. К. О генезисе сиенитизированных пород Лолабулакского гранитоидного массива.— В кн.: Тр. Ташкент. гос. ун-та, вып. 220, 1963, с. 165—181.

Ляшенко Г. К. Петрография Лолабулакского интрузивного массива. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1963б.

Ляшенко Г. К. Петрохимические особенности кварцевых порфиров Каратюбинских гор.— В кн.: Тр. Ташкент. гос. ун-та, 1966, с. 72—78.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 3, с. 20—32.

Мушкин И. В. Интрузивный магматизм и некоторые вопросы петрологии и рудоносности Центрального района Южно-Гиссарской зоны. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1969.

Мушкин И. В., Корсаков В. С. и др. Вулканогенные формации Западного Узбекистана, особенности их тектонического размещения и рудоносности.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970.

Мясников В. С. Минералы скарнов Лянгарского месторождения Ср. Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Нечелюстов Н. В. Лянгарское скарновое поле.— В кн.: Геология контактовых зон Ср. Азии. Ташкент, 1941 (Тр. АН УзССР, сер. VIII, геол., вып. 6).

Перчук Л. Л. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива.—В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 2, 1963.

Петрография Узбекистана, т. I, II. Ташкент, изд. АН УзССР, 1964, 1965.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971, 310 с.

Пономарева А. П. Приконтактовые явления магматической стадии в многофазных интрузивах Зап. Узбекистана. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970.

Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969, 230 с.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, изд. АН УзССР, 1967, 177 с.

Рахматуллаев Х. Р. О закономерностях размещения рудных формаций в Кокпатасском рудном поле.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969, с. 204—207.

Рахматуллаев Х. Р., Шер С. Д. Метасоматические изменения вмещающих пород Мурунтауского месторождения.— В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, 1969, с. 173—176.

Римская-Корсакова О. М., Сахоненок В. В., Кулик Н. А. Лянгарское молибденово-вольфрамовое месторождение.— .Вестн. ЛГУ, Сер. геол. и геофиз.», 1959, вып. 1. № 6, с. 63—74.

Свириденко А. Ф. К вопросу об образовании метасоматических лейкократовых гранитов в Западном Узбекистане.— «Узб. геол. ж.», 1960, № 2, с. 72—84.

Свириденко А. Ф. Петрология лейкократовых гранитоидных пород и их металлогеническое значение (Зап. Узбекистан). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1961.

Свириденко А. Ф. Зирабулак-Заэтдинские горы.— В кн.: Петрография Узбекистана. т. II. Ташкент, 1965, с. 67—87.

Слободской Р. М. Критерии механнзма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, «Наука», 1971, 173 с.

Смирнов Н. А. Нуратинские горы.— В кн.: Геология УзССР, т. II, 1937.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., изд. ЛГУ, 1964, 550 с.

Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М., «Недра», 1967, 118 с.

Троянов М. Д. Зоны повышенной трещиноватости Южно-Нуратинского Каратау как индикаторы золоторудной и редкометальной минерализации.— «Узб. геол. ж.», 1967, № 2, с. 52—59.

Уразаев Б. М. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор.— «Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва», 1954, вып. 6, с. 41—43.

Ушаков Н. Д. Койташское скарновое поле.— В кн.: Геология контактовых зон Ср. Азии, 1941 (Тр. АН УзССР, сер. VIII, вып. 6).

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г., Баскина В. А. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969, 264 с.

Хамрабаев И. Х. О соотношениях аплитов, пегматитов и некоторых других жильных пород в интрузивах Зап. Узбекистана.— «Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва», 1954, № 6, с. 17—32.

Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы Западного Узбекистана. Изд. АН УзССР, 1958, 471 с.

Хамрабаев И. Х. Золотоносность Кызылкумов.— «Вестн. АН СССР», 1967, № 12, с. 47—49.

Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, 1969, 212 с.

Хамрабаев И. Х., Аскаров Ф. А. Об опорной Койташской точке (Сев. Нурата, Зап. Узбекистан).— В кн.: Возраст геологических формаций. Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1964.

Хамрабаев И. Х., Кустарникова А. А., Мусаев А. М. Тамдынские горы.— В кн.: Петрография Узбекистана, т. I. Ташкент, 1964, с. 377—390.

Хамрабаев И. Х., Магдиев Р. Гранитоидные интрузивы Тамдынских гор.— В кн.: Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, 1970, с. 88—115.

Хамрабаев И. Х., Рахматуллаев Х. Р. Аминзатау.— В кн.: Петрография Узбекистана. т. I. Ташкент, 1964, с. 391—394.

Хамрабаев И. Х., Свириденко А. Ф. Кульджуктау.— В кн.: Петрография Узбекистана, т. I. Ташкент, 1964, с. 395—413.

Хорева Б. Я. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей. Автореф. докт. дисс. Л., 1971.

Чембарисов Ш. А. Особенности глубинного строения Нуратинского батолита по результатам гравиметрической съемки.— «Узб. геол. ж.», 1967, № 2, с. 20—26.

Шадчинев А. С., Старшинин Д. А. О находке галек магматических пород в верхнепалеозойских конгломератах северного склона Зеравшанского хр.— «Докл. АН ТаджССР», 1969, т. XII, № 3.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1965, 545 с.

Шер С. Д., Скляров В. М. Условия образования и локализация месторождений типа Мурунтау.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 436—446.

Шкодзинский Б. С. Минеральные парагенезисы на контакте гранитоидов с основными породами на примере некоторых районов Дальнего Востока. М., «Наука», 1970, 110 с.

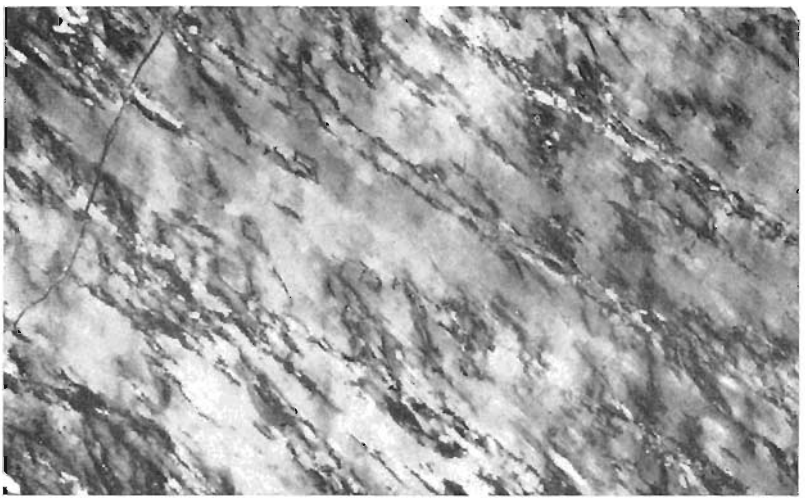
Штейнберг Д. С. К петрохимии гранитов Урала, 1944, 79 с. (Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 3).

Щерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центр. Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1955, вып. 20.

Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата, изд. АН КазССР, 1957, 225 с.

Юлдашев С., Магдиев Р. Таушанский массив.— В кн.: Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, изд. АН УзССР, 1970, с. 215—226.

ПРИЛОЖЕНИЕ

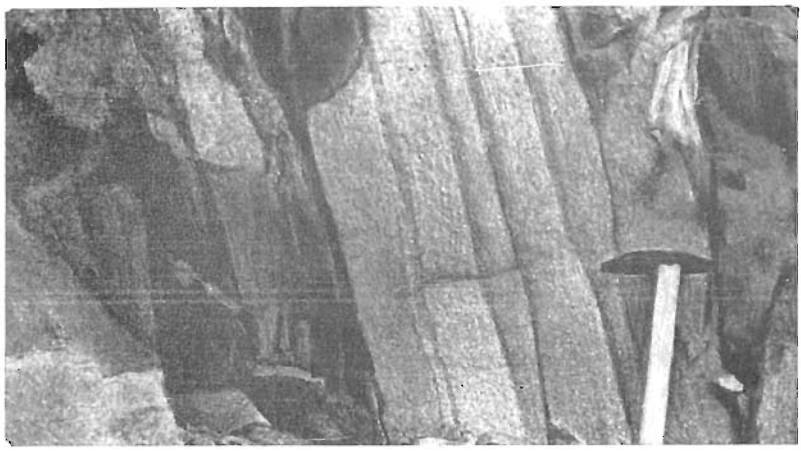


1. Шлиф 627а (Э. И.)* Карачакудукский интрузив, к северо-западу от колодца Карачакудук. Сильно разгнейсованный кварц из жилы в гнейсовидных гранитах. Увел. 30, николи ×.

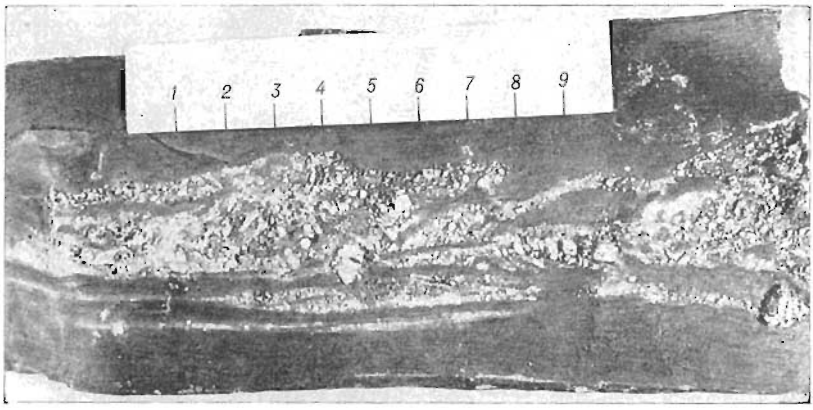


2. Северный интрузив, южная часть. Обн. 619 (Э. И.) у автодороги Ингичке — Зирабулак ниже серпантинов. Ксенолиты слюдяных сланцев в слабо гнейсовидных адамеллитах, сопровождаемые приконтактовой лейкократизацией.

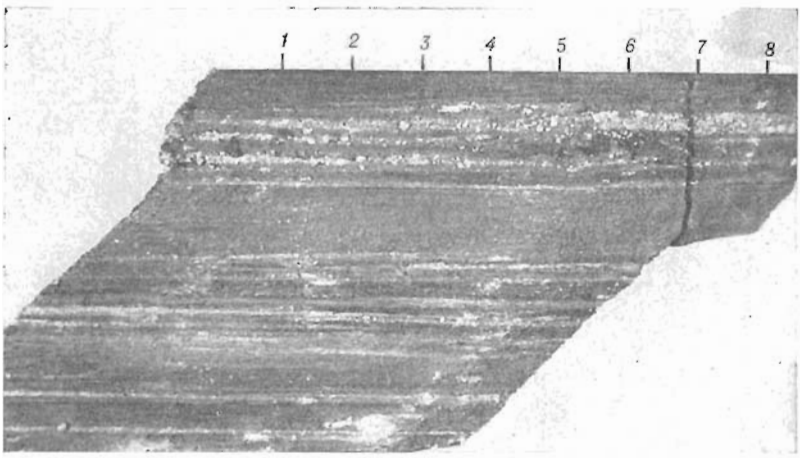
* Здесь и далее инициалами (в скобках) указана авторская принадлежность фотографий.



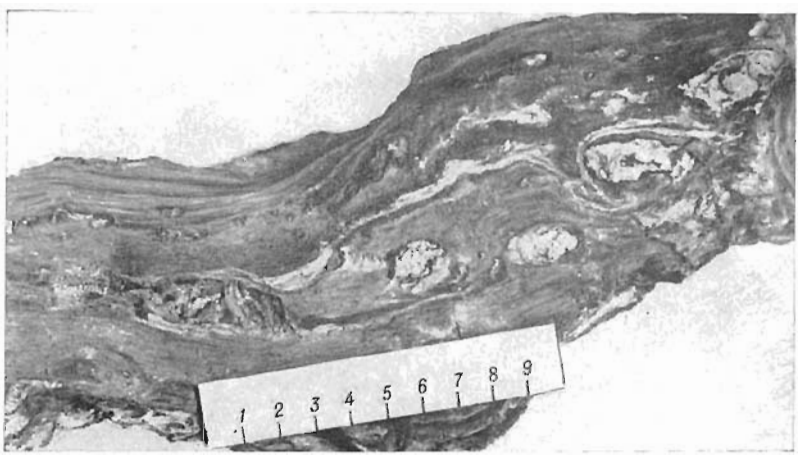
3. Там же, инъекции гранита в адамеллите. Обе породы гнейсовидны.



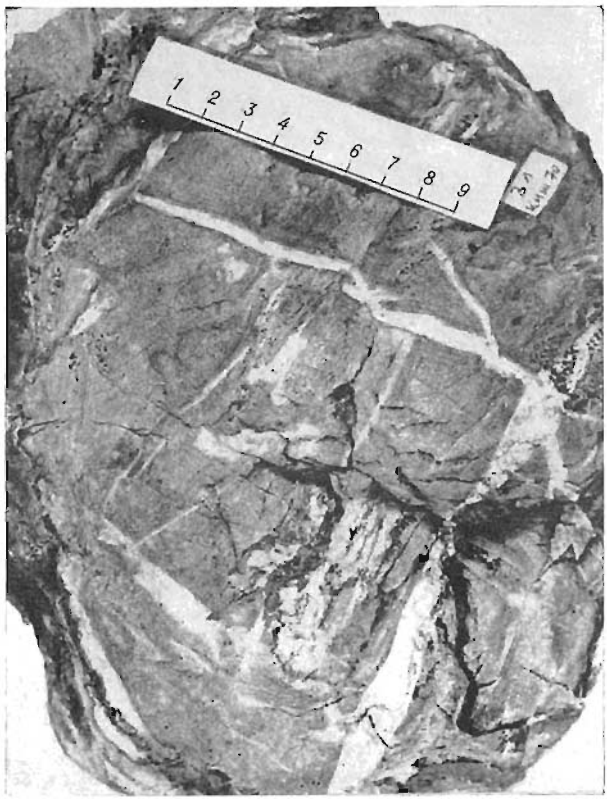
4. Обр. I-В (Г. Ш.— Э. И.). Северо-западная часть гор Каратюбе, правый борт левой составляющей р. Аксай, 1 км южнее кишл. Аксай. Тонкослоистый известняк с линзой («карманом») грубозернистого аркоза. Признаки динамометаморфизма слабые.



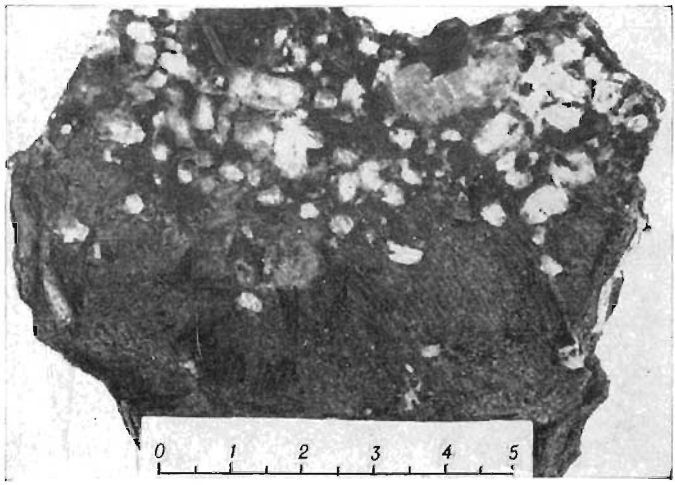
5. Обр. I-Г. Там же. Выветрелая поверхность тонкослоистого известняка без динамометаморфизма, с прослойками аркозового материала (светлое), подчеркивающими слоистость.



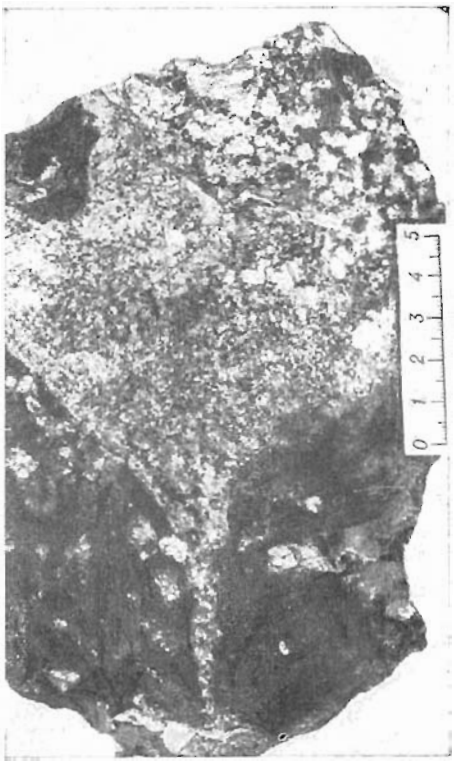
6. I-Ж (Г. Ш.—Э. И.). Выветрелая поверхность сильно динамометаморфизованного, гофрированного тонкослоистого известняка с развальцованными включениями гранитов, аплитов, жильного кварца и гранитизированного роговика.



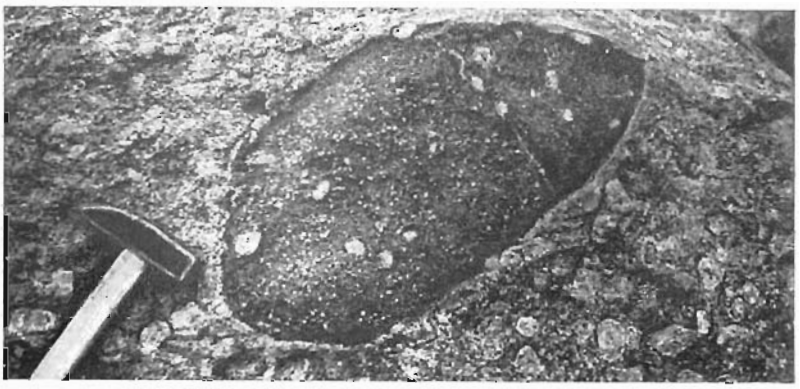
7. Обр. З-Л (Г. Ш.— Э. И). Там же, где фото 4, выше по саю. Обломок массивного известняка из подстилающей толщи, пронизанного своей системой кальцитовых прожилков, в тонкослоистом известняке верхней толщи, лишенном кальцитовых прожилков (по краям образца). Породы не динамометаморфизованы.



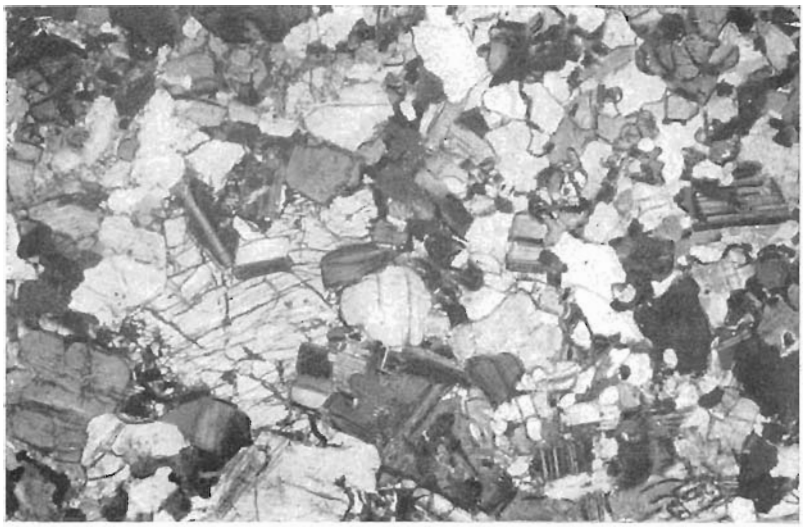
8. Пришлифовка обр. 4418 (З. Ю.). Кошрабатский интрузив. Нерезкий контакт габброида и грубозернистого овоидного сиенита.



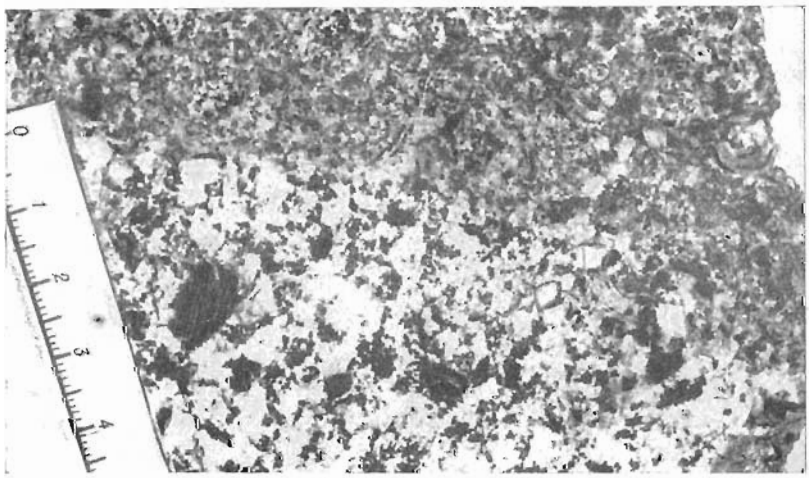
9. Пришлифовка обр. 1585 (З. Ю.). Кошрабатский интрузив. Резкий контакт габброида (внизу) и крупнозернистого овоидного сиенита, переходящего в эндоконтакте и апофизе в мелкозернистый лейкосиенит и содержащего ксенолит габброида.



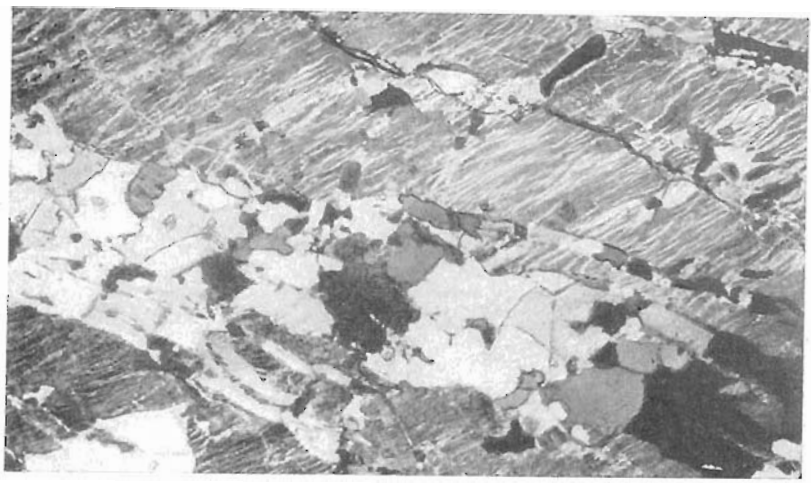
10. Обн. 394 (Э. И.). Кошрабатский интрузив, 2 км к северу от Тегермануала, у подножия левого склона Гужумсая. Ксенолит эссексита в овоидных сиенитах. В эндоконтакте последних видна тонкая лейкократовая оторочка.



11. Шлиф 384а (Э. И). Кошрабатский интрузив, среднее течение Муллаалимсая. Эссексит из ксенолита в граносиенитах. Структура паналлотриоморфнозернистая с элементами пойкилоофитовой. Увел. 30, николи ×.



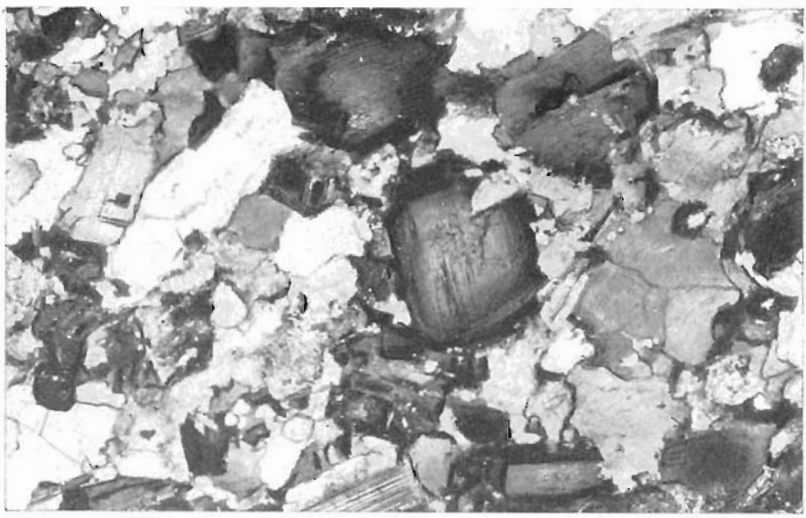
12. Обр. 1556-I (З. Ю.). Кошрабатский интрузив, контакт меласиенита (вверху) и овоидного сиенита, изображенный на рис. 12, *б*.



13. Шлиф 303 (Э. И.). Месторождение Чармитан. Овоид микроклин-пертита из граносиенита главной фазы, пересеченный системой прожилков сильно катаклазированного кварца. Увел. 30, николи скрещены.



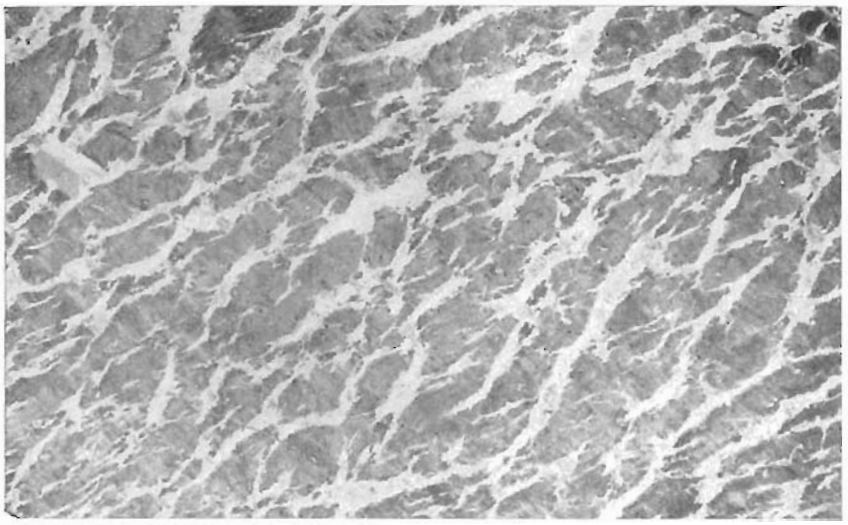
14. Обн. 387 (Э. И., З. Ю.). Кошрабатский интрузив, верхнее течение Муллаалимсая. Инъекции лейкогранитного материала в дайках эссекситов на контакте с овоидными граносиенитами главной фазы.



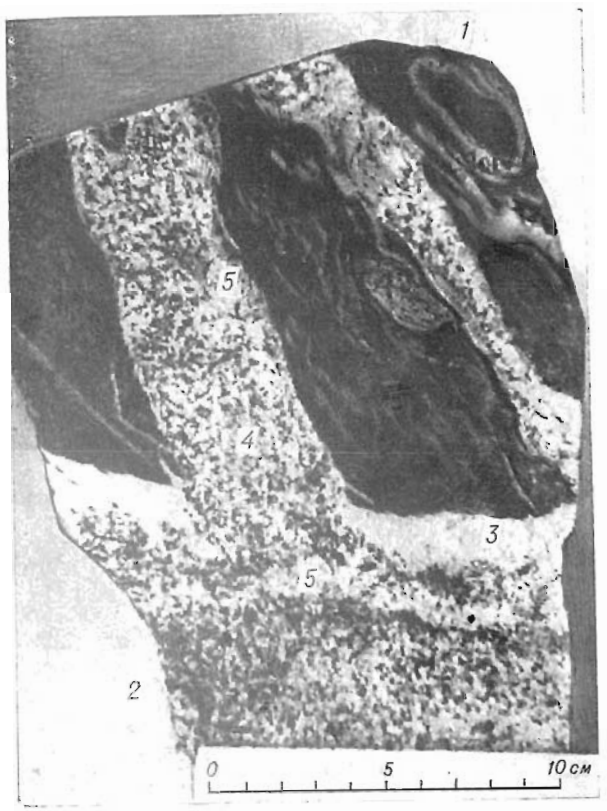
15. Шлиф 383б (Э. И.). Кошрабатский интрузив, Чагатайсай, в 1,5 км от устья (см. рис. 15, *а*). Мелкозернистый биотитовый адамеллит. Увел. 30, николи скрещены.



16. Обр. 412ж (пришлифовка). Тозбулакский интрузив, фрагмент обнажения изображенного на рис, 20, *е*. Контакт полосчатого нефелинового сиенита (вверху и приконтактовой лейкократовой фации субщелочного гранита.



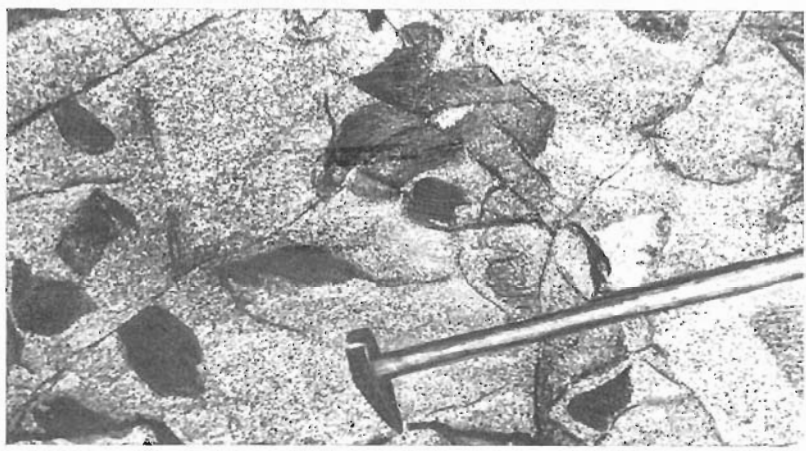
17. Шлиф 400д. Тозбулакский интрузив. «Пестрый» микроклин-пертит из кварцевого сиенита. Увел. 30, николи скрещены.



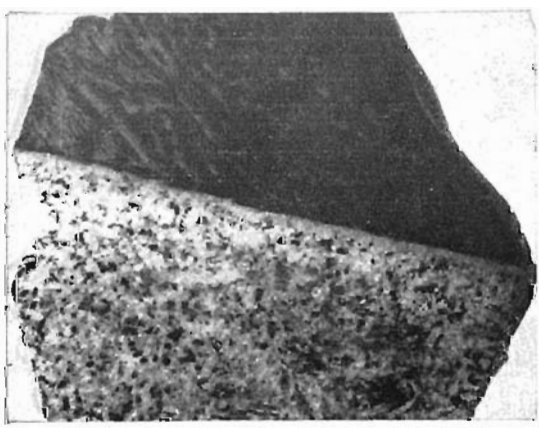
18. Обр. 325а. Бокалинский интрузив, район колодца Оразалы. Контакт тоналитов (*2*) с метаморфизованными вулканитами (**1**). **3** — оторочка плагиоаплита. *4* — апофиза тоналита, прорывающая оторочку, *5* — участки последующей лейкократизации, также ведущие к образованию плагиоаплитов.



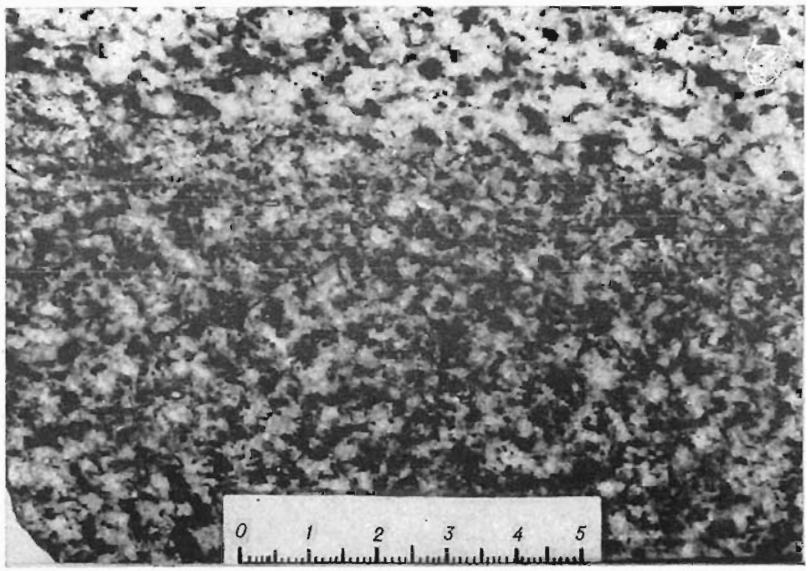
19. Обн. 315 (Э. И.). Сай Бокалы ниже родника. Жилообразная инъекция трондьемита в такой же трондьемит с оторочками лейкократового мелкозернистого плагиоаплита (см. № 38 в табл. 9).



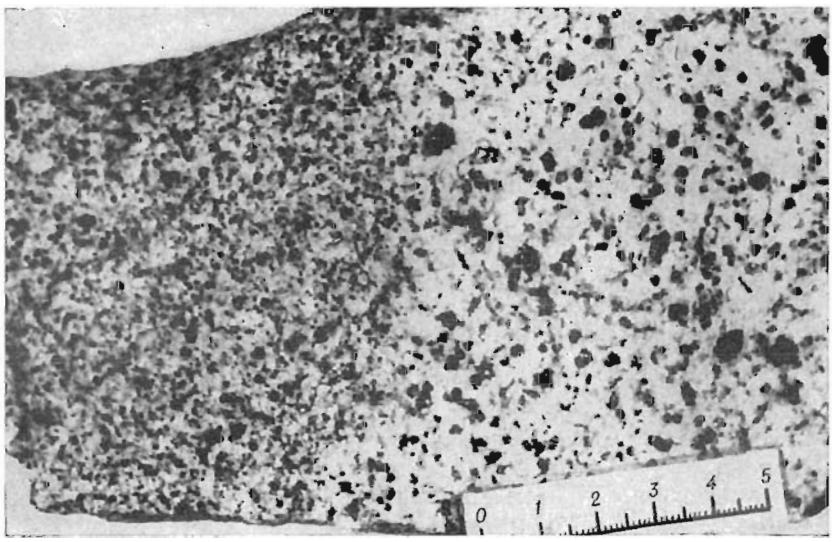
20. Обн. 315 (Э. И.). Сай Бокалы ниже родника. Трондьемит с ксенолитами метаморфизованных эффузивов, песчанико-сланцевых пород, кварцевых диоритов, тоналитов, более ранних трондьемитов и плагиоаплитов. Вблизи ксенолитов заметна лейкократизация.



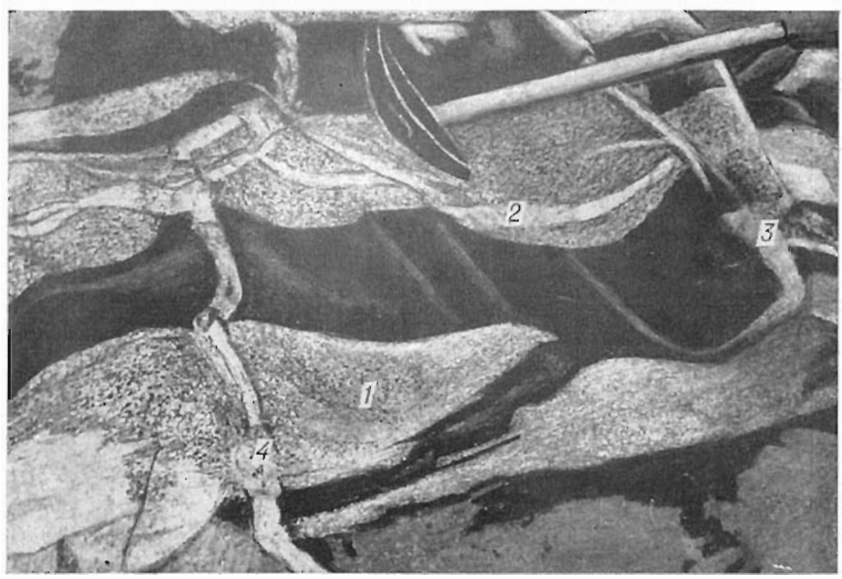
21. Обр. 14д (Э. И.). Бокалинский интрузив, южный контакт по дороге Ирлир — Ченгельды (см. рис. 27, *в*). Контакт «зеленого роговика» (вверху) и трондьемита с тонкой лейкократовой оторочкой.



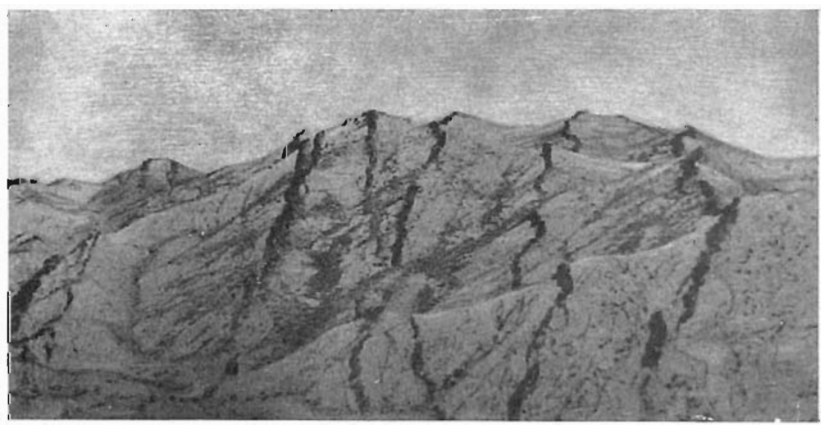
22. Обр. 904-II (З. Ю.). Бокалинский интрузив, район колодца Оразалы. Контакт тоналитов (внизу) и трондьемитов.



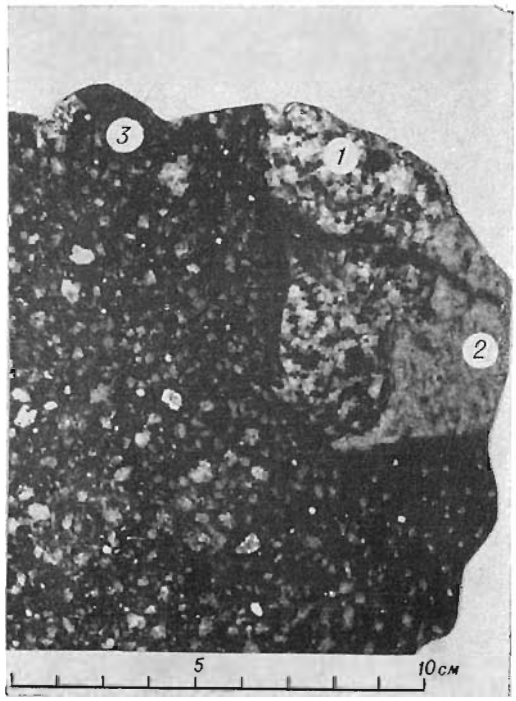
23. Обр. 4296 (З. Ю.). Бокалинский интрузив, Джарлыкапсай. Контакт крупнозернистых трондьемитов главной фазы (справа) и мелкозернистых трондьемитов дополнительной фазы.



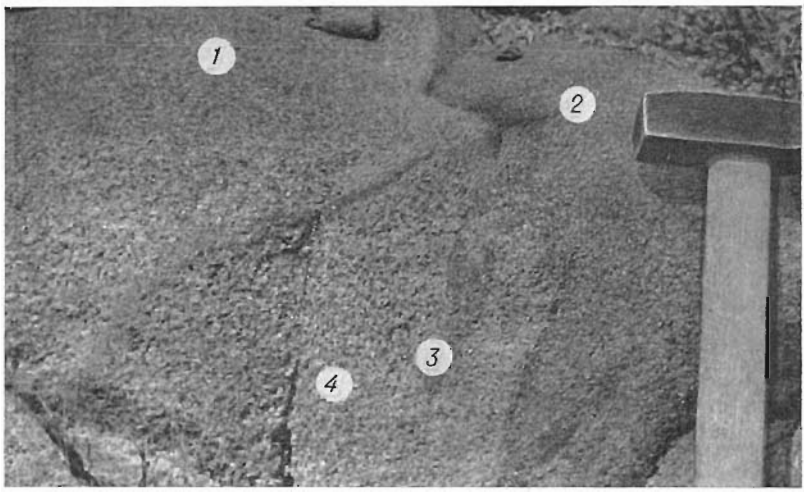
24. Обн. 313 (Э. И.). Устье правого притока Бокалысая ниже родника. Трондьемит-тоналит (*1*) с жилками раннего плагиоаплита (*2*), пересеченные ветвящейся дайкой диорит-порфирита (*3*), а затем жилами биотитового лейкогранита (*4*). Пологая плоскость в русле сая.



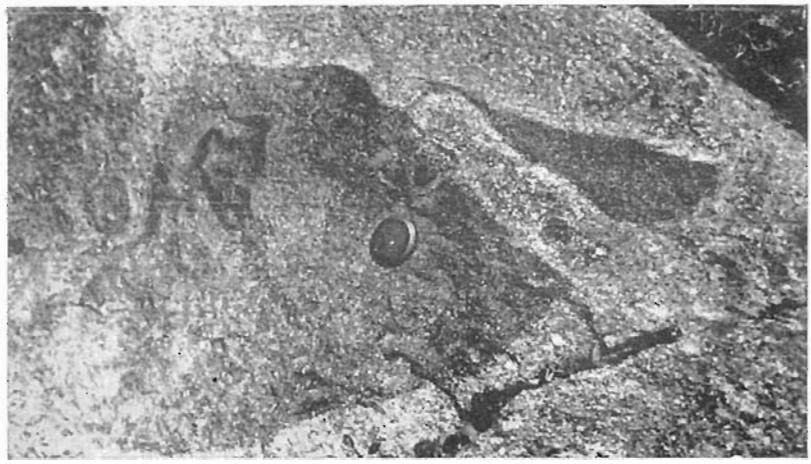
25. (Э. И.). Дайки тоналит- и трондьемит-порфиров в трондьемитах. Вид на запад от дороги Ирлир — Ченгельды в центральной части Бокалинского интрузива.



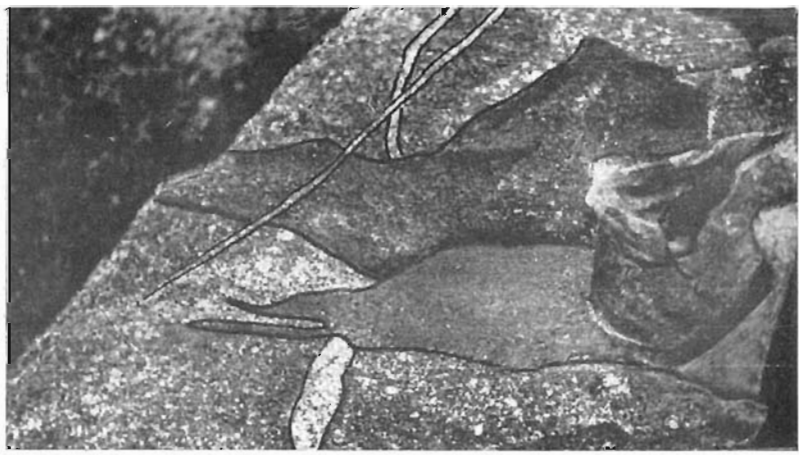
26. Обр. 24г (Э. И.). К востоку от родника Бокалы (*1* — трондьемит главной фазы, *2* — аплитовидный гранит 2-го ритма, *3* — тоналит-порфир 3-го ритма с тонкой апофизой).



27. Обн. 25 (Э. И.). К востоку от родника Бокалы. (*1* — трондьемит, *2* — тоналит-порфир дайковый, *3* — ксенолитоподобный реликт тоналит-порфира среди участка гранитизации, *4* — гранитизированные породы).



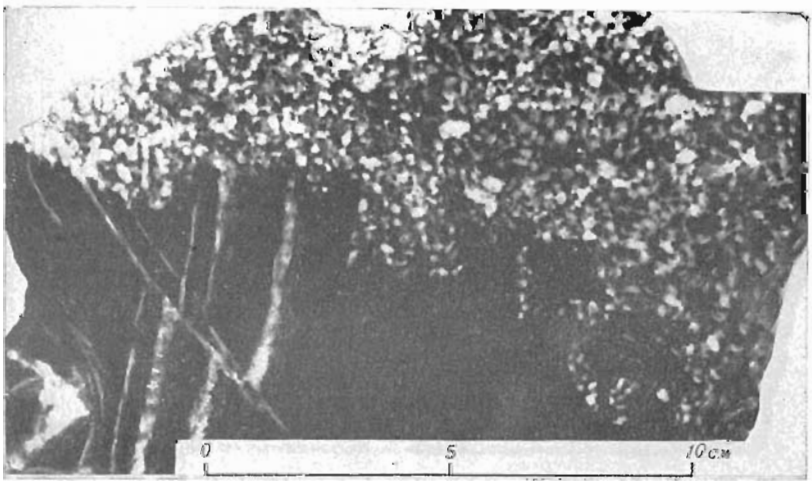
28. Обн. 535. (Э. И.). Северо-западная часть Актауского интрузива (см. рис. 36, *е*). Ксенолит мелкозернистого кварцевого диорита (№ 1 в табл. 11) в среднезернистом тоналите (№ 2 в табл. 11).



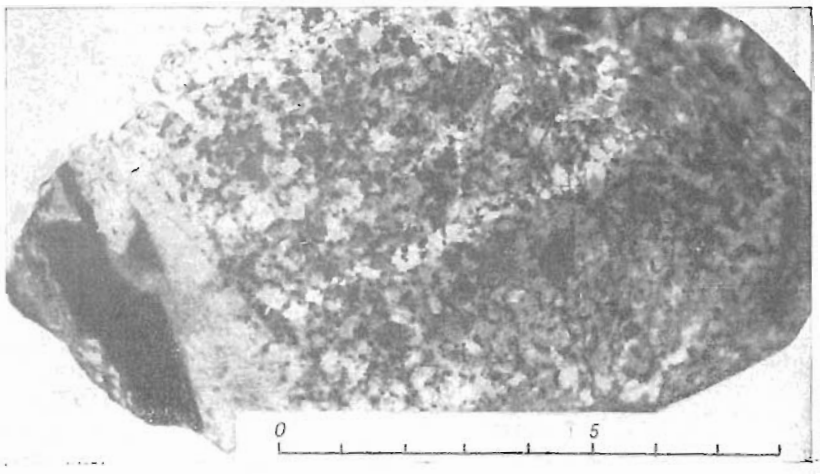
29. Обн. 535. Там же. Среднезернистый тоналит Бокалинской серии с зонками лейкократизации и пегматоидными обособлениями пересечен инъекцией-апофизой мелкозернистого кварцевого диорита Нуратинской серии (№ 59 в табл. 11). Последний, в свою очередь, рассекается поздним аплитовым прожилком.



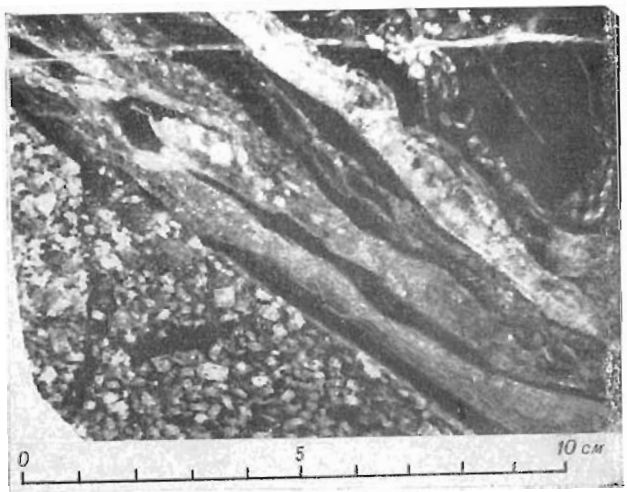
30. Шлиф 578а. Порфировидный тоналит из штока севернее пос. Каракутан. Увел. 25, николи скрещены.



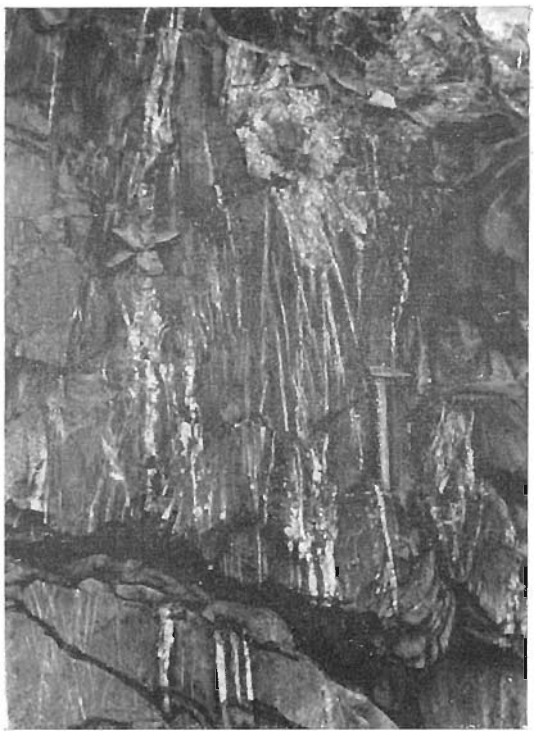
31. Обр. 578е (Э. И.). Каттармайский шток. Контакт тоналита и роговика с приконтактовой «порфиризацией».



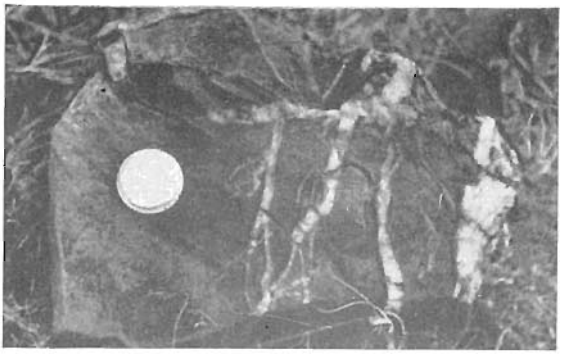
32. Обр. 578д (Э. И.). То же, с аплитовидной эндоконтактовой зонкой.



33. Обр. 578ж (Э. И.). То же, с аплитовидной экзоконтактовой зонкой.



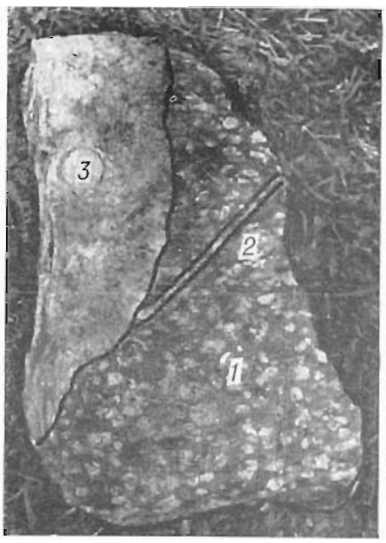
34. Обн. 537 (Э. И.). Каратауский пояс, район колодца Карамечеть. Система сближенных кварцевых прожилков в песчано-сланцевой толще.



35. 549 (Э. И.). Каратауский пояс, район колодца Ханака. Кварцево-жильный штокверк в роговиках.



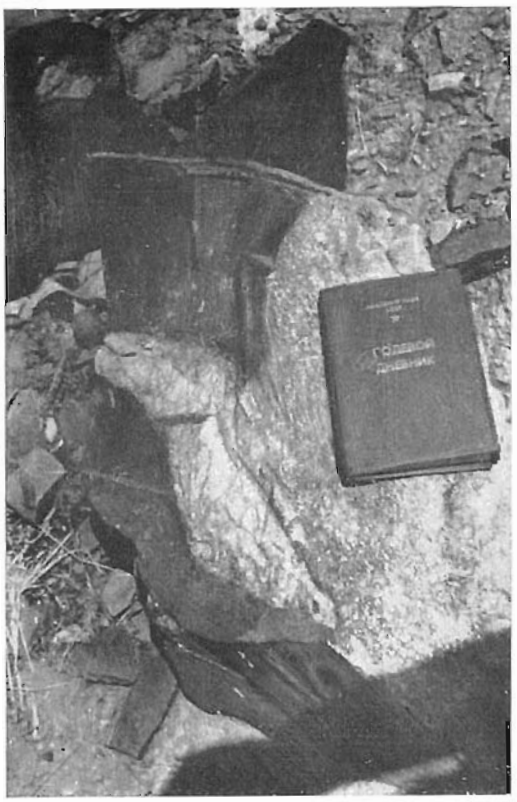
36. Обн. 553 (Э.. И.). Каратауский пояс, р. Сармич выше пионерлагеря. Четковидные будинированные прожилки кварца в глинистых сланцах.



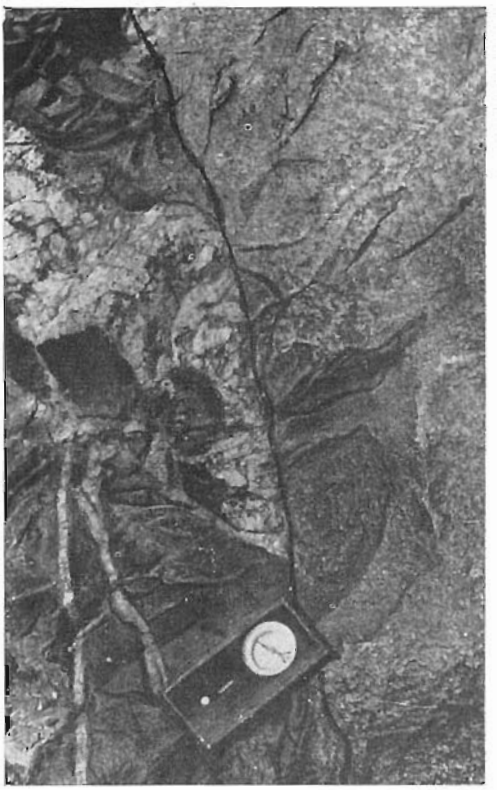
37. Обн. 551 (Э. И.). Каратауский пояс, район пос. Ханака (*1* — дайковый гранит-порфир, *2* — кварцевый прожилок, *3* — пегматит-аплит, апофиза Каратауского интрузива).



38. Обн. 542 (Э. И.), северный контакт Каратауского интрузива к югу от колодца Карамечеть. Гранитная апофиза сечет серию сближенных прожилков кварца.



39. Обн. 541 (Э. И.), там же. Непосредственный контакт гранитов с роговиками и догранитовыми кварцевыми жилами.



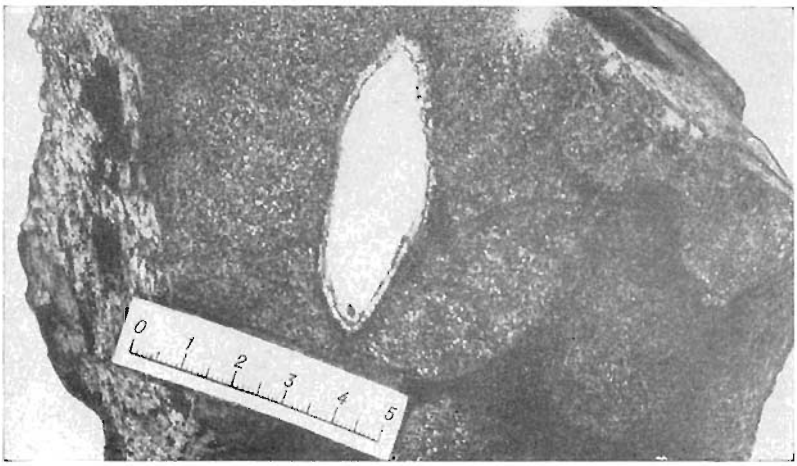
40. Обн. 562 (Э. И.), то же, что на фото 39, Сармичское рудное поле (см. рис. 49, *д*).



41. Шлиф 2237е (И. М.). Тоналит-порфир из гальки в конгломератах C_{2-3}, руч. Чормагыз, к западу от Каттаича (Сев. Нурата). Николи скрещены. Увел. 25.



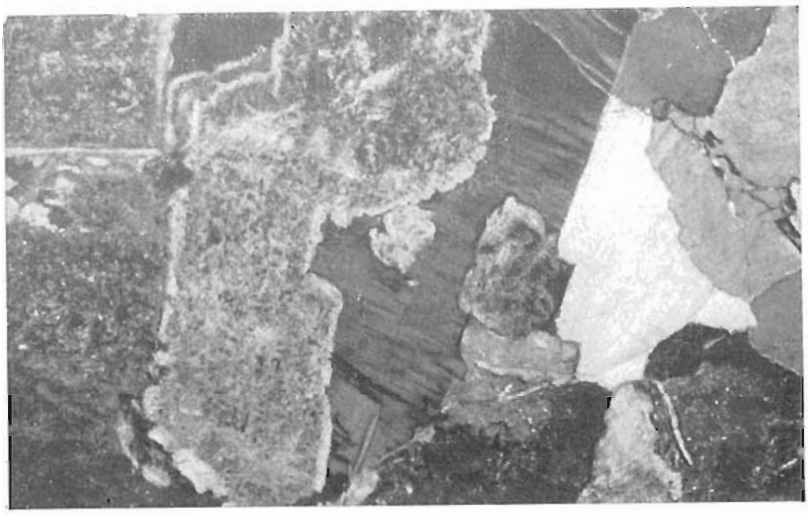
42. Обр. 825-7 (З. Ю.). Жила двуслюдяного гранита Нуратинской серии в жильном кварце. Южный контакт Темиркобукского интрузива к югу от колодца Карабаг (см. рис. 52, *е*).



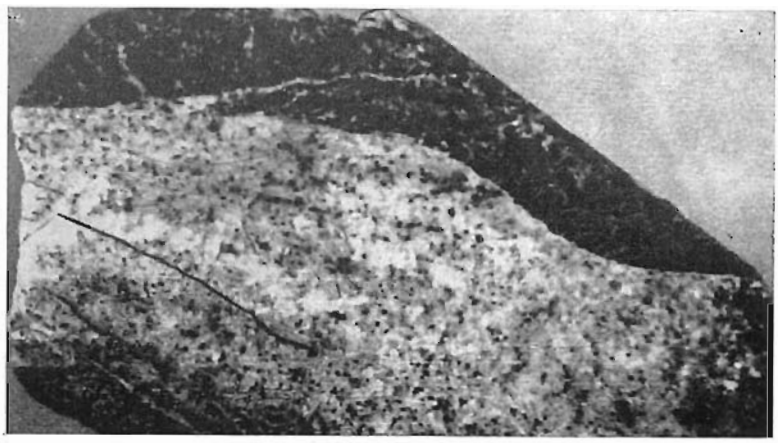
43. Обр. 532 (З. Ю.). Ксенолит кварца в габбро-диорите Нуратинской серии. Южный контакт Кескенсайского интрузива.



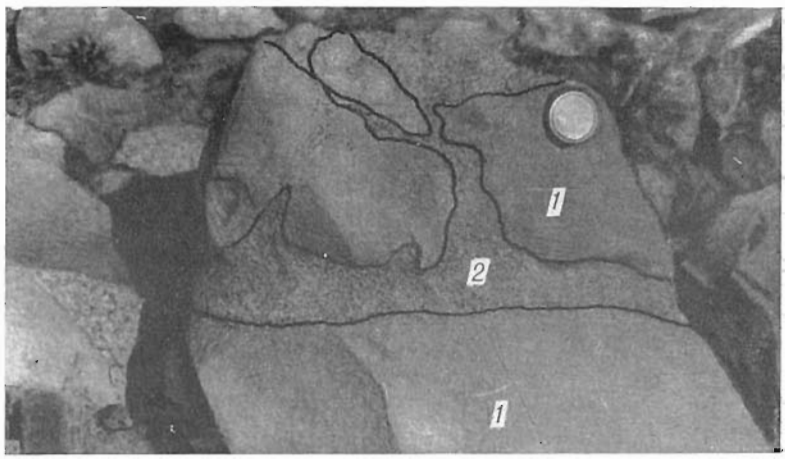
44. Шл. 407а. Кварцевый габбро-диорит. Тозбулакский интрузив.



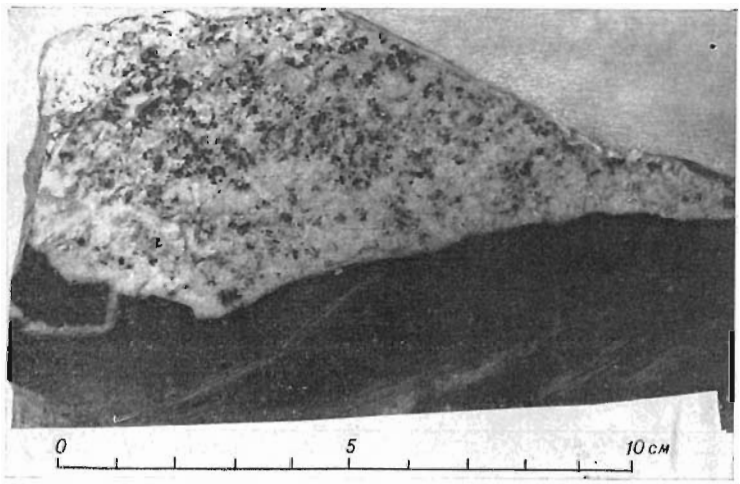
45. Шл. 513в. Крупнозернистый биотитовый гранит. Там же.



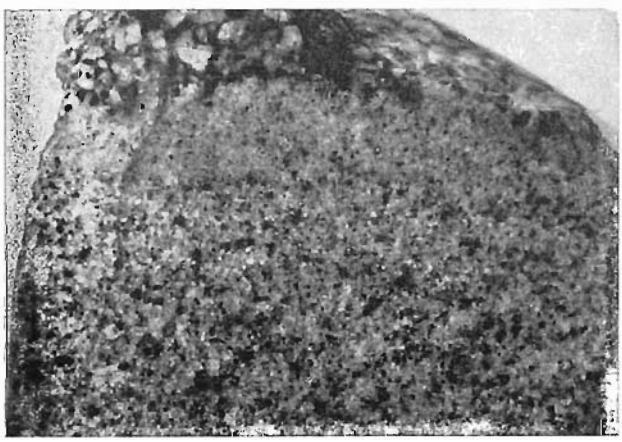
46. Обр. 407е (Э. И.). Тозбулакский интрузив. Контакт габбро и гранита. От последнего отходит тонкая апофиза.



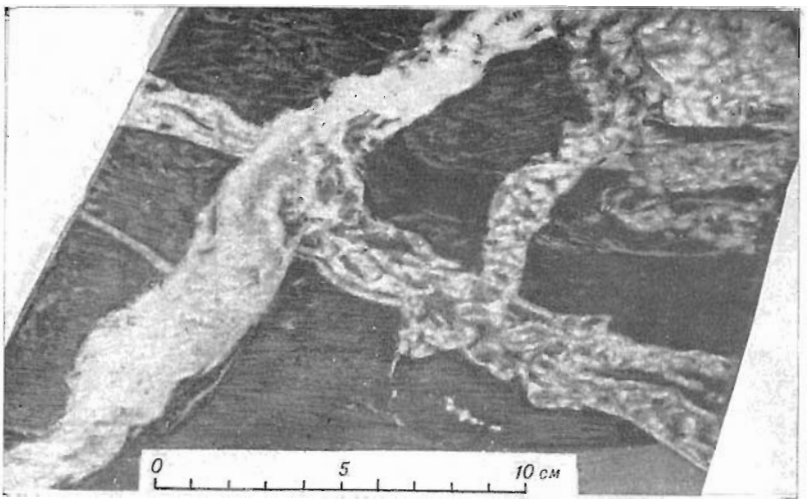
47. Обн. 618 (Э. И.). Зирабулакский интрузив. Чангаллы, левый борт сая, у нижней штольни. Интрузивная брекчия (*1* — мелкозернистые двуслюдяные граниты Тымского комплекса, *2* — порфировидные адамеллиты Кульджуктауской серии).



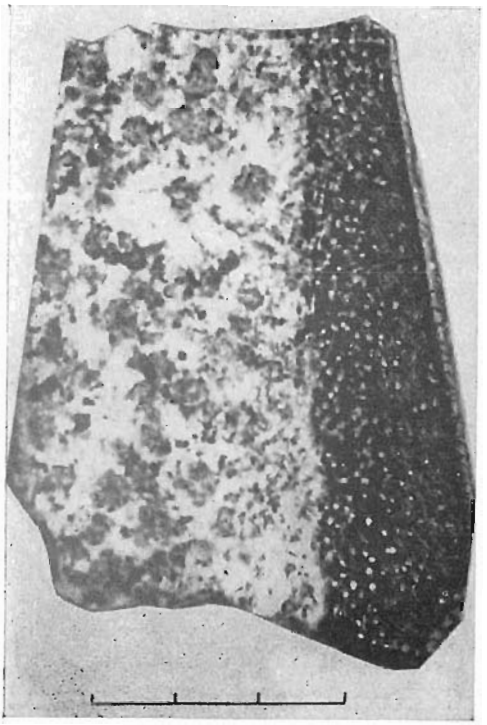
48. Обр. 595е. (Э. И.). Зирабулакский интрузив близ колодца Шаувас. Контакт роговика и гранодиорита, имеющего эндоконтактовую лейкократовую оторочку.



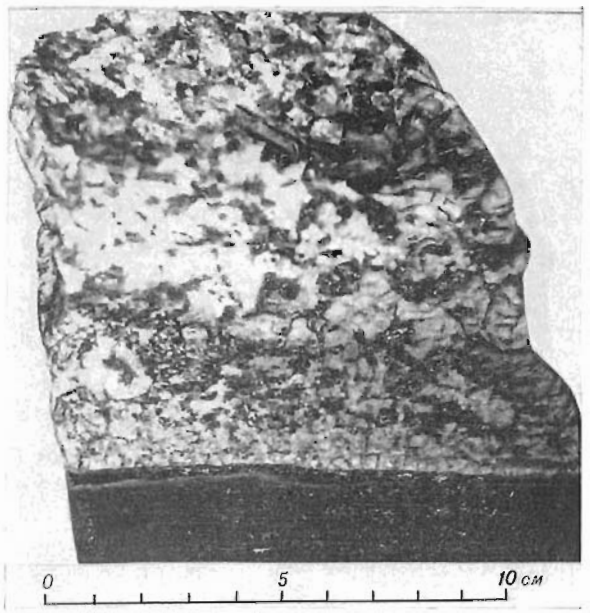
49. Обр. 614а (Э. И.). У дороги Ингичке — Зирабулак близ отворота на Чангаллы. Контакт крупнозернистого биотитового адамеллита и дайки мелкозернистого двуслюдяного гранита, имеющего лейкократовую оторочку.



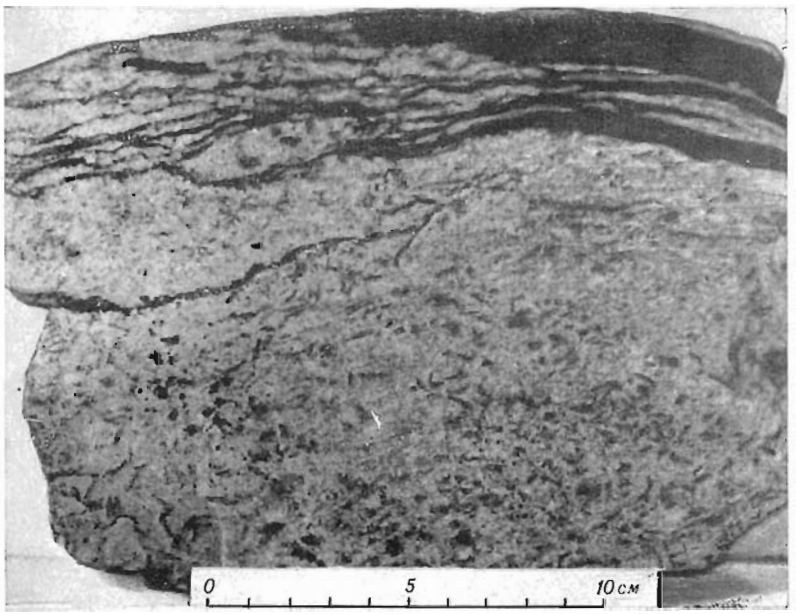
50. Обр. 583а (Э. И.). Западная часть Гунжакского интрузива. Апофизы лейкогранитов и аплитов, секущие роговики и кварцевые жилы.



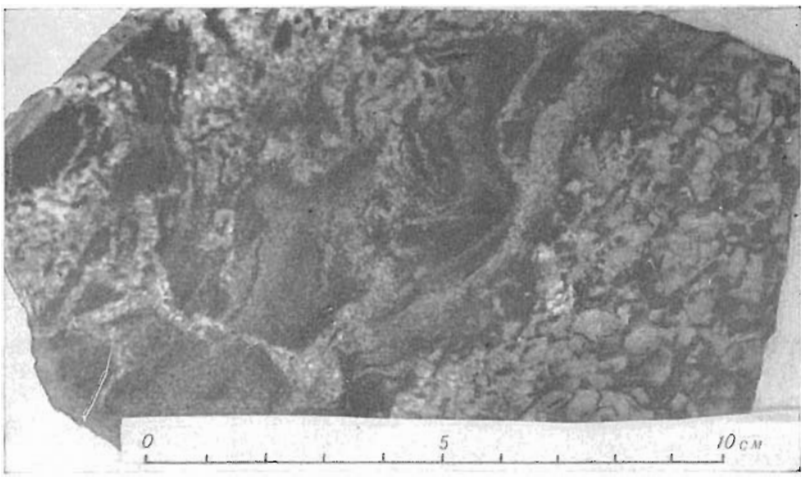
51. Обр. 90г (Э. И.). Каратауский интрузив. Верховья сая Чанглы. Контакт крупнозернистого гранита и роговика с экзоконтактовой «порфиризацией».



52. Обр. 540а (Э. И.). Каратауский интрузив. К югу от колодца Карамечеть. То же, с приконтактовой зонкой пегматит-аплита, без гранитизации роговиков.



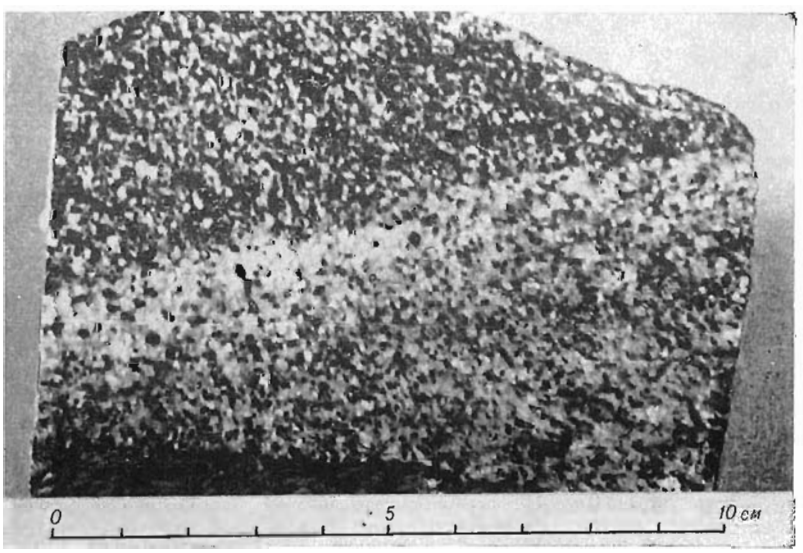
53. Обр. 550а (Э. И.). Каратауский интрузив. Близ кишл. Ханака. Приконтактовая аплитовидная оторочка с ксенолитами отслоения, постепенно исчезающими в гранит-аплите.



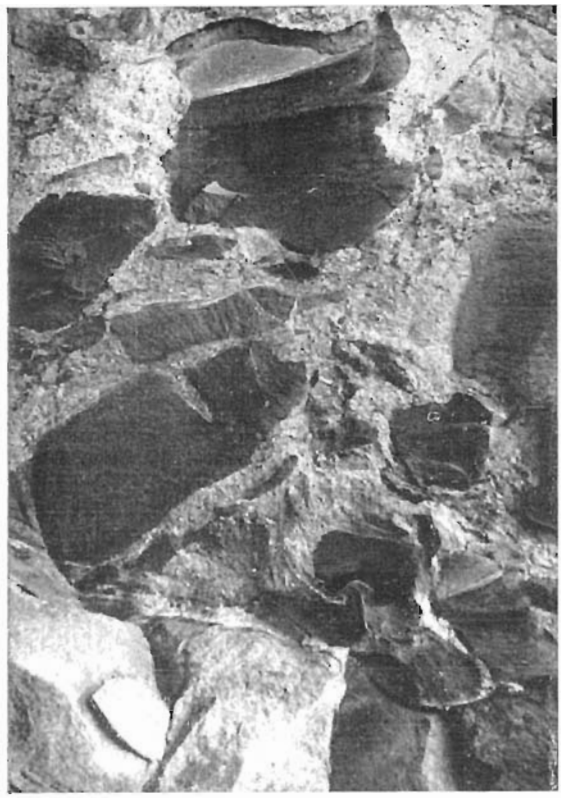
54. Обр. 456в (Э. И.). Каратауский интрузив. Левобережье р. Сармич. Экзоконтактовая гранитизация роговика.



55. Обн. 541 (Э. И.). Каратауский интрузив, к югу от кишл. Карамечеть. Апофиза лейкогранита в роговиках с «футлярообразными» реликтами сильно гранитизированных ксенолитов.



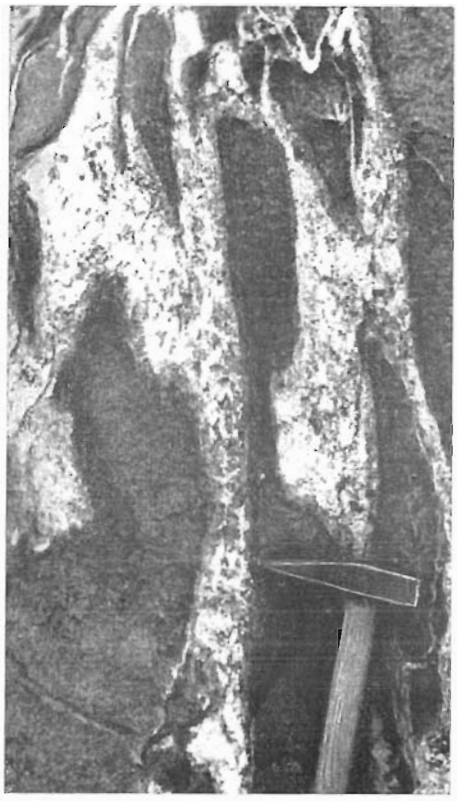
56. Обр. 360д. Западная часть Аткамарского интрузива (Каратюбе). Контакт габбро-диорита и кварцевого диорита. В последнем видна зонка эндоконтактовой лейкократизации.



57. Обн. 332 (Г. Ш.). Каратюбе. Перевал Тахта-Карача, у нового шоссе. Ксенолиты габброидов в порфировидных биотитовых гранитах.



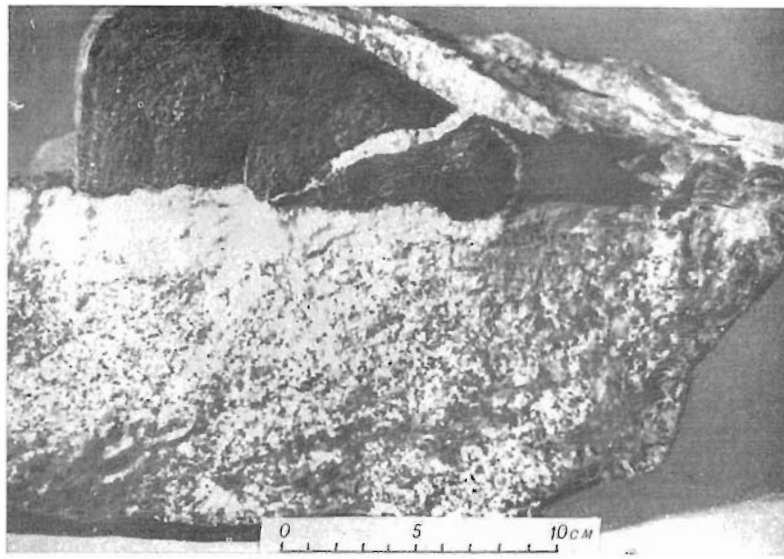
58. Обн. 343 (Г. Ш.). Каратюбе, 1 км к северу от перевала, у старого шоссе. Сетчатые зоны гранитизации в габро-диорите.



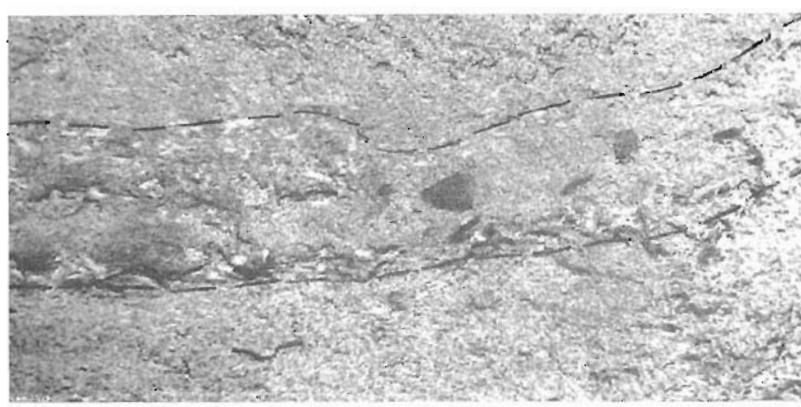
59. Обн. 332 (Г. Ш.). Там же, где фото 57. Инъекции и зоны гранитизации в габбро-диоритах.



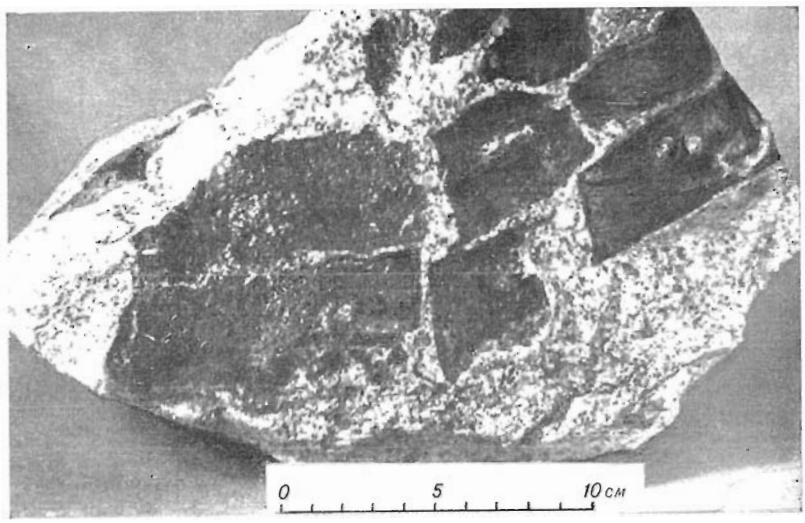
60. Обн. 343 (Г. Ш.). Каратюбе, 1 км к северу от перевала у старого шоссе. Габбро-диорит с зонками гранитизации и порфиробластами микроклина, рассеченными жилами аплита.



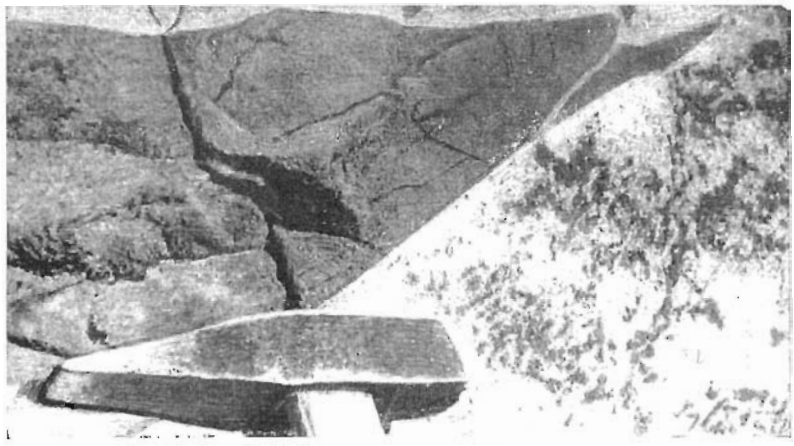
61. Обр. 340г. (Э. И.). Каратюбе, 3 км к югу от перевала Тахта-Карача. Фрагмент рис. 81, *б*. Аплитовые оторочки и апофизы вокруг ксенолита роговика в крупнозернистом граните.



62. Обн. 332 (Э. И.). Перевал Тахта-Карача. Крупновкрапленниковые биотитовые граниты, рассеченные жилой мелкозернистого гранита, несущего сланцевые ксенолиты.



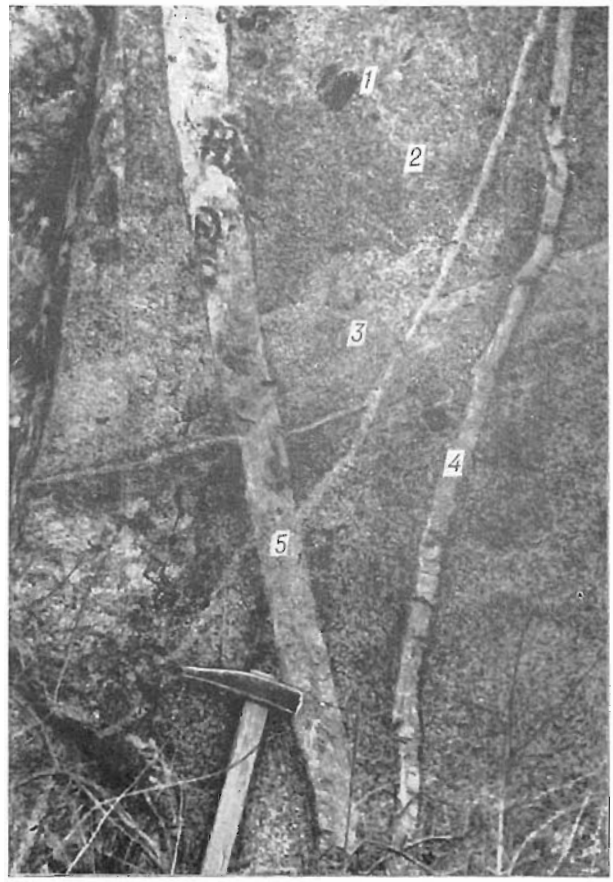
63. Обр. 451 -- П (Э. И.). Койташский интрузив, северный контакт (см. рис. 86, *г*). Брекчия роговиков, цементом которой служат приконтактовые лейкограниты.



64. Обн. 451 (Э. И.). Там же. Ксенолит роговика в приконтактовом лейкограните, окруженный аплитовой оторочкой.



65. Обн. 452 (Э. И.). Северный контакт Койташского интрузива, апофизы лейкогранитов в роговиках.



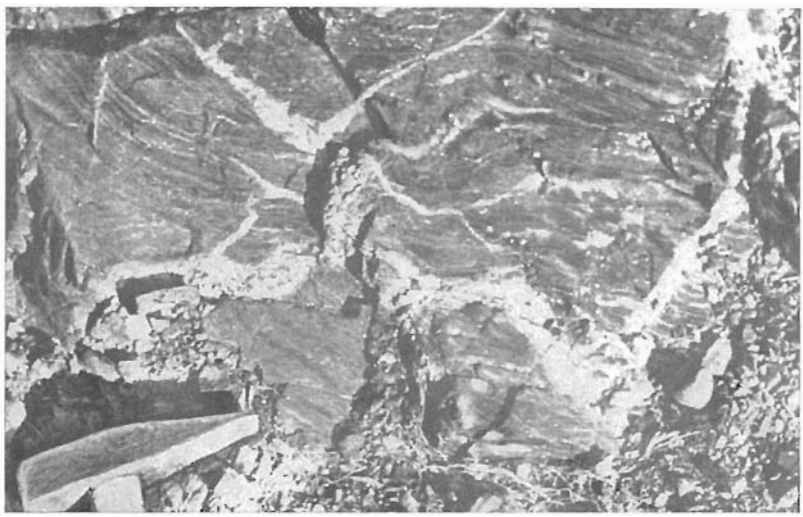
66. Обн. 452 (Э. И.). Койташский интрузив. Фрагмент рис. 86, *г* (*1* — ксенолиты роговика, *2* — адамеллиты главной фазы, *3* — зона лейкократизации в адамеллитах, сходная с роговообманково-биотитовым гранитом, *4* — ранний аплит, *5* — поздний аплит).



67. Обн. 445 (Э. И.). Черыктинский интрузив, восточная часть, севернее гипербазитов. Прямолинейный крутой контакт гранитов и роговиков.



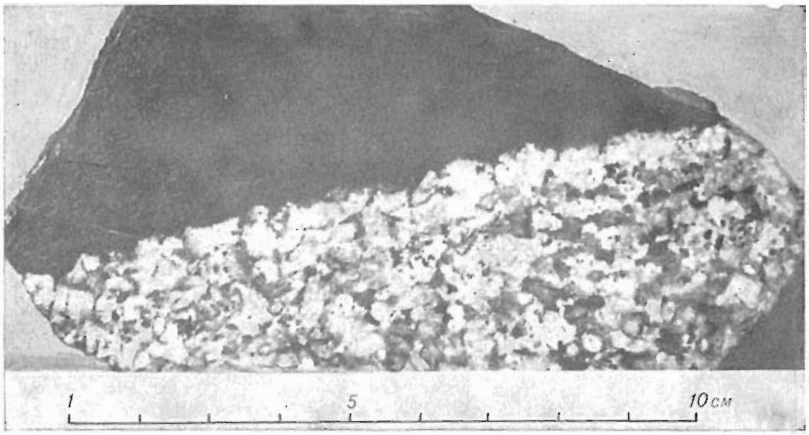
68. Обн. 440 (Э. И.), Чарыктинский интрузив, юго-юго-восточный контакт. Эндоконтактовая брекчия, роговики сцементированы лейкогранитом.



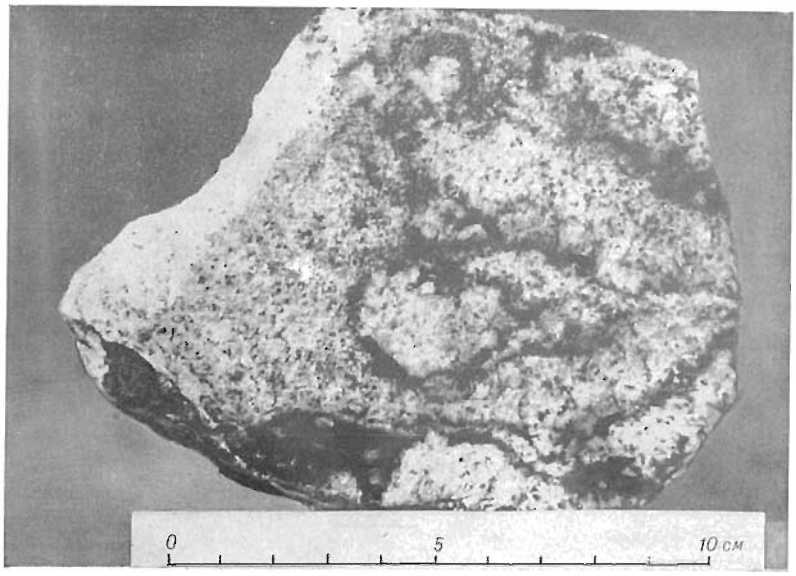
69. Там же. Экзоконтактовая брекчия (начальная стадия дезинтеграции роговиков лейкогранитами).



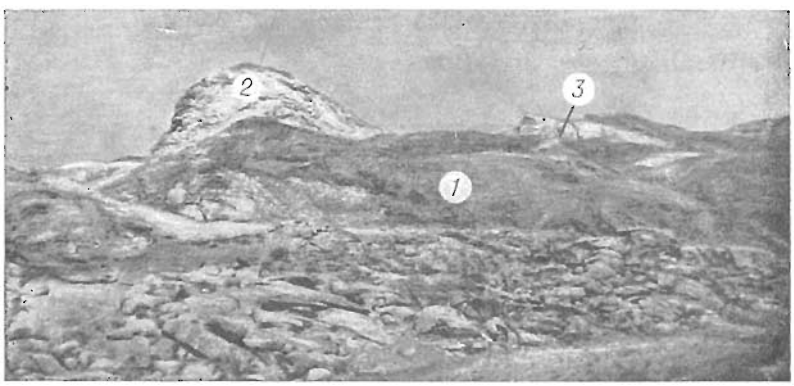
70. Обр. 437 (Э. И.). Чарыктинский интрузив. Контакт роговика и гранита с аплитовидной оторочкой и такими же апофизами (см. рис. 95, *е*).



71. Обр. 439а. (Э. И.). Чарыктинский интрузив. Контакт гранита и роговика без видимых изменений.



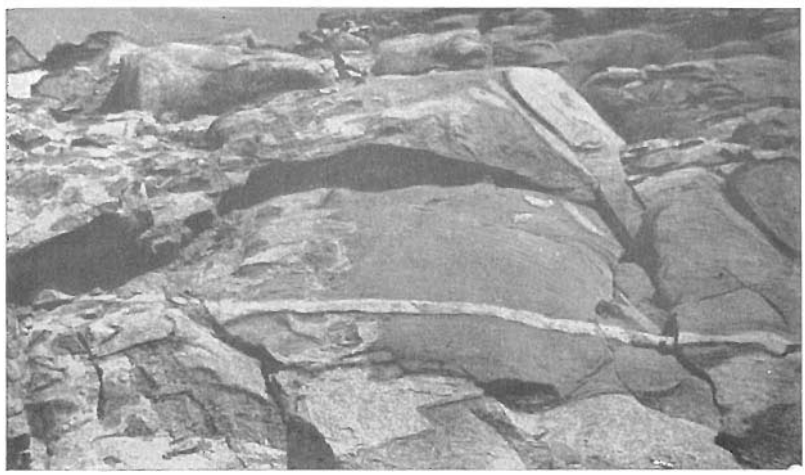
72. Обр. 445г. (Э. И.). Восточный контакт Чарыктинского интрузива. Приконтактовый аплитовидный гранит с неполностью гранитизированными реликтами роговиков.



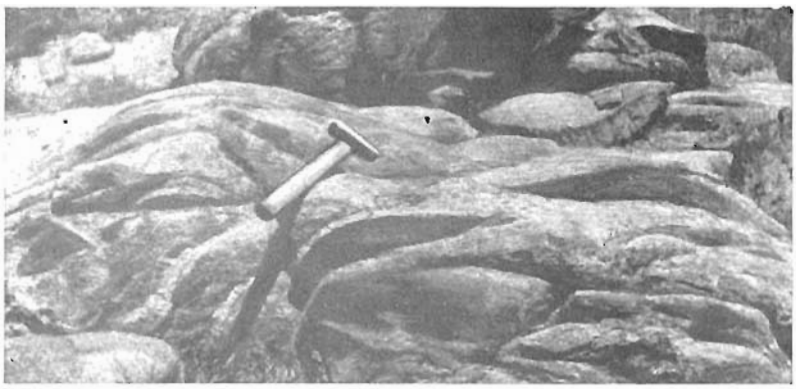
73. Обн. 105 (А. П.). Актауский интрузив, к востоку от пос. Лянгар. Пологий блок габброидов и диоритов (*1*) среди порфировидных биотитовых «лянгарских» гранитов (*2*).



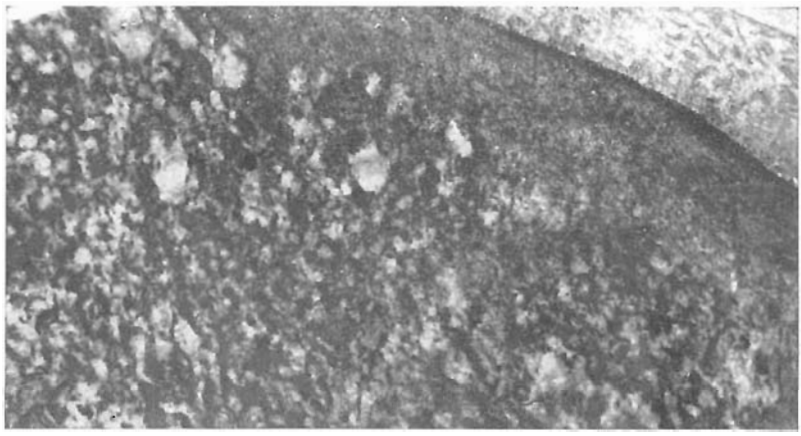
74. Деталь обнажения, показанного на фото 73. Контакт диоритов и «лянгарских» гранитов. В последних ксенолит диорита.



75. Обн. 102 (Э. И.). У автодороги на южной окраине пос. Лянгар. Блок габбро-диоритов, пронизанный инъекциями «лянгарских» гранитов и аплитов.



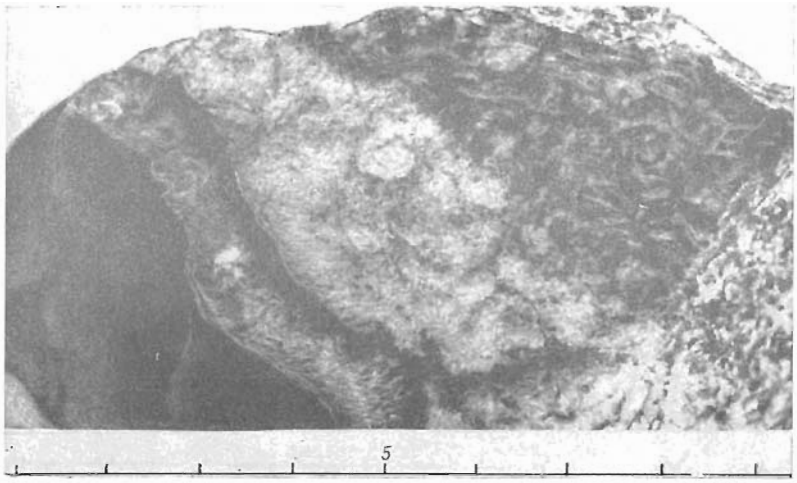
76. Обн. 1002 (А. П.). Актауский интрузив, к юго-востоку от пос. Ляпгар. Адамеллит с ксенолитами диоритов.



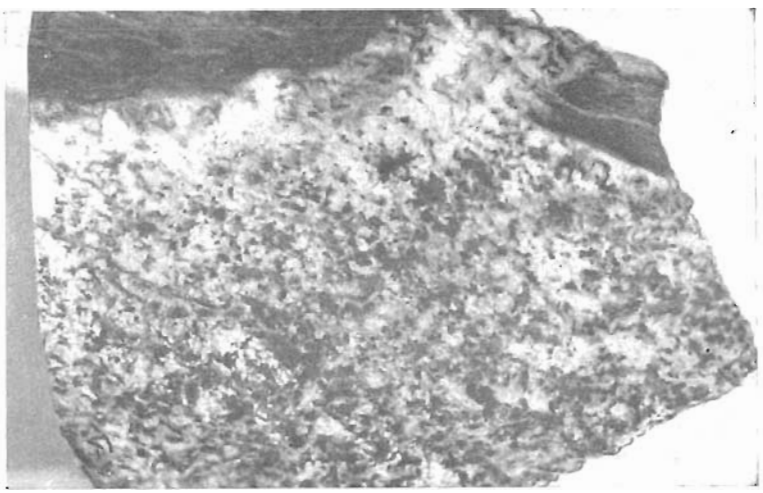
77. Обр. 1404е (А. П.). Актауский интрузив. Район кишл. Дара. Контакт кварцевого диорита и кристаллического сланца (роговика).



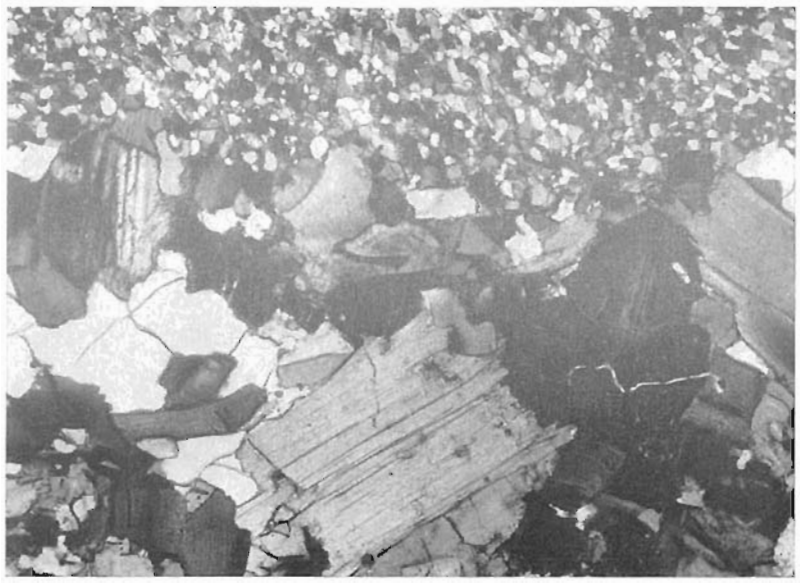
78. Обр. 1446д (А. П.). Юго-западный контакт Актауского интрузива. Инъекция адамеллита в роговике. В последнем видны послойные полоски и пятна лейкогранитного материала.



79. Обр. 1146 (А. П.). Там же. Контакт адамеллита и роговика с лейкократовой аплитовой оторочкой. В роговике видна зонка гранитизации.



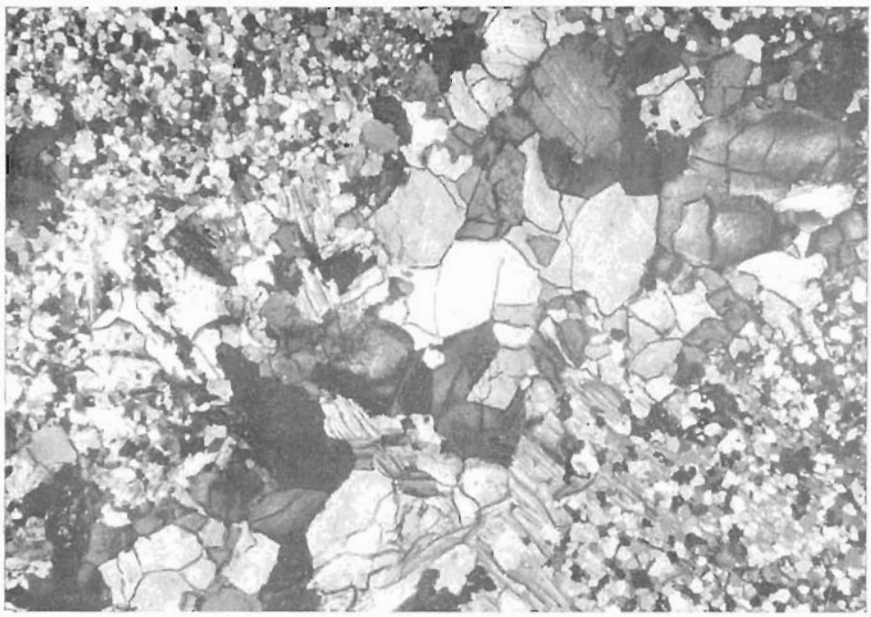
80. Обр. 1417в. (А. П.). Юго-западный контакт Актауского интрузива. То же, что на фото 79. От лейкогранитной оторочки в роговик уходит апофиза того же состава.



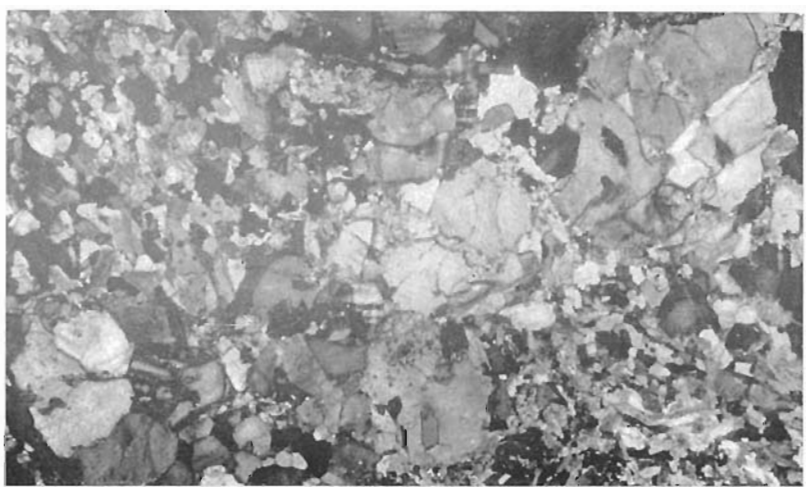
81. Шл. 1403-I (А. П.). Северный контакт Актауского интрузива, близ кишл. Дара. Вверху — кварц-биотит-плагиоклазовый роговик, внизу — диорит. Увел. 20, николи ×.



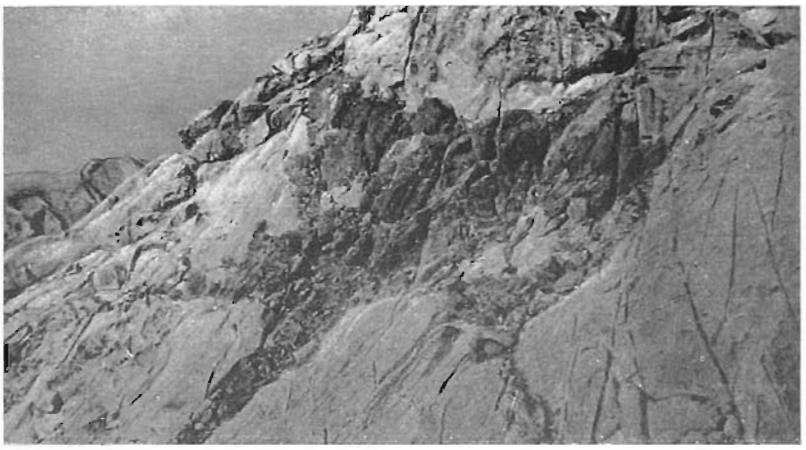
82. Шл. 1420б-1 (А. П.). Юго-западный контакт Актауского интрузива близ пос. Лянгар. Микроклинизированный роговик-сланец с цепочкой выделений микроклина. Увел. 20, николи ×.



83. Шл. 1417в-2 (А. П.). Там же. Роговик с зоной-апофизой лейкогранитового состава (кварц, микроклин, мусковит). Увел. 20, николи ×.



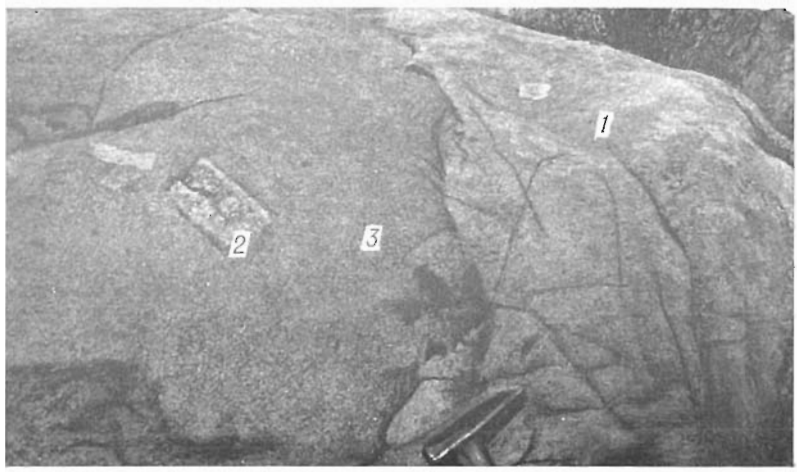
84. Шл. 1421п (А. П.). Юго-западный контакт Актауского интрузива. Участки гранитизации в роговике (кристаллическом сланце).



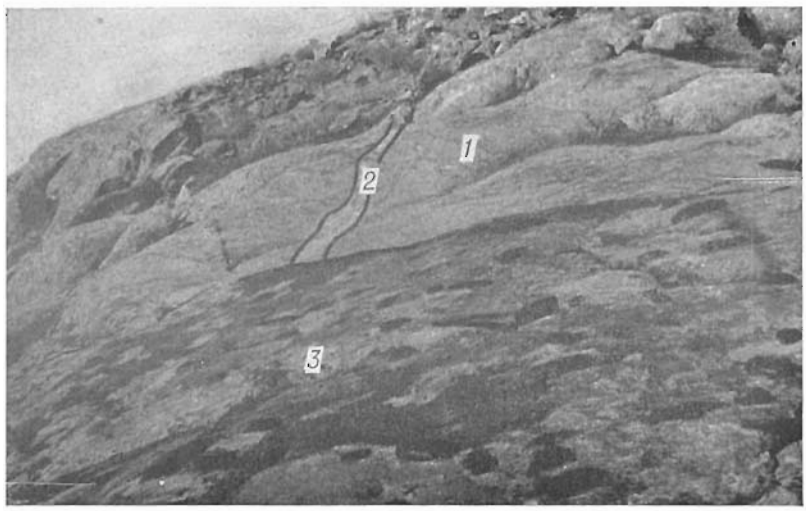
85. Обн. 1151 (А. П.). Гора Белая у западной оконечности Актауского интрузива. Ветвящаяся дайка биотитовых адамеллитов, переполненных ксенолитами диоритов и поэтому издали выглядящая темной, в «лянгарских» гранитах (светлое).



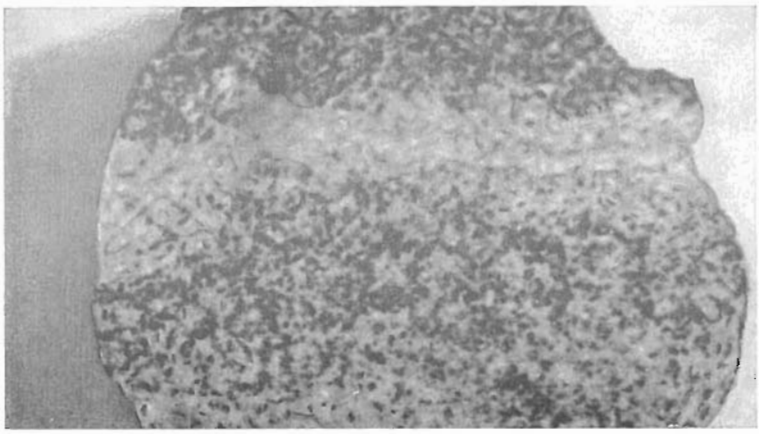
86. Деталь того же обнажения. Интрузивная брекчия: обломки диоритов сцементированы биотитовыми адамеллитами («гурлакскими»).



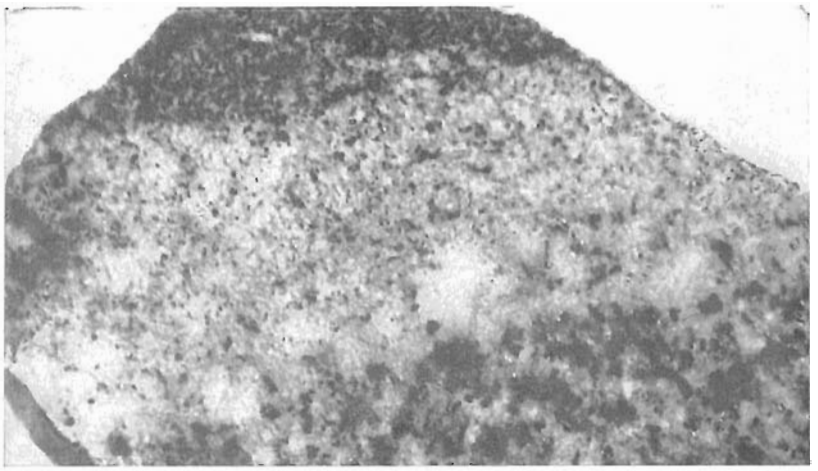
87. Обн. 1437 (А. П.). Актауский интрузив, район кишл. Гурлак (*1* — «лянгарский» гранит, *2* — ксенолит пегматита, *3* — «гурлакский» адамеллит).



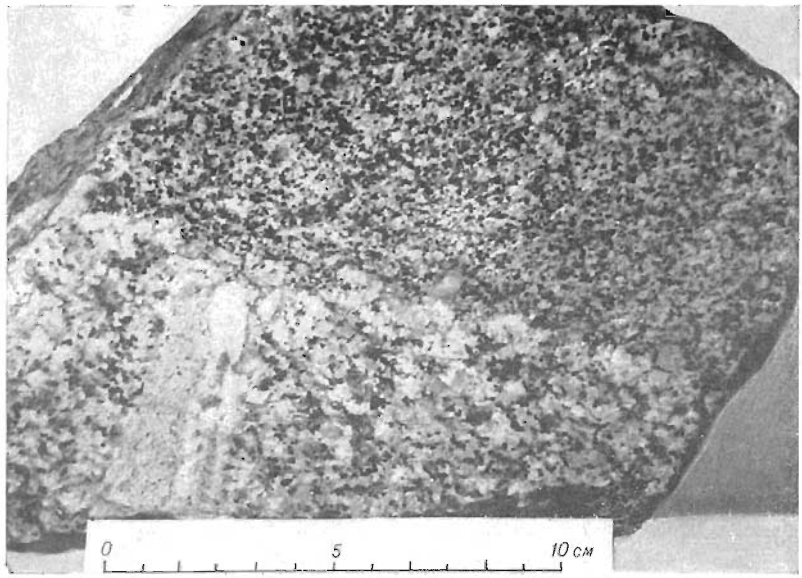
88. Обн. 1435 (А. П.). Актауский интрузив. Район горы Белой (*1* — «лянгарский» гранит, *2* — жила пегматита, *3* — «гурлакский» гранит с темными ксенолитами).



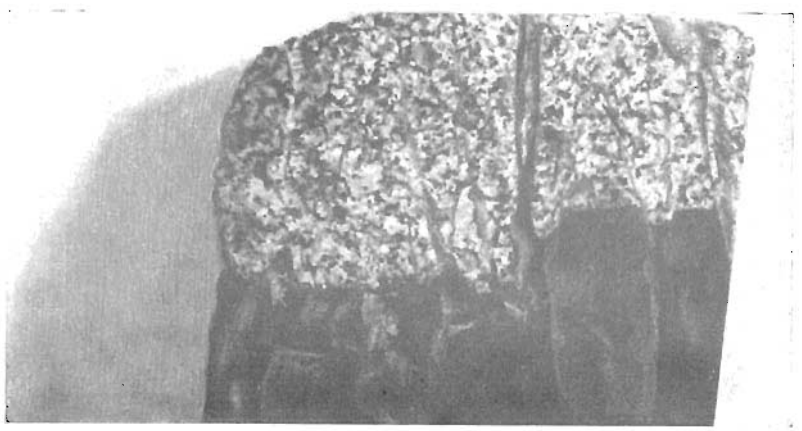
89. Обр. 1035е (А. П.). Северо-западная часть Актауского интрузива близ кишл. Дара. Контакт «лянгарских» гранитов с диоритом, с оторочкой микроклинового лейкогранит-аплита и контаминированными участками.



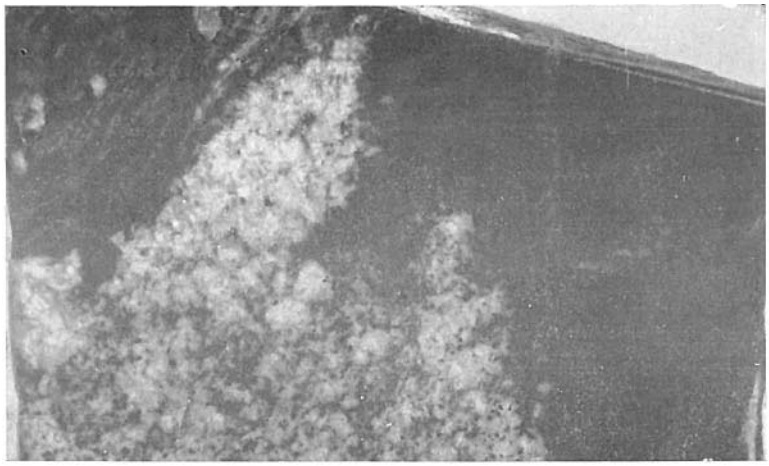
90. Обр. 1441в. (А. П.). Актауский интрузив, к востоку от пос. Лянгар. Контакт диорита и «лянгарского» гранита с оторочкой лейкократового плагиогранита.



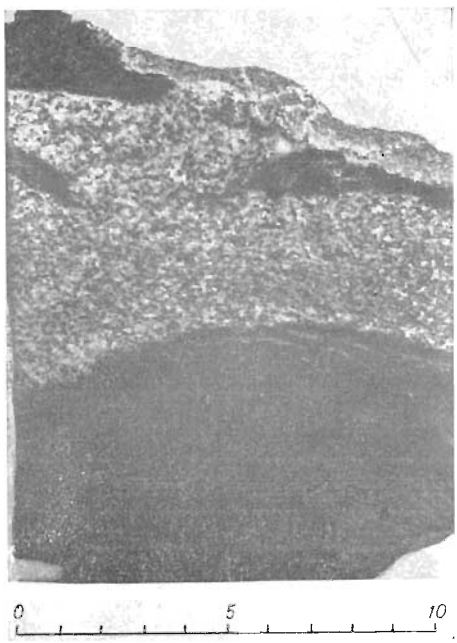
91. Обр. 190а (Э. И.). У пос. Ляпгар. Контакт «ляпгарского» гранита с жилой аплита (внизу) и «гурлакского» биотитового адамеллита.



92. Обр. 143а (А. П.). К югу от горы Белой. Контакт «гурлакского» биотитового гранита и роговика.



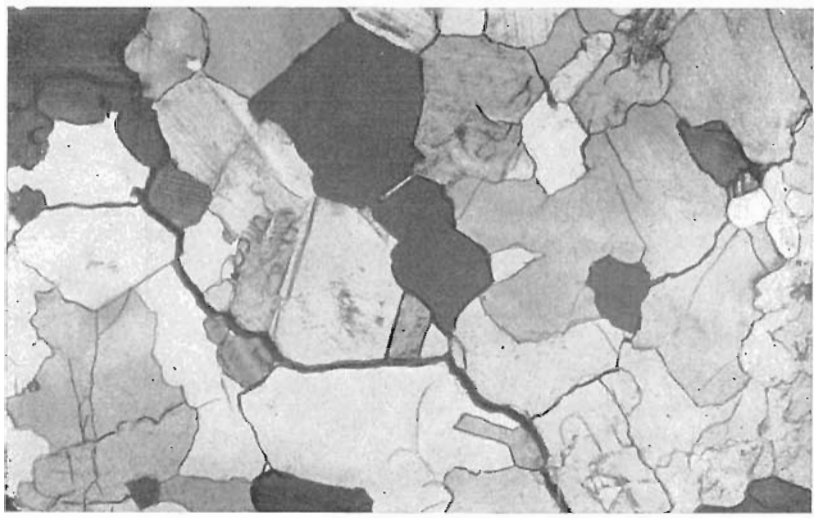
93. Обр. 1057б (А. П.). Северо-западная часть Актауского интрузива, район кишл. Дара. Контакт «гурлакского» гранита и роговика с лейкократизацией в эндоконтакте и микроклинизацией в роговике.



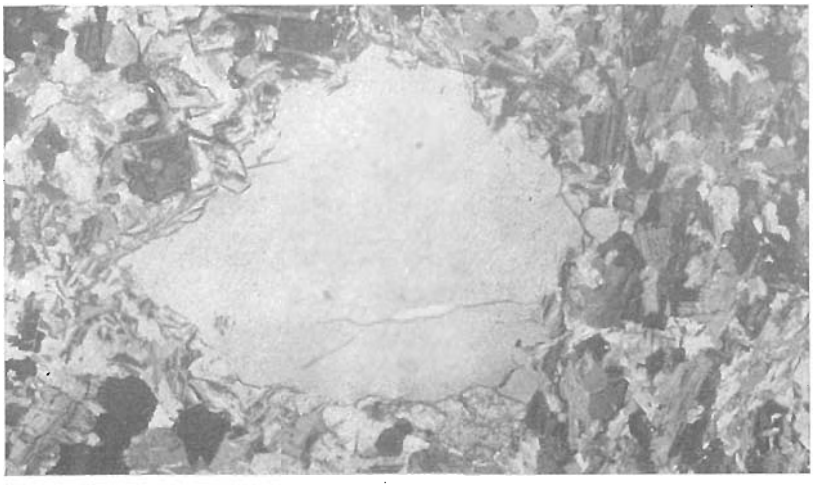
94. Обр. 1409а (А. П.). Район г. Тахку. Сателлит Актауского интрузива. Габбродиорит (темное) с инъекцией «гурлакского» адамеллита.



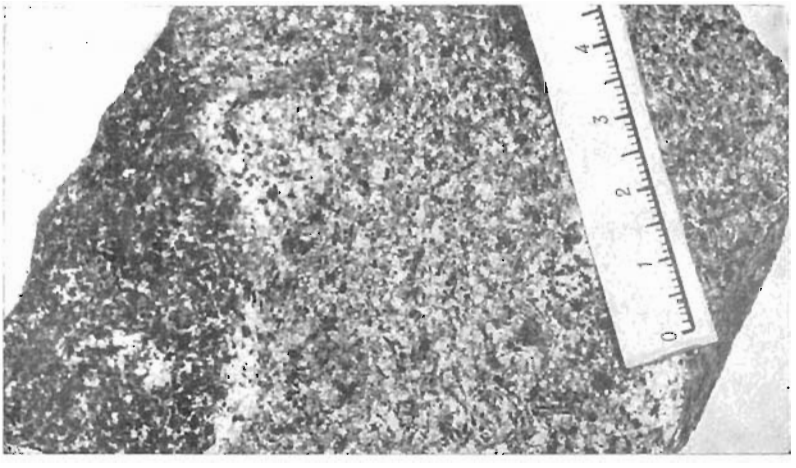
95. Шл. 1415а (А. П.). К юго-востоку от пос. Лянгар. Микроклинизированный диорит из ксенолита в «лянгарском» граните. Крупный пойкилобласт микроклина, включения плагиоклаза, биотита, роговой обманки, кварца. Увел. 25, николи ×.



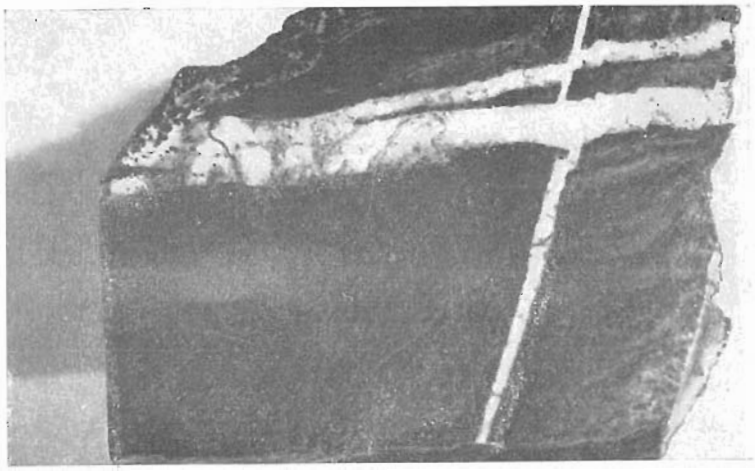
96. Шл. 1440а. (А. П.). Актауский интрузив к юго-востоку от пос. Лянгар. Лейкократовый плагиогранит из оторочки на контакте с диоритами. Увел. 25, николи ×.



97. Шл. 1440б-1. (А. П.). Там же. «Глазок» кварца в гранитизированном диорите. Увел. 25, николи ×.



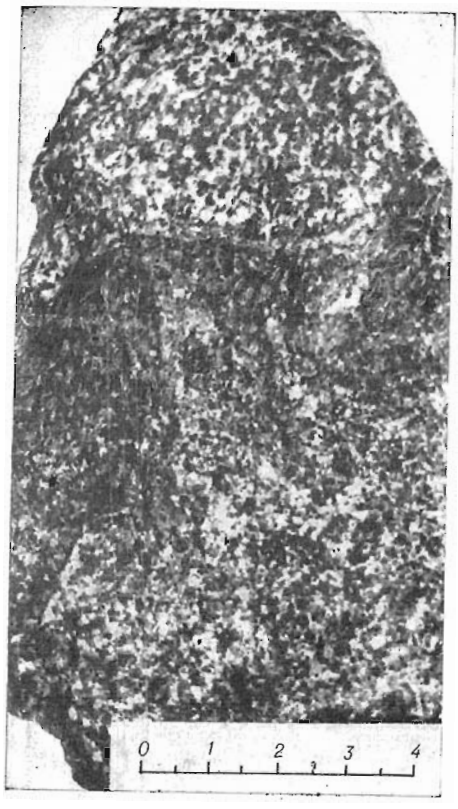
98. Обр. 2521 (З. Ю.). Кескенсайский интрузив, правый борт Авгасая. Контакт габбро (слева) и диоритов, имеющих зонку эндоконтактовой лейкократизации.



99. Обр. 1308е (А. П.). Кескенсайский интрузив, к югу от Авгакургана. Микроклиновые прожилки в известково-силикатном роговике у контакта с диоритами.



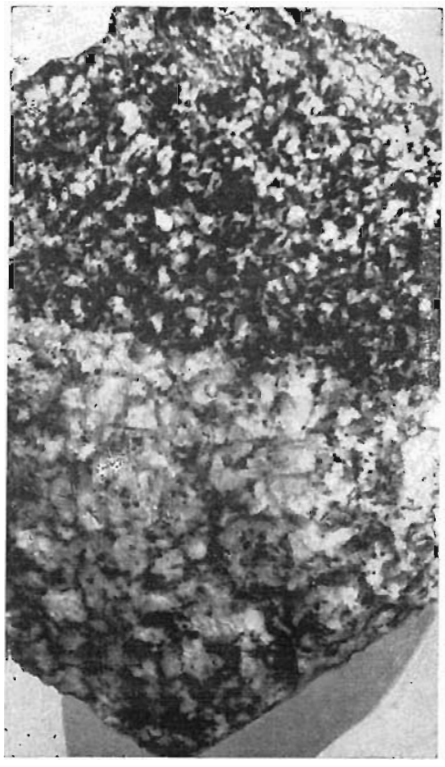
100. Обн. 57—371 (Э. И.). Авгакурган. Контакт диоритов и кварцевых диоритов с участками лейкократизации и ксенолитами роговика.



101. Обр. 2507 (З. Ю.). Правый борт Булакбашисая. Контакт диорита и кварцевого диорита. В диорите у контакта более темная зонка биотитизации.



102. Обн. 373 (Э. И.). Кескенсайский интрузив, левый борт Авгасая западнее Авгакургана. Дайка гранодиорита в кварцевом диорите. Видны лейкократовые оторочки.



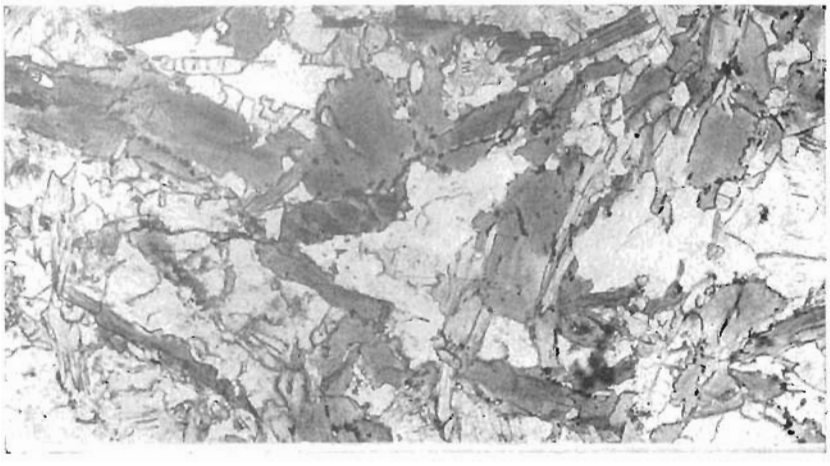
103. Обр. 179а (Э. И.). Карзаксай. Контакт гранитов Темиркобукского интрузива (внизу) и кварцевых диоритов Кескенсайского интрузива. Видна эндоконтактовая лейкократовая зонка в гранитах шириной 2 см.



104. Шлиф 372а (Э. И.). Кескенсайский интрузив. Порфировидное габбро южного тела.



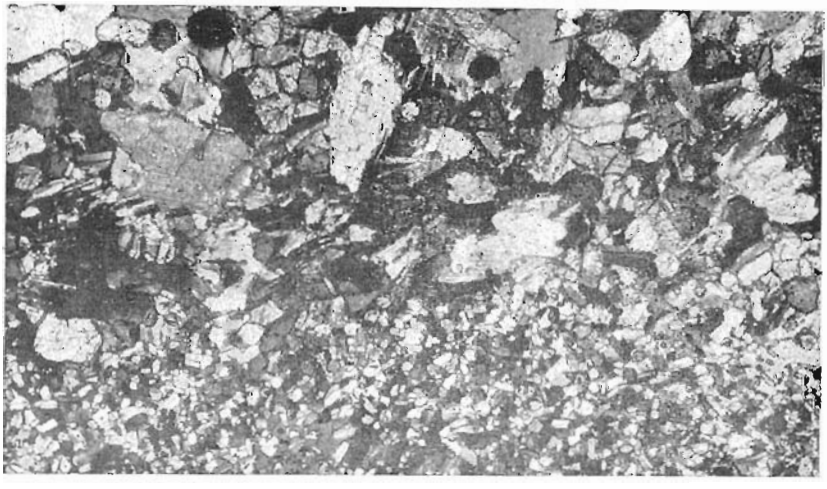
105. Шлиф 372г (Э. И.). Кескенсайский интрузив. Пегматоидное габбро из эндоконтакта южного тела.



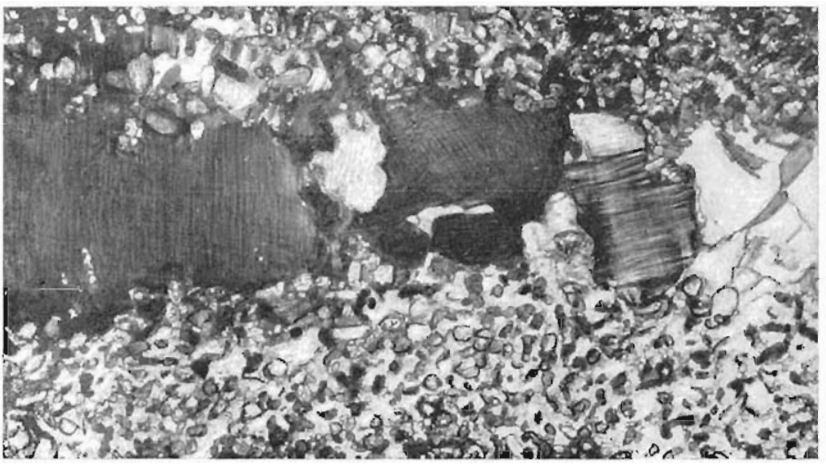
106. Шлиф 372ж (Э. И.). Там же. Биотит-плагиоклазовая порода из непосредственного контакта габбро и роговиков. Николи II.



107. Шлиф 1310ж (А. П.). Резкопорфировидный диорит. Каттаич.



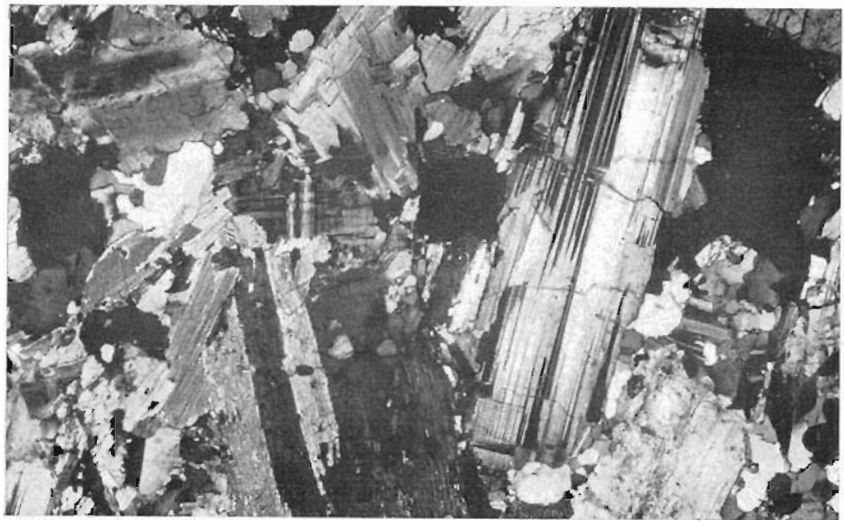
108. Шлиф 1310в-3 (А. П.). Кескенсайский интрузив, к югу от Авгакургана. Контакт пироксен-плагиоклаз-микроклинового роговика (внизу) и пироксен-микроклиновой породы из эндоконтактовой зоны диоритов.



109. Шл. 1310в-1 (А. П.). Там же. «Прожилок» микроклина со скаполитом в зальбандах (светлое) в известково-силикатном роговике.



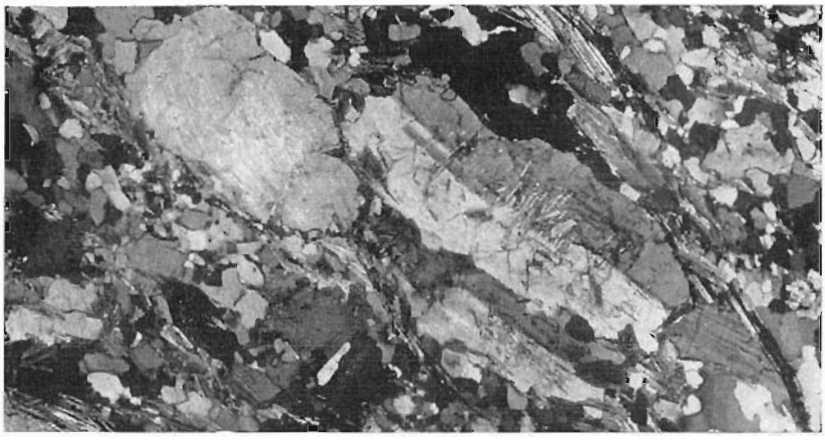
110. Шлиф 283б-3 (Э. И.). Восточная часть Сангузарского интрузива. Контакт резко порфировидного диорита и кварцита.



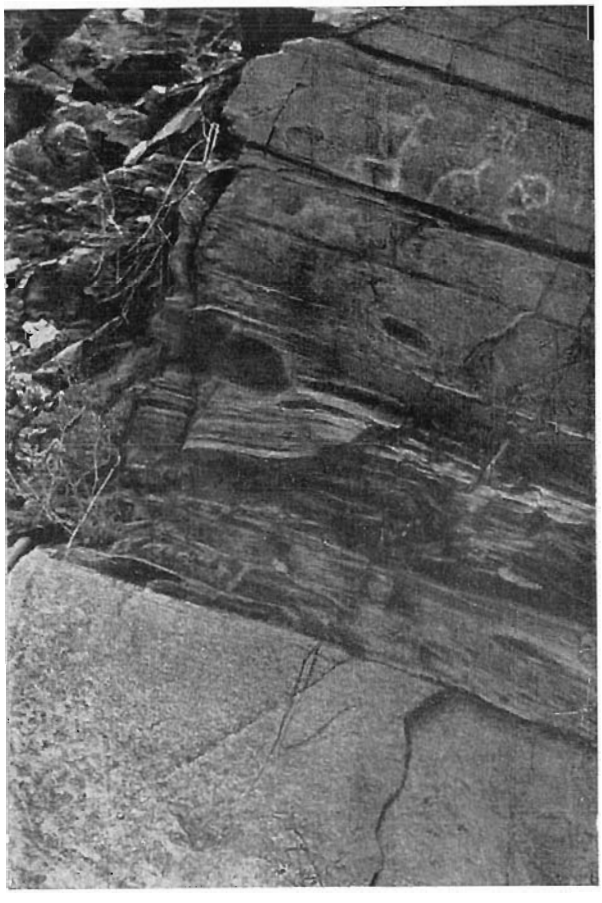
111 Шлиф 1327ж (А. П.). К востоку от кишл. Куртка. Типовой биотит-роговообманковый кварцевый диорит Кескенсайского интрузива.



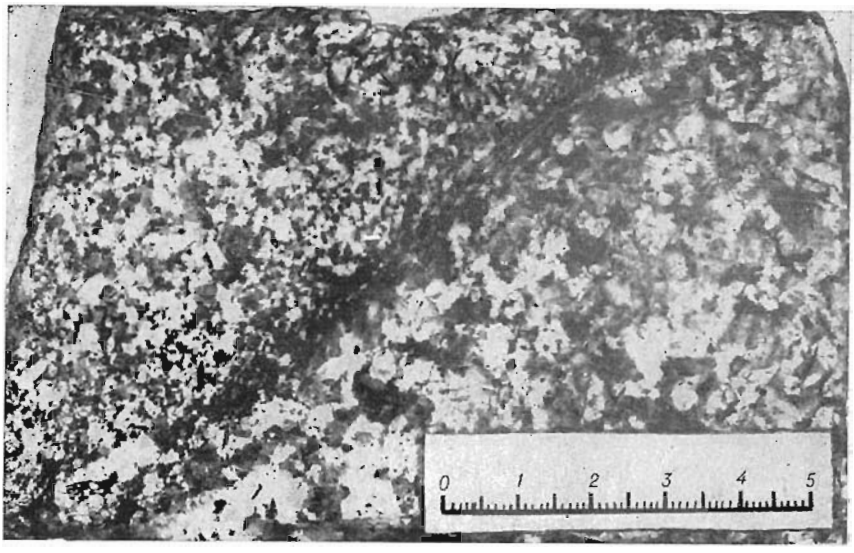
112. Шлиф 1327б (А. П.). Там же. Эндоконтактовый биотитовый кварцевый диорит.



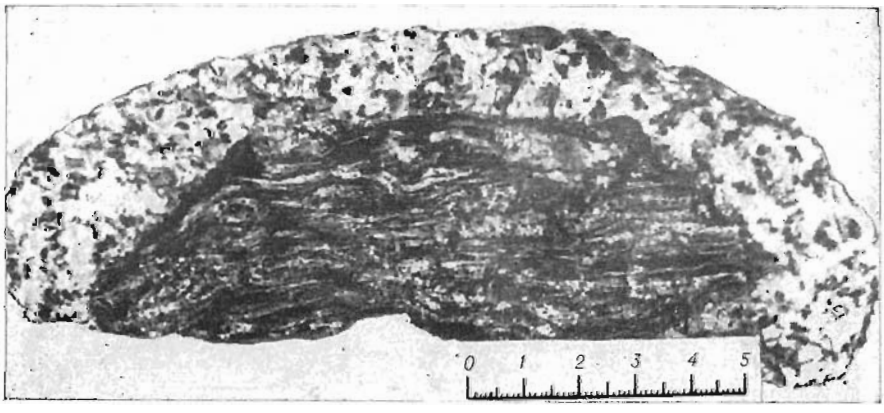
113. Шлиф 1327а (А. П.). Там же. Плагиоклаз-биотит-кварцевый сланец из экзоконтакта.



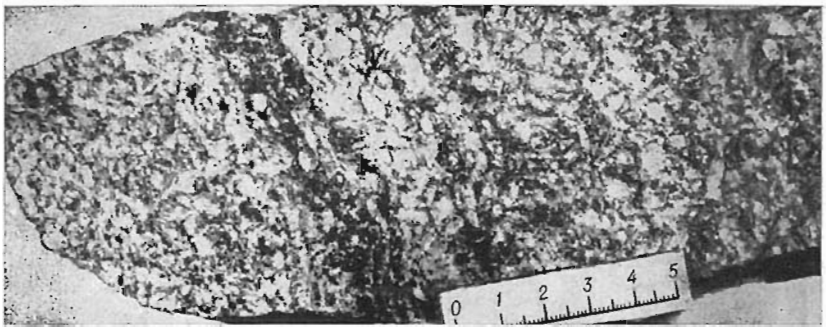
114. Согласный контакт гранитов Темиркобукского интрузива с ороговикованной песчанико-сланцевой толщей к востоку от кишл. Куртка.



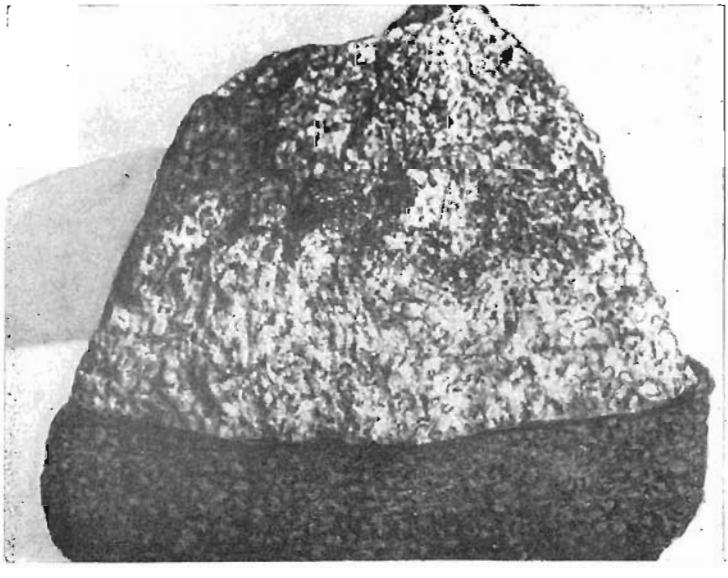
115. Обр. 707 (З. Ю.). Урочище Шурак, левый борт Сангузарсая. Контакт крупнозернистых биотитовых гранитов и среднезернистых адамеллитов с зонкой биотитизации.



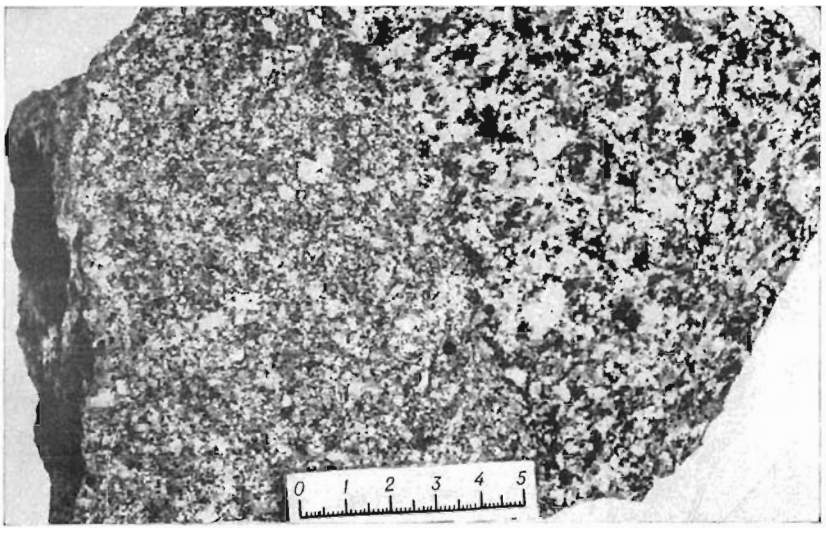
116. Обр. без № (З. Ю.). Типичный ксенолит гнейсовидного гранитизированного сланца в адамеллите Темиркобукского интрузива.



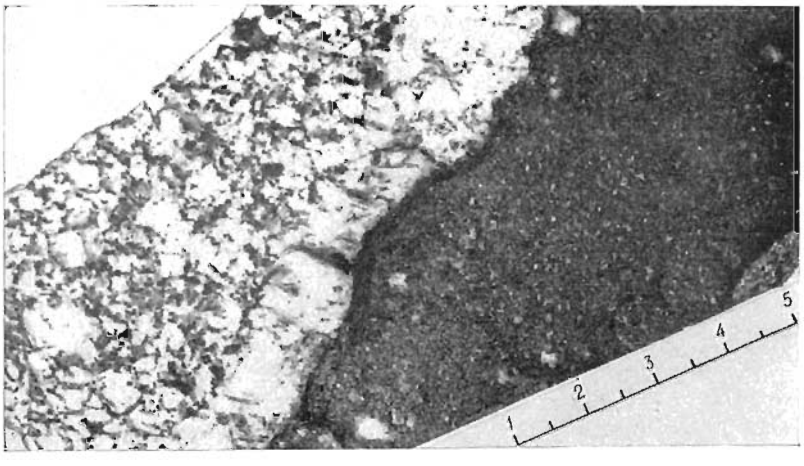
117. Обр. 2700 (З. Ю.). Темиркобукский интрузив. Контакт мелкозернистого и среднезернистого адамеллитов с чередованием обеих пород и нерезкими границами между ними.



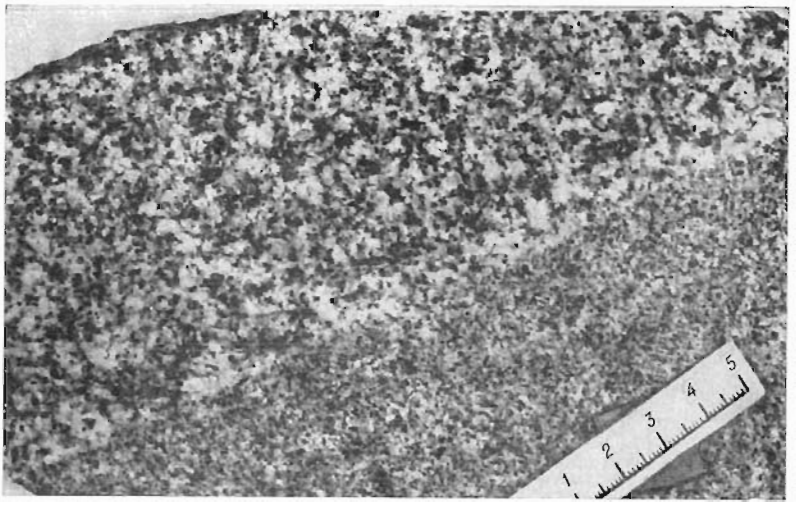
118. Обр. 1321д (А. П.). Район кишл. Куртка. Ксенолит роговика в адамеллите. В эндоконтакте последнего — зона лейкократизации шириной 4 см.



119. Обр. 751 (З. Ю.). Темиркобукский интрузив. Контакт средне- и мелкозернистого адамеллитов Шуракского комплекса (деталь рис. 130, *г*).



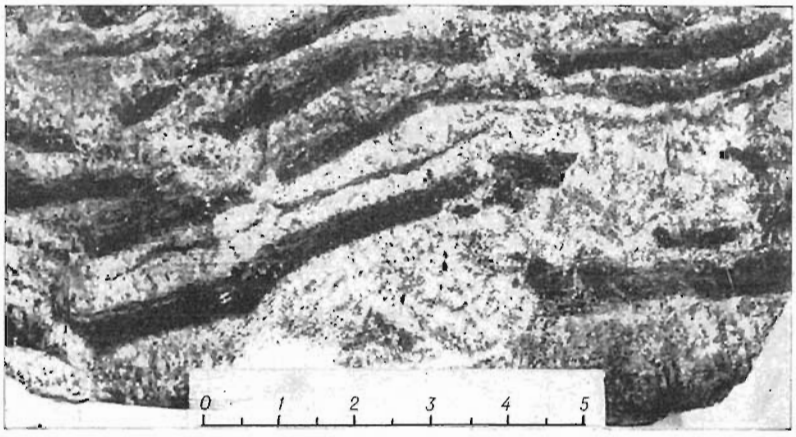
120. Обр. 752а (З. Ю.). Урочище Шурак. Контакт адамеллита и адамеллит-порфира (темное) с инъекцией двуслюдяного лейкогранита по контакту (деталь рис. 130, *д*).



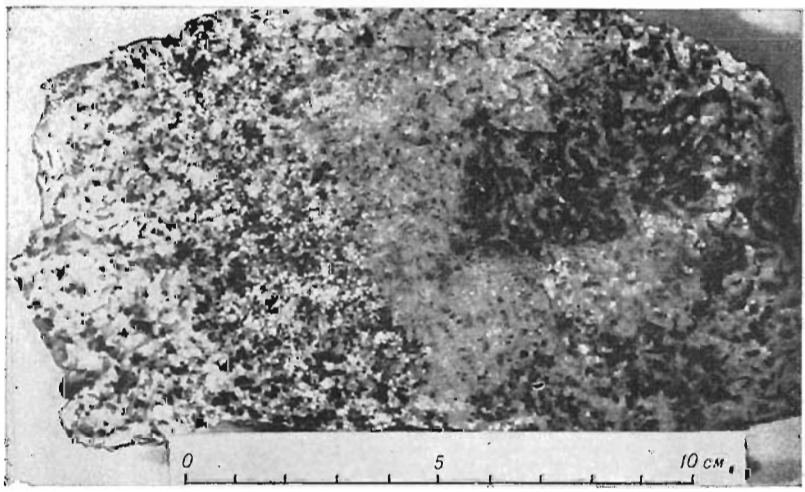
121. Обр. 1812 (З. Ю.). Контакт мелкозернистого адамеллита и среднезернистого биотитового гранита (деталь рис. 130, *е*).



122. Обр. 153б (Э. И.). Устукский интрузив к северу от кишл. Кок-Кавга. Контакт гранита и роговика без приконтактовых явлений.



123. Обр. 956-2 (З. Ю.). Устукский интрузив, 500 м выше слияния саев Ходжа и Гурхана. Послойная гранитизация роговиков в экзоконтакте биотитовых адамеллитов.



124. Обр. 138б (Э. И.). Близ кишл. Устук. Сильно переработанный ксенолит роговика в двуслюдяном граните, окруженный оторочкой аплитовидного лейкогранита (см. анализы в табл. 45).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. Краткая история исследований *(Э. П. Изох)* 8

Глава II. Краткий очерк геологического строения Западного Узбекистана *(К. К. Пятков, И. А. Пяновская)* 11

Глава III. Схема расчленения интрузивов. Замечания по методике и применяемой номенклатуре *(Э. П. Изох)* 18

Глава IV. Тымский адамеллит-гранитовый комплекс *(Э. П. Изох)*
Тымская группа интрузивов 24
Кетменчинский интрузив 28
Северный интрузив 32
Граниты Тымского комплекса в Зирабулакском интрузиве 33
Аксайский интрузив 34
Четтыкский интрузив 39
Резюме по Тымскому комплексу . . . . . —

Глава V. Кошрабатская габбро-сиенит-граносиенитовая серия 47
Кошрабатский интрузив *(З. А. Юдалевич, Э. П. Изох)* . . . . . —
Тозбулакский интрузив (серия щелочных пород) *(Э. П. Изох)* . . . 77
Лолабулакский интрузив *(Э. П. Изох, Г. Д. Шмулевич)* 88
Резюме по Кошрабатской серии *(Э. П. Изох)* 91

Глава VI. Бокалинская габбро-тоналит-гранитовая серия 95
Бокалинский интрузив *(З. А. Юдалевич, Г. Г. Сандомирский, Э. П. Изох, А. П. Пономарева)* . . . . . —
Янгаклыкский и Актауский интрузивы *(А. П. Пономарева, Э. П. Изох)* 120
Заркайнарский интрузив *(Э. П. Изох)* 129
Устукский интрузив *(А. П. Пономарева)* 133
Джаманкынгырский шток 141
Каттарманский золотоносный пояс *(Э. П. Изох, И. В. Мушкин)* . . . 142
Каратауский золотоносный пояс *(Э. П. Изох, И. В. Мушкин)* . . . 148
Северо-Нуратинский золотоносный пояс *(Э. П. Изох, И. В. Мушкин)* . . 155
Караулхана-Чармитанский золотоносный пояс *(Э. П. Изох, И. В. Мушкин)* 159
Зирабулакский золотоносный пояс *(И. В. Мушкин, Э. П. Изох)* . . . 160
Мурунтауский пояс даек и золотого оруденения *(Э. П. Изох, И. В. Мушкин)* 161
Резюме по Бокалинской серии *(Э. П. Изох)* 165

Глава VII. Кульджуктауская габбро-гранитовая серия
Кульджуктауский ареал *(Э. П. Изох)* 176
Зирабулакский и Зиаэтдинский очаговые ареалы *(Э. П. Изох)* 198
Каратауский интрузив *(Э. П. Изох)* 219
Каратюбинский очаговый ареал *(Г. Д. Шмулевич, Э. П. Изох)* . . . 225
Койташский интрузив *(Э. П. Изох, А. П. Пономарева)* 243
Ауминзатауский интрузив *(Э. П. Изох)* 258
Чарыктинский интрузив *(Э. П. Изох, З. А. Юдалевич)* 261
Алтынтауский интрузив *(З. А. Юдалевич)* 273
Резюме по Кульджуктауской серии *(Э. П. Изох)* 278

Глава VIII. Нуратинская габбро-гранодиорит-гранитная серия 288
Актауский интрузив *(А. П. Пономарева)* . . . . . —

Кескенсайский и Сангузарский интрузивы (*Э. П. Изох, А. П. Пономарева, З. А. Юдалевич*) 328
Мадаватский интрузив (*Г. Г. Сандомирский, З. А. Юдалевич*) 359
Темиркобукский интрузив (*З. А. Юдалевич, Г. Г. Сандомирский, А. П. Пономарева*) 359
Устукский интрузив (*А. П. Пономарева, З. А. Юдалевич*) 386
Синтабский и Акчопский интрузивы (*З. А. Юдалевич*) 389
Резюме по Нуратинской серии (*Э. П. Изох*) . . . . . —

Глава IX. **Отличительные признаки интрузивных формаций Западного Узбекистана** 400
Отличительные петрографические признаки (*Э. П. Изох*) . . . . . —
Отличительные петрофизические признаки (*М. В. Сухин*) 406
Место гранитоидных формаций в истории геологического развития Западного Узбекистана (*Э. П. Изох*) 413
Положение гранитоидных формаций в тектонических структурах Западного Узбекистана (*М. В. Сухин, Э. П. Изох*) 417

Глава X. **Приконтактовые фации и роль вмещающей среды** (*Л. П. Пономарева, Э. П. Изох*) 422
Заключение 445

Литература 452

Приложение (фото 1—124) 457

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ГРАНИТОИДОВ
ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Ответственный редактор
Эмиль Петрович Изох

Редакторы **И. П. Зайцева, Е. Г. Коптева, Е. Г. Макеенко**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **Н. А. Пискун**
Технические редакторы **А. В. Семкова, Н. М. Бурлаченко**
Корректоры **Л. Л. Тычкина, В. К. Михайлова**

Сдано в набор 31 июля 1974 г. Подписано в печать 21 апреля 1975 г. МН 02183. Формат 70×108 1/16. Бумага типографская № 2. 28,5 печ. л.+4 печ. л. на мел. бум., 45,5 усл. печ. л., 46,5 уч.-изд. л. Тираж 1200 экз. Заказ 169. Цена 5 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовит к выпуску следующие книги:

Древняя структура земной коры Восточной Сибири.

Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления.

Колосов П. Н. Стратиграфия и водоросли верхнедокембрийских отложений юго-западной Якутии и сопредельных районов.

Кузнецова Ф. В. Нефелиновые сиениты обрамления Боргойской впадины.

Карпов И. К., Киселев А. И. Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями.

Минералогия и геохимические условия формирования кор выветривания.

Минералогия траппов юга Сибирской платформы.

Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты.

Измайлов Л. И. Пиротиновая минерализация золотоносных зон Колымы.

Ивашов П. В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений.

Сапрыгин С. М. Динамические системы Сахалинских нефтяных месторождений.

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск—90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

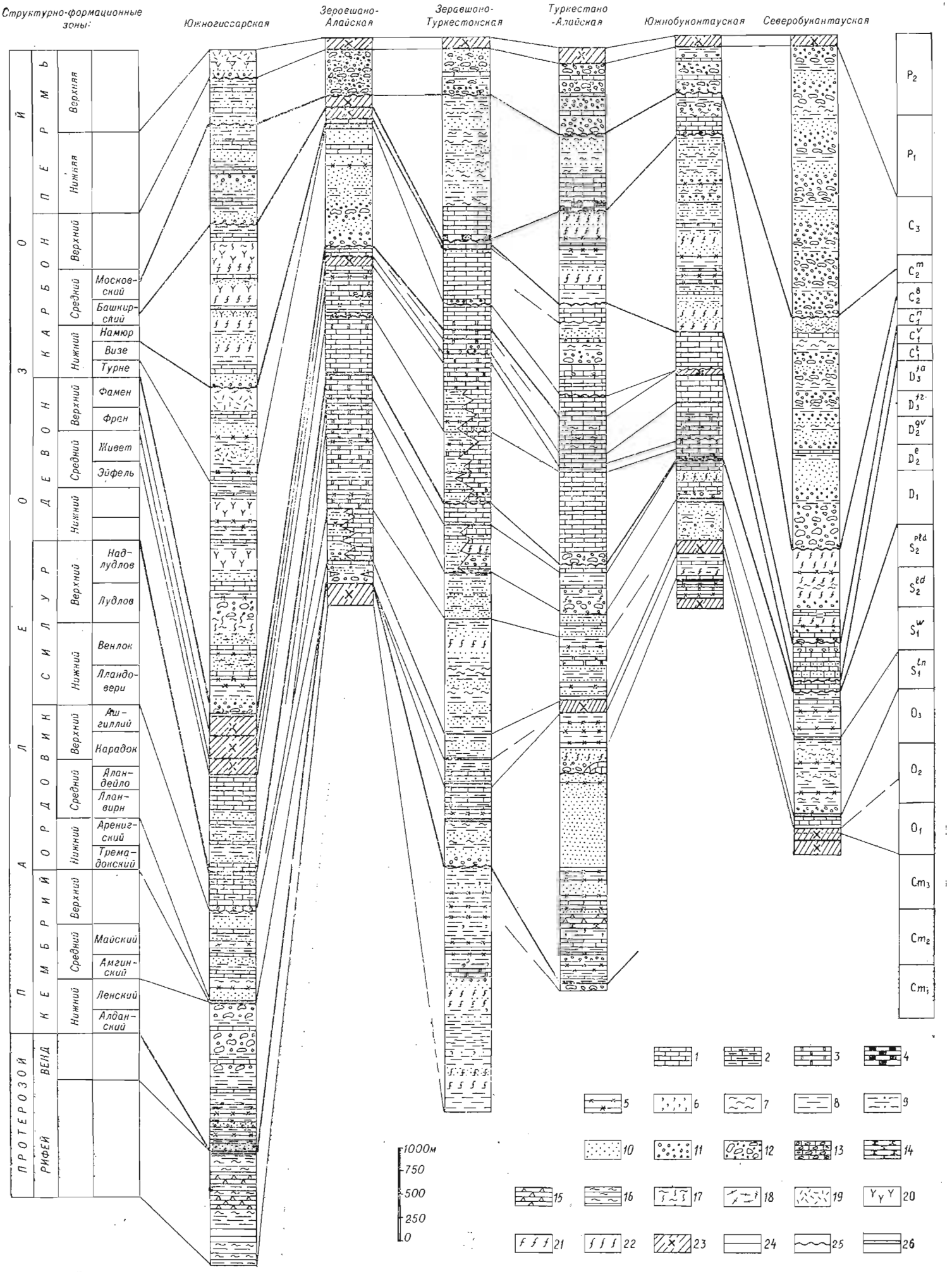


Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических разрезов домезозойских отложений различных структурно-формационных зон Западного Узбекистана. Составили И. А. Пяновская и К. К. Пятков.

1 — известняки, *2* — глинистые известняки, *3* — доломиты, *4* — бокситы, *5* — кремнистые породы, *6* — кварциты, *7* — аргиллиты и глинистые сланцы, *8* — алевролиты, *9* — песчанистые алевролиты, *10* — песчаники, *11* — гравелиты, *12* — конгломераты, *13* — известняковые конгломераты, *14* — хлорито-эпидотовые сланцы, *15* — амфиболиты, *16* — слюдяные сланцы, *17* — фельзит-порфиры, *18* — кварцевые порфиры, *19* — дациты, *20* — андезиты, *21* — диабазы и диабазовые порфириты, *22* — спилиты, *23* — отложения отсутствуют, *24* — стратиграфически согласное залегание, *25* — несогласия и стратиграфические перерывы, *26* — неустановленные соотношения.