



В. М. ДАЦЕНКО

**ГРАНИТОИДНЫЙ
МАГМАТИЗМ
ЮГО-ЗАПАДНОГО
ОБРАМЛЕНИЯ
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
КРАСНОЯРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

В. М. ДАЦЕНКО

ГРАНИТОИДНЫЙ
МАГМАТИЗМ
ЮГО-ЗАПАДНОГО
ОБРАМПЕНИЯ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

4197
Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук Н. Н. АМШИНСКИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1984



Даценко В. М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1984.

Впервые систематизированы сведения по минералогии, петрографии, петрохимии и геохимии гранитов Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна. Анализируется геотектоническая позиция гранитоидов, становление которых связано с архейским, протерозойским и рифейским тектоно-магматическими циклами, а также этапом среднепалеозойской активизации юго-западного обрамления Сибирской платформы. Приводятся данные по эволюции магматизма от архея до девона включительно, оригинальные химические анализы магматических и ультраметагенных гранитоидов (более 260) и результаты минералогического и количественного спектрального анализов тех же пород. Приведены фотографии ведущих типов гранитов региона.

Монография предназначена для геологов-съемщиков Енисейского кряжа и Восточного Саяна, а также научных работников, занимающихся вопросами гранитоидного магматизма Сибири.

Ил. 29. Фототабл. 32. Табл. 24. Библиогр. 142.

Владимир Макарович Даценко

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ответственный редактор
Николай Николаевич Амшинский

Утверждено к печати Красноярским отделением
Всесоюзного минералогического общества
АН СССР

Редактор издательства *А. М. Самсоенко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. И. Смирнов*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *Л. Л. Михайлова, Е. Н. Зимина*

ИБ № 23294

Сдано в набор 22.02.83. Подписано к печати 01.03.84. МН-01512. Формат 60×90^{1/8}.
Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ.
л. 7,5+1 на мел. бум. Усл. кр.-отт. 8,75. Уч.-изд л. 10. Тираж 1000 экз. Заказ № 513.
Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Д 1904020000—785
042(02)—84 172—84—11

© Издательство «Наука», 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

Юго-западное обрамление Сибирской платформы, включающее Енисейский кряж и северо-западную часть Восточного Саяна, является уникальным природным объектом для изучения различных типов гранитоидов. Здесь развиты архейские, протерозойские, рифейские и палеозойские граниты, становление которых связано с разнообразными процессами — ультраметаморфизмом различных ступеней, магматическим замещением и внедрением, активизацией и др.

За 20 последних лет, сначала в составе производственных партий Красноярского геологического управления, затем — тематических групп Красноярского отделения СНИИГГиМС, автором был собран материал по составу и петролого-геохимическим особенностям более чем 50 гранитоидных массивов, что позволило дополнить существующие схемы магматизма и внести в них некоторые изменения. Что же касается исследований по геохимии гранитоидов и распределению в них акцессорных минералов, то эта работа, проведенная по единой методике и в одних лабораториях, выполнена для региона впервые и позволила прийти к интересным обобщениям как по особенностям развития земной коры, так и по региональной металлогении гранитоидов.

В целом выработанные критерии расчленения гранитоидных комплексов по минералого-геохимическим признакам могут быть использованы при составлении легенд крупномасштабных геологических карт, актуальность чего определяется переходом к государственному крупномасштабному геологическому картированию.

Основным методом полевого изучения гранитоидных массивов было среднемасштабное геологическое картирование, проведенное на площади более 10 тыс. км². На остальной территории массивы изучались по пересечениям с отбором минералогических (весом 5—10 кг) и геохимических проб.

Обработка проб по методике Н. Н. Амшинского [1967, 1978] была сделана автором совместно с Л. М. Даценко в ЦНИЛе завода «Сибэлектросталь». При этом отбирались монофракции полевых шпатов и биотита, а также навески для силикатного и различных видов количественного спектрального анализа. Определение

и подсчет аксессуарных минералов в 182 пробах проведены в минералого-геохимической лаборатории СНИИГГиМСа Л. И. Орловой, Т. Н. Винокуровой и А. М. Горб. Количественные спектральные анализы в 224 пробах выполнены в СНИИГГиМСе (Li, Rb, Cs — методом фотометрии пламени, Д. В. Бакулов; Sr, Ba — Л. Д. Малюшко; Pb, Mo, Sn, Bi, V, Cr, Co, Ni, Mn, Ti, Ga, Be, Sc, Y, Yb, Zr, Nb, La — А. С. Червко) и Экспедиции Мингео СССР (U, Th — Л. В. Жданова). Количественный фазово-структурный анализ полевых шпатов проведен в Калмыцком государственном университете С. С. Кумеевым, декрепитационный — в Красноярском отделении СНИИГГиМСа А. И. Григорьевым под руководством В. Г. Прохорова. Силикатные анализы (267 из 680 использованных в работе) выполнены по сборам автора в лабораториях Красноярского геологического управления и СНИИГГиМСа. Полировка демонстрируемых в работе образцов сделана А. А. Московкиным, фотографии — Ю. Г. Кондратьевым. Л. М. Даценко произведена статистическая обработка результатов анализов и подготовлена к изданию рукопись.

В процессе работы автор пользовался материалами геологических съемок Красноярского геологического управления, а также консультациями Г. В. Полякова, А. Е. Телешева, Н. С. Бородиной, Г. Б. Ферштатера, С. А. Решетовой и А. Д. Ножкина. Весьма полезным было обсуждение отдельных положений работы с А. Д. Шелковниковым, А. В. Благодатским, В. И. Герей, О. И. Пятовым, В. П. Парначевым, Л. В. Махлаевым, Л. В. Ли и О. И. Шохиной.

Всем перечисленным товарищам автор выражает глубокую признательность.

Особую благодарность за многолетнюю поддержку и внимание автор приносит профессору Н. Н. Амшинскому, взявшему на себя труд и по редактированию рукописи.

Глава 1

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК И СХЕМА РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Исследованный район расположен в юго-восточной части Красноярского края и захватывает западную часть Иркутской области. Северной границей его является р. Подкаменная Тунгуска, западной — р. Енисей, южной — вершина рек Кан и Агул. Восточная граница проходит по рекам Тагул, Тасеева, Каменка и Вельмо. В геологическом плане северная часть района относится к Енисейскому кряжу — области проявления байкальского орогенеза, а южная — к Восточному Саяну, включающему структуры как докембрийской, так и палеозойской стабилизации. Кроме того, в южной части Енисейского кряжа обнажаются архейские породы, в том числе и специфические для архея чарнокитоиды. В целом для района характерно преобладание гранитоидов над проявлениями ультраосновного, основного и щелочного магматизма.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

В прошлом и начале нынешнего столетия исследования юго-западного обрамления Сибирской платформы носили преимущественно рекогносцировочный характер (Э. Гофман, И. Д. Черской, Н. Л. Ижицкий, А. К. Мейстер, Л. А. Ячевский и др.), но именно они заложили основы представлений о геологии района. Первые сведения по магматизму южной части Заангарья вошли в монографию А. К. Мейстера [1910], давшего детальную характеристику гранитов Татарского, Ангарского, Рязановского и других массивов.

Планомерное изучение региона началось в 30-е годы, когда в результате работ В. А. и С. В. Обручевых, Я. С. Эдельштейна, А. Н. Чуракова, И. А. Молчанова, Ф. Н. Шахова, Ю. А. Кузнецова, В. И. Дитмара, М. М. Одинцова, И. А. Кобеляцкого и других были выявлены основные черты строения складчатого обрамления Сибирской платформы.

Ю. А. Кузнецов исследовал Ангаро-Канскую часть Енисейского кряжа. Применение петрографического метода позволило ему не только определить последовательность формирования глубоко-

метаморфизованных стратиграфических подразделений, но и высказать соображения о генезисе и времени проявления интрузивных пород района [Кузнецов, 1941, 1944; и др.]. Он показал, что в отдельных случаях гранитизации могут быть подвергнуты метаморфизованные ранее в гранулитовой фации «сухие» кристаллические породы, т. е. доказал ювенильную природу гранитизирующих флюидов. Комплексы, изученные им в Енисейском крае, были в дальнейшем помещены в монографию «Главные типы магматических формаций» [Кузнецов, 1964], на многие годы определившую развитие петрологии в нашей стране.

В северной, заангарской, части региона почти одновременно с Ю. А. Кузнецовым проводил работы Ф. Н. Шахов [1938]. Им суммированы известные к тому времени данные и выделено 6 эпох проявления магматизма в диапазоне от среднего протерозоя до триаса.

Решению частных вопросов петрологии региона были посвящены статьи Т. М. Дембо [1948 и др.], О. А. Глико [1957], Л. П. Зоненшайна [1956], А. Л. Додина [1967], А. Д. Шелковникова [1962], Т. Я. Корнева [1961, 1962 и др.], Ю. И. Парфенова [1962], В. Е. Диброва [1964], Э. Б. Наливкиной [1965], Е. В. Свешниковой и др. [1976], С. Г. Петрова и С. А. Решетовой [1967], И. С. Туркина [1967], В. П. Белова [1968], М. Н. Белянкиной [1969 и др.], И. Л. Комова [1969], В. М. Даценко и Т. Я. Корнева [1969], В. М. Даценко [1968, 1969, 1971б, 1972, 1974а, 1976а, 1977а, б и др.], А. Д. Ножкина [1972, 1974 и др.], Г. В. Полякова [1971], А. Е. Телешева [1974], Ф. П. Кренделева [1971], Л. В. Ли и О. И. Шохиной [1975 и др.], Е. К. Ковригиной [1973 и др.], М. И. Волобуева [Волобуев, Зыков, 1961; Волобуев и др., 1962, 1964, 1973 и др.], Ю. Ф. Авдеевского [1975], В. Ю. Забродин и А. А. Мальшева [1975], А. Г. Миронова и А. Д. Ножкина [1978], В. И. Ящука [1978], В. Г. Петрова [1970, 1976] и др. Особо отметим многолетние исследования М. И. Волобуева и его сотрудников, посвященные геохронологии пород и минералов юго-западного обрамления Сибирской платформы, хотя геохронологические изыскания этой группы не всегда подкреплялись детальными петрологическими наблюдениями и далеко не все их выводы следует считать согласующимися с геологическими данными.

Первые схемы формационного расчленения магматогенных и ультраметагенных пород региона [Волобуев и др., 1962; Корнев, 1962] не были, по сути дела, результатом формационного анализа, подразумевающего сочетание геологических и физико-химических методов исследований, и базировались на материалах лишь по ограниченному району Енисейского края. В некоторых сводках были допущены и явные ошибки. Так, Ф. П. Кренделев [1971, с. 80] подразделил граниты на «разгнейсованные и массивные», причем в первую группу попали как гранитоиды мигматитовых формаций, так и катаклазированные разности гранитов массивного облика. Кроме того, этим автором сделано предположение, что

«химический состав гранитоидных массивов отражает количество фаз интрузивной деятельности», следствием чего явилось выделение гибридных пород повышенной основности в самостоятельную фазу. В этой и в некоторых других работах [Туркин, 1967; и др.] химические составы гранитных массивов определялись как среднее из всего числа имеющихся анализов без учета площадей развития пород, приуроченности их к останцам кровли, гибридным разностям и т. д. В результате, например, для Татарского массива, сложенного на 95% нормальными гранитами, подсчитанное содержание SiO_2 составляет всего 65,86%, что не соответствует действительности.

Наиболее полной сводкой по магматизму региона является монография Т. Я. Корнева и др. [1974], однако в ней не рассматриваются дорифейские и палеозойские гранитоиды юго-западного обрамления Сибирской платформы. Кроме того, рифейские гранитоиды Енисейского кряжа объединяются в составе единой формации, в то время как они образуют временной ряд формаций, формирующихся последовательно в ходе поступательного развития байкалид.

Нельзя не отметить, что перечисленные работы в значительной степени базируются на данных геологической съемки, проводившейся Красноярским геологическим управлением в Енисейском кряже и Восточном Саяне начиная с 50-х годов А. В. Лесгафтом, Д. И. Мусатовым, Ю. А. Озерским, Е. В. Покровским, Ю. А. Черновым, Г. Г. Тузлуковым, К. Ш. Яркаевым, А. Е. Вызу, В. Н. Кристиным, Л. Г. Савановичем, Б. А. Скороделовым, А. Е. Березием, В. Г. Петровым, А. В. Благодатским, Ю. И. Парфеновым, Е. И. Врублевичем, Т. Я. Корневым, В. М. Даценко, Г. И. и Л. К. Качевскими, Р. Б. Карпийским, И. К. Кокодзеевым, В. П. Богадицей, А. Д. Шелковниковым, В. И. Юркиным, А. П. Стороженко и др. Лишь несовершенство легенды среднемасштабной геологической съемки, отсутствие таковой для проведения крупномасштабной и недостаточное описание в литературе наиболее типичных представителей того или иного комплекса (петротипов) не позволило им до конца разрешить вопросы магматической геологии юго-западного обрамления Сибирской платформы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Енисейский кряж и Восточный Саян входят в систему юго-западного обрамления Сибирской платформы и отделяются друг от друга наложенной Рыбинской впадиной, выполненной красноцветными и угленосными отложениями среднего и верхнего палеозоя.

Сибирская платформа является одним из основных элементов структуры континентов и имеет добайкальский фундамент. Отдельные его блоки выходят на поверхность и в пределах обрам-

ляющих ее байкалид. К таким выступам относится Ангаро-Канская глыба на юге Енисейского кряжа, а также Канская и Бирюсинская глыбы в Восточном Саяне. Последние разделяются грабенами, выполненными рифейскими, реже палеозойскими отложениями. Наиболее широко рифейские отложения развиты в заангарской части Енисейского кряжа, где вдоль Байкало-Енисейского глубинного разлома в рифее заложился Байкальский геосинклинальный прогиб.

Современный структурный план района сформировался вследствие проявления архейской, протерозойской и рифейской складчатостей. Внутреннее строение добайкальских глыб расшифровывается с большим трудом в связи с фрагментарностью сохранившихся разрезов и глубоким метаморфизмом слагающих их пород [Кузнецов, 1941; Крылов и др., 1962; Ковригина, 1973; и др.]. Так, Ангаро-Канская глыба сложена преимущественно архейскими кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой фации метаморфизма, которые Ю. А. Кузнецов выделил в самостоятельный канский метаморфический комплекс. В процессе геологических работ комплекс был подразделен на кузевскую и атамановскую свиты, ориентированные согласно со структурой Енисейского кряжа в северо-северо-западном направлении.

Кузевская свита сложена преимущественно гранат-полевошпатовыми, пироксен-полевошпат-гранатовыми и гранат-амфиболовыми кристаллическими сланцами, гнейсами и чарнокитами. В меньшей степени развиты гранат-, кордиерит-силлиманитовые гнейсы и гранито-гнейсы. В составе атамановской свиты преобладают биотит-, кордиерит- и пироксен-гранатовые гнейсы с подчиненными прослоями гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсов с биотитом и шпинелью. С пироксен-гранатовыми гнейсами ассоциируют чарнокиты, слагающие от 5 до 50% объема свиты. Мощность канского метаморфического комплекса превышает 5000 м.

Менее развиты нижнепротерозойские образования енисейского (по Ю. А. Кузнецову) метаморфического комплекса, которые Е. К. Ковригина [1973] подразделяет на ряд свит. Комплекс метаморфизован в условиях амфиболитовой фации и представлен гранат- и плагиоклаз-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, мраморами, кварцитами и актинолитовыми сланцами. Широко развиты мигматиты и гнейсо-граниты. Некоторые исследователи [Наливкина, 1965] усматривают в составе енисейского комплекса метаморфические аналоги кислых и основных эффузивов.

Выступы фундамента Сибирской платформы в Восточном Саяне сложены кристаллическими сланцами и гнейсами бирюсинской серии. Изучена она еще недостаточно, хотя условно может быть подразделена на три свиты [Крылов и др., 1962]. Нижняя представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, в средней появляются прослои карбонатных пород, а в верхней — кристаллических сланцев и кварцитов. Метамор-

физм соответствует амфиболитовой фации, возраст пород условно определяется как архейский.

Породы фундамента Сибирской платформы известны и среди отложений байкальского геосинклинального комплекса в заангарской части Енисейского кряжа, где ими сложены ядра антиклинориев. Они выделяются в тейскую серию, датируются нижним протерозоем и подразделяются на терригенную свиту хр. Карпинского (высокоглиноземистые гнейсы и сланцы) и существенно карбонатную пенченгинскую, содержащую прослой амфиболитов. В Восточном Саяне аналогом последней является, по всей вероятности, дербинская серия, которой сложен Восточно-Саянский антиклинорий (Протеросаян). Метаморфизм протерозойских отложений достигает амфиболитовой фации. Они в значительной степени мигматизированы, что затрудняет сопоставление отдельных разрезов. Общая мощность протерозойских отложений соизмерима с мощностью архейских, т. е. превышает 5000 м.

Следует отметить, что некоторые исследователи связывают накопление дербинской и пенченгинской свит с платформенным этапом развития региона [Волобуев и др., 1962; Мусатов, 1966].

Верхнепротерозойские или рифейские отложения (кувайтская серия в Восточном Саяне, сухопитская и тунгусикская в Енисейском кряже) метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Слагающие их породы образуют серию формаций, типичных для геосинклиналей. Сопоставление рифейских разрезов Восточного Саяна и Енисейского кряжа проведено Д. И. Мусатовым [1966], объединившим эти регионы в Саяно-Енисейскую складчатую систему.

Рифейские отложения Енисейского кряжа накапливались в двух структурно-фациальных зонах. Основной объем приходится на миогеосинклинальную, приуроченную к границе с Сибирской платформой. Эвгеосинклинальная зона байкалид расположена западнее, в приенисейской части региона.

В связи с инверсией геосинклинального режима в поздне-рифейское — вендское время были сформированы геоантиклинали, вокруг которых заложились прогибы компенсационного типа, выполненные грубообломочными красноцветными и карбонатными отложениями. В северо-западной части Енисейского кряжа они представлены в ороговской серией, в северо-восточной — чингасанской, в восточной — осланской, выполняющими соответствующие прогибы. Ангаро-Канская глыба испытала в позднем рифее аналогичное поднятие и отделяется от Сибирской платформы Тасеевским прогибом, выполненным красноцветной молассой тасеевской, а Восточный Саян — Присаянским прогибом с отложениями карагасской серий. В палеозое регион (по крайней мере, северная его часть) перекрывался чехлом Сибирской платформы (лебяжинская, эвенкийская и более молодые свиты), чем фиксируется превращение его в молодую платформу. В среднем палеозое она была ак-

тивизирована, в результате интенсивных тектонических процессов сформировались тектоно-магматические структуры, выполненные вулканогенными породами (Агульский прогиб в Восточном Саяне, Северинская депрессия в Енисейском кряже).

В дальнейшем изложении материала по мере необходимости мы еще коснемся отдельных деталей геологии района. Дискуссионные вопросы строения Енисейского кряжа недавно были проанализированы Е. С. Постельниковым [1980], в работе которого с тектонических позиций рассмотрены и вопросы магматизма. По Восточному Саяну подобной сводки не существует, однако общие вопросы тектоники детально рассмотрены Л. М. Парфеновым [1967], а магматизма — Г. В. Поляковым [1971].

СХЕМА РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

В юго-западном обрамлении Сибирской платформы на современный уровень выведены разнофациальные породы с возрастом от архея до среднего палеозоя. Гранитообразование на разных уровнях глубинности протекает в различных термодинамических условиях, что приводит к появлению пород разных минеральных фаций при близком химическом составе. На абиссальном уровне наряду с магматитами широко развиты плутоидные породы метаморфического происхождения, среди гранитоидных плутоидов мезоабиссального уровня преобладают автохтонные магматические, в гипабиссальных условиях обычны интрузивные магматические граниты. Все это определяет необходимость в схеме развития магматизма региона наряду с собственно магматическими формациями включить и ряд специфических ультраметабазальных формаций.

В дальнейшем изложении основным объектом исследования будут служить магматические и ультраметабазальные комплексы, представляющие конкретные для региона формации. Под магматическим комплексом мы понимаем сообщество магматических горных пород и соответствующих им метаморфических и рудных образований, связанных общностью происхождения и вещественного состава, формирующихся в строго определенных временных и тектонических условиях. Возраст пород по возможности определялся геологическими методами, поскольку данные радиологии ввиду их ограниченности еще нельзя брать за основу для разделения пород по возрасту. Калий-аргоновые датировки для заведомо докембрийских пород региона, трансгрессивно перекрытых палеозойскими отложениями, показывают цифры порядка 400—500 млн. лет. Данные свинцово-изотопной геохронологии для гранитоидов также сомнительны, поскольку анализируются, как правило, валовые пробы аксессуарных минералов, среди которых широко распространены детритовые [Чайка и др., 1964; Даценко, Даценко, 1971; Забияка, 1974; Даценко и др., 1975].

Вслед за К. А. Шуркиным, Ф. П. Мирофановым и др. [Магматические формации..., 1980] ультраметабазальным комплексом мы

называем «совокупность изофациальных глубинных пород, сформированных в результате взаимодействия твердого вещества литосферы (субстрата) с новообразованными на месте и (или) привнесенными гранитизирующими расплавами, флюидами и растворами». Ультраметагенное происхождение комплекса не исключает участия в нем собственно магматических пород как продуктов развития процесса.

В табл. 1 приведены данные по распространению магматических и ультраметагенных комплексов в структурах обрамления Сибирской платформы, связанных с разными этапами геологического развития. Одновозрастные и принадлежащие к одной формации комплексы в разных структурно-формационных зонах могут иметь различную металлогеническую специализацию, и, таким образом, выделение их является вполне обоснованным.

Прогеосинклиальный (архейский) этап

Магматизм архейского тектоно-магматического цикла установлен только в пределах Ангаро-Канской глыбы — останца некогда обширной прогеосинклинали. Первоначальное проявление магматизма связано с развитием эффузивов основного состава, которые переслаивались с первично-осадочными породами и в дальнейшем были преобразованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма, о чем свидетельствуют минеральные ассоциации канского метаморфического комплекса. Вулканы требуют дальнейшего изучения и пока в схему развития магматизма нами не включаются.

Древнейшим является к и м б и р с к и й комплекс основных и ультраосновных пород, выделенный и детально изученный Т. Я. Корневым [1962, 1980 и др.]. С ультраметаморфизмом архейской протокоры связано становление соскладчатых и позднескладчатых чарнокитов богунаевского и кузеевского комплексов.

Стабилизация архейской прогеосинклинали связана со становлением калиевых гранитов лейкогранитовой формации, которые мы объединяем в березовский комплекс. От чарнокитовидов граниты этого комплекса отличаются отсутствием пироксена при сохранении парагенезиса кварц — плагиоклаз — ортоклаз — (биотит). Вместе они составляют временной ряд комплексов, образующихся в ходе развития архейского прогеосинклиального цикла.

Протогеосинклиальный (карельский) этап

Магматизм карельского цикла проявлен как в Ангаро-Канской глыбе, так и в Восточном Саяне (Канская глыба, выступы фундамента в Агульском прогибе). Изучение его в Енисейском крае затруднено в связи с тем, что на значительной части Ангаро-Канской глыбы осадочные образования этого этапа эродирова-

Магматические комплексы юго-западного

Тектоно-магматический этап, стадия, время проявления, млн. лет	Геологический возраст	Формация	Фашия	
Платформенный, < 350	P — C	Трапсовая	Г	
Среднепалеозойская тектоно-магматическая активизация, 370—410	D ₂	Щелочно-базальтовая	С	
	D ₁₋₂	Щелочно-сиенитовая, гранит-граносиенитовая	С	
	D ₁	Трахит-дипаритовая, трахиандезит-базальтовая	В	
Платформенный, 570—410	PZ ₁	Нефелинсиенитовая, щелочно-базальтоидная	М	
Байкальский геосинклинальный	Посторогенная, 800—570	Rf ₃	Щелочно-сиенитовая	М
			Трахибазальтовая	С
			Базальтовая	С
			Гранит-щелочногранитовая	Г
			Лейкогранитовая	С
				Г
			М	
	Инверсионная, 850 ± 50	Rf ₃	Гранитовая	М
	Соскладчатая (раннеорогенная), 950 ± 50	Rf ₂₋₃	Базальтоидная (порфиритовая)	С
			Металипаритовая	С
Мигматитовая и гнейсогранитовая			М	

обрамления Сибирской платформы

Структурная зона							
Ангаро-Канская глыба	Вороговский синклиорий	Приенисейский антиклинорий	Ангаро-Тисский синклиорий	Центральный антиклинорий	Ангаро-Питский синклиорий	Канская глыба	Агульский прогиб
Кузьмовский							
						Тугачинский	Тайбинский
Порожнинский						Кутурчинский(?)	Огнитский
Быскарская серия						Мануйская свита Агульская свита	
Ягодкинский	Чапинский	Кийский	Среднетатарский	Чапинский			
	Средневороговский				Захребетинский		
						Листвяжнинский	
Ведугинский							
Кутукасский							
Чистопольский			Заостровский				
			Глушихинский				
			Гаревский				
Нижнеканский	Татарско-Аяхтинский					Саянский	
Токминский							
Нижнепитский						Кингашский	
Посольненский			Посольненский	Тейский			

Тектоно-магматический этап, стадия, время проявления, млн. лет	Геологический возраст	Формация	Фаза
Байкальский геосинклинальный	Геосинклинальная, 1000—1450	Rf ₂ Габбро-диорит-плагιο-гранитовая	М
		Габбро-дунит-пироксенитовая	?
		Гипербазитовая	?
		Метабазитовая (афировая), базальтовых коматитов	С
Протоплатформенный, 1650—1800	PR ₁ ²	Щелочно-базальтовая	Г
		Метагаббровая	Г
Карельский протогеосинклинальный	Посторогенная	PR ₁ ¹ Метадиабазовая	Г
	Орогенная, 1800—2100	Гранитовая	А
	Геосинклинальная, 2100—2550	Метагаббровая	Г
		Металипарит-метадиабазовая	С
Прогеосинклинальный	Позднеорогенная, >2550	AR Лейкогранитовая	М
	Орогенная	Аллохтонных чарнокитов	М
	Доорогенная	Автохтонных чарнокитов	?
		Дунит-пироксенит-габбровая	?

Примечание. С — субвулканическая, В — вулканическая, Г — гипабис-

ны, а магматические тела представлены только абиссальными членами, приуроченными к фундаменту карельской геосинклинали.

Наиболее древним является выделяемый впервые хоревский комплекс основных и кислых эффузивов (кератофирово-

Структурная зона							
Ангаро-Канская глыба	Вороговский синклиорий	Приенисейский антиклинорий	Ангаро-Тисский синклиорий	Центральный антиклинорий	Ангаро-Пятский синклиорий	Канская глыба	Агульский прогиб
Приенисейский						Идарский	
Борисихинский							
Сурнихинский							
Исаковский				Попутинский			
				Пенчегинский			
Индыглинский							
Комаровский							
Таракский							Тукшинский
Ярлычинский (юдинский)							Кахтарминский
Хоревский							
Березовский							
Кузеевский							
Богунаевский							
Кимбирский							

сальная, М — мезоабиссальная, А — абиссальная фации глубинности.

спилитовая формация) [Наливкина, 1965]. Представлен он мало-мощными (2—20 м) будинированными телами эффузивов основного и кислого состава среди гнейсов и сланцев енисейского метаморфического комплекса. Особенно широко они распространены в зоне Байкало-Енисейского глубинного разлома в районе ключей

Хоревского и Быковского ниже с. Юсеево на Енисее, а также на р. Кан, несколько выше с. Слюд-Барги. На вулканы наложен метаморфизм амфиболитовой фации, они гранитизированы и участвуют в складчатых деформациях енисейского метаморфического комплекса. Макроскопически эффузивы основного состава представляют собой зеленовато-черные мелкозернистые породы, а кислого — коричневато-розовые и имеют кварцитовидный облик. Последние мы называем лептитамы. Основная масса их аллотриоморфнозернистая, содержит порфирировые выделения кварца и калинатрового полевого шпата. Химический и редкометальный состав кислых эффузивов (табл. 2) интересен тем, что аналогичные породы обнаружены недавно под чехлом Сибирской платформы на притоке Подкаменной Тунгуски р. Куюмбе.

Следующим, также связанным с собственно геосинклинальной стадией карельского тектогенеза, является выделенный Е. К. Ковригиной [1973] я р л ы ч и х и н с к и й комплекс, тела которого прорывают образования вышеописанного хоревского. Представлен он метаморфизованными габброидами и ортоамфиболитами, а также мигматизированными их разностями, широко развитыми среди метаморфитов енисейской серии Ангаро-Канской глыбы. В Восточном Саяне ему соответствует кахтарминский комплекс ортоамфиболитов, развитый среди гнейсов бирюсинской серии в верховьях р. Кан, а также на р. Агул в районе Ерминского выступа (см. гл. 3).

С орогенным этапом развития карелид в Енисейском кряже связано становление Таракской интрузии гранитов — единственного представителя одноименного комплекса. Интрузия имеет надежные определения радиологического возраста (около 1800 млн. лет), полученные разными авторами и различными методами. В Восточном Саяне синхронными таракским, вероятно, являются граниты и гнейсо-граниты т у к ш и н с к о г о комплекса, слагающие мелкие тела среди пород бирюсинской серии. На р. Агул в районе пос. Летник они прорываются рифейскими гипербазитами.

С завершающей стадией карельского тектогенеза связана интрузия диабазов к о м а р о в с к о г о [Ковригина, 1973] комплекса.

Протоплатформенный этап

Пришедший на смену протогоеосинклинальному этап относительно тектонического покоя фиксируется во временном интервале 1800—1600 млн. лет. Нижняя граница его определяется становлением таракских гранитов, верхняя — заложением байкальской геосинклинальной системы. Магматизм этапа проявлен метагаббровой и щелочно-базальтовой формациями.

Метагаббровая формация представлена выделенным А. В. Лесгафтом и н д ы г л и н с к и м комплексом ортоамфиболитов, развитым в заангарской части Енисейского кряжа среди пород тей-

4197

Состав протерозойских лептитов енисейской серии

Оксид, вес. %	1							Среднее	Элемент, $\cdot 10^{-4}$ %	2							Среднее
	1	2	3	4	5	6	7			1	2	4	6	7			
SiO ₂	69,20	72,88	73,66	74,10	74,16	75,60	76,04	73,66	V	22	5,6	7,1	3,4	7,6	9,1		
TiO ₂	0,42	0,26	0,07	0,18	0,22	0,12	0,09	0,19	Cr	0,9	Сл.	0,6	0,7	0,8	0,7		
Al ₂ O ₃	14,34	14,70	15,07	12,37	13,82	12,55	12,82	13,67	Co	5,6	He	Сл.	1,0	1,7	1,9		
Fe ₂ O ₃	0,36	0,10	0,33	1,30	1,47	0,65	0,19	0,63	Ni	4,5	обн.	7,2	3,1	2,2	3,5	4,1	
FeO	3,41	2,27	0,71	2,00	1,70	1,42	1,27	1,83	Ga	23	24	36	18	28	25,8		
MnO	0,15	0,04	0,07	0,15	0,09	0,14	0,04	0,09	Sr	310	140	280	71	250	210		
MgO	0,20	1,21	Сл.	0,20	0,70	0,60	0,40	0,47	Ba	770	280	870	250	520	530		
CaO	2,53	1,69	1,97	0,84	0,70	0,56	0,70	1,28	Pb	8,9	19	27	23	18	19,2		
Na ₂ O	5,90	5,00	4,00	4,60	4,20	4,30	4,10	4,58	Mo	2,5	Сл.	Сл.	2,7	3,1	2,1		
K ₂ O	2,30	2,48	3,00	4,66	2,90	4,54	4,76	3,52	Sn	8,9	1,8	14	4	9	7,5		
P ₂ O ₅	0,108	0,08	Сл.	0,27	Сл.	0,094	0,23	0,08	Li	He	Сл.	Сл.	He	Сл.	Сл.		
П. п. п.	0,75	0,32	0,23	—	0,12	—	0,14	0,23	Rb	обн.	110	125	обн.	120	97,8		
Сумма	99,31	101,03	99,11	100,67	100,08	100,57	100,78	100,23	Cs	He	5	He	Сл.	10	4,2		
										обн.		обн.					
									Be	Сл.	2,7	3,5	»	3,0	2,2		
									Sc	18	1,5	5,1	1	4,5	6,0		
									Y	78	7,9	150	19	60	48,6		
									Yb	18	1,5	49	4,9	12	17,1		
									Zr	630	65	1110	28	350	436,6		
									Nb	Сл.	14	Сл.	Сл.	16	12		
La	39	6,6	66	5	22	27,7											

Примечание. 1 — прослой кератофилов среди метабазитов, обр. 1604, правый берег р. Енисей, в р-не устья кл. Хорева; 2 — то же, обр. 45-3, р. Енисей, р-н с. Предивинска; 3 — то же, обр. 47-6; 4 — то же, обр. 1603, правый берег р. Енисей между ключами Хоревым и Быковским; 5 — лептит гранитизированный, обр. 45-5, р. Енисей, р-н с. Предивинска; 6 — то же, обр. 1602, правый берег Енисей, р-н устья кл. Быковского; 7 — то же, обр. 45-2, р. Енисей, р-н устья р. Кимбирки.



ской серии. Породы комплекса слагают мелкие массивы, силлы, штоки и дайки, приуроченные к ядрам антиклиналей второго порядка в пределах Центрального и Приенисейского антиклинориев. В строении массивов помимо амфиболитов участвуют метаморфизованные габбро, метапироксениты, диориты. Мелкие штоки и дайки сложены амфиболитовыми диабазами. Возраст комплекса в целом принимается как нижнепротерозойский на основании приуроченности ортоамфиболитов исключительно к тейской серии. Д. И. Мусатовым [1966] высказано мнение о принадлежности комплекса к древней трапповой формации.

В последнее время в Енисейском кряже выделен пенченгинский комплекс щелочных — основных пород [Забродин, Малышев, 1975], развитых среди отложений пенченгинской свиты в истоках рек Татарки и Пенченги. Представлен он габбро-диабазами повышенной щелочности, а также породами, по химизму соответствующими лужитанитам, камптонитам, и сопровождается карбонатами. Последние не образуют обычных для них массивов центрального типа, а вместе с щелочными — основными породами слагают дайковые тела протяженностью до 3 км. С комплексом связаны редкометальная минерализация и фосфатное сырье.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется по прорыву отложений пенченгинской свиты. О дорифейском (добайкальском) времени его формирования можно судить лишь по косвенным данным: 1) карбонаты обычно не проявляются в связи с геосинклинальным этапом развития подвижных областей, 2) щелочные габбро содержатся в виде ксенолитов среди гранитоидов западного эндоконтакта сининверсионного Татарского массива байкалид (левый борт р. Татарки, водораздел ключей Баламутиха и Сохатинового).

Геосинклинальный (байкальский) этап

Рифейский тектоно-магматический этап наиболее полно проявлен в районе, благодаря чему такие области, как заангарская часть Енисейского кряжа, могут служить опорными при изучении байкальского орогенеза. В развитии этапа можно выделить собственно геосинклинальную, ранне-, поздне- и посторогенную стадии.

С первой связано становление преимущественно базитовых и ультрабазитовых комплексов. Древнейшим из них является выделяемый впервые попутнинский комплекс коматиитов, развитый в Заангарье в среднем течении р. Рыбной, где среди отложений кординской свиты широко развиты лавы и туфы высокомагнезиальных базальтов, а также мелкие массивы основных — ультраосновных пород с реликтами оливина и пироксена.

Южнее, на правобережье р. Ангары в устье р. Рыбной, широко развиты ортоамфиболиты, а севернее, в вершинах рек Мурожной и Удеряя, но уже в верхней части кординской свиты — туфы

кислого состава. Возможно, что те и другие генетически связаны с попутнинским комплексом. Изучение его затруднено в связи с преобразованием основных — ультраосновных пород в актинолит-хлоритовые сланцы с реликтивными порфировыми и «спинифекс» структурами.

Впервые породы коматитового ряда в бассейне Рыбной были описаны А. К. Мейстером еще в 1903 г. под названием пикритов, но более детально они не изучены и до сих пор. А. Д. Ножкин [1981] считает их нижнепротерозойскими, Т. Я. Корнев [Корнев и др., 1974] относит к позднерифейскому лендахскому комплексу дунит-пироксенит-габбровой формации. Учитывая переслаивание коматитов с осадочными породами кординской свиты, мы предполагаем их нижнесухопитский возраст.

Вероятным аналогом попутнинского комплекса в среднем течении р. Панимбы является описанная В. Н. Злобиным [1980] ассоциация высокомагнезиальных вулканитов в так называемой панимбинской толще, которую он вслед за В. Г. Петровым [1970] считает протерозойской. На остальной территории юго-западного обрамления Сибирской платформы коматиты пока не выявлены.

Более широко развиты основные породы и с а к о в с к о г о комплекса, проявленные в интрузивной (габбро-амфиболиты, амфиболитизированные диабазы) и вулканической фациях (афировые метадиабазы и туфы основного состава). Приурочены они преимущественно к эвгеосинклинальной зоне байкалид, где входят в состав среднерифейской метабазальтовой формации [Корнев и др., 1974] и по ряду признаков близки к толентовым базальтам океанов [Миронов, Ножкин, 1978].

Пластовые тела и силлы диабазов чередуются в разрезе с туфами основного состава и осадочными отложениями сухопитской серии. Весь вулканогенно-осадочный комплекс пород прорван многочисленными дайками и штоками диабазов и габброидов. К сожалению, до сих пор нет четких петрографических критериев для отделения базитов и базальтоидов исаковского комплекса от более молодых близкого состава. Следует отметить, что установленная Д. С. Штейнбергом [1970 и др.] для Урала закономерная в развитии геосинклинали смена афировых базальтоидов порфировыми при дальнейших исследованиях может быть положена в основу расчленения основных вулканитов байкалид Енисейского края.

С геосинклинальной стадией байкалид связано становление гипербазитов, выделяемых в собственно гипербазитовый с у р и и х и н с к и й и габбро-пироксенит-дунитовый б о р и с и х и н с к и й комплексы [Корнев и др., 1974]. Гипербазиты развиты преимущественно в северо-западной части Енисейского края, где слагают мелкие массивы в зоне Байкало-Енисейского глубинного разлома. Отдельные тела известны и южнее, в Ангаро-Канской части края, в районе с. Предивинска. Далее на юго-восток, уже в Восточном Саяне, в зоне Байкало-Енисейского разлома известны многочисленные тела гипербазитов и д а р с к о г о

комплекса, возраст которого (без особых на то оснований) считается протерозойским. Однако близость состава и единая структурная позиция сурнихинского и идарского комплексов позволяют связывать их становление с геосинклинальным этапом байкалид. Верхняя возрастная граница проявления ультраосновных плутонических пород нормального ряда определяется по прорыву их соскладчатыми (раннеорогенными) гранитами байкалид, что было установлено еще И. Г. Николаевым [1929]. Вместе с базитами и базальтоидами сухопитского времени ультраосновные породы сурнихинского и борисихинского комплексов образуют характерную для начальных этапов развития подвижных областей офиолитовую группу формаций. Становление ультрабазитов знаменует переход от режима растяжения земной коры к сжатию. В связи с гипербазитами Березовского массива нами впервые в Енисейском кряже установлено хромитовое оруденение [Даценко, Корнев, 1968].

Завершается магматизм геосинклинальной стадии внедрением диоритов и плагиогранитов выделяемого впервые при енисейского комплекса, слагающих конформные, незначительные по размерам массивы в зоне Байкало-Енисейского разлома, но несколько восточнее гипербазитового пояса, т. е. ближе к Сибирской платформе. Таковыми являются Верхневороговский массив плагиогранитов, расположенный на водоразделе Вороговки, Исаковки и Тырады, мелкие тела плагиогранитов и габбро-диоритов в среднем течении р. Кии, сложенный диоритами и плагиогранитами Каменский массив на р. Енисее (фото 1), штоки плагиогранитов на Енисее ниже кл. Зимовойного и др. Состав их приведен в табл. 3.

На породы комплекса повсеместно наложена мигматизация, проявление которой связано с раннеорогенной стадией байкалид. Это свидетельствует о становлении приенисейского комплекса в собственно геосинклинальную стадию развития региона.

Попытки выделения подобного комплекса предпринимались и ранее. Так, В. П. Белов [1968] в приенисейской части Заангарья выделил киликийский комплекс габбро-плагиогранитной формации, а М. И. Волобуев [Волобуев и др., 1973] даже определил радиометрический возраст цирконов из гранитоидов так называемого Киликийского массива (2200 ± 400 млн. лет). Однако детальное геологическое картирование района, проведенное Б. А. Скороделовым, Л. Г. Анучиным, А. Б. Хисамудиновым и др., показало, что такого массива не существует, а опробованный М. И. Волобуевым участок расположен в зоне байкальской гранитизации между сининверсионным Рязановским и посторогенным Верхнекилийским массивами гранитов. Кроме того, в киликийский комплекс оказались включенными породы разных формационных типов, в том числе и ультраосновные, которые в настоящее время выделяются в борисихинский комплекс. Собственно Киликийский массив, закартированный в процессе проведения крупномасштабной геологической съемки В. В. Терещенко и впервые описанный в

Состав гранитоидов приенисейского комплекса

Описание, вес. %	1	2	3	4	5	6	7	8	Среднее	Элемент, n·10 ⁻⁴ %		
											2	3
SiO ₂	62,25	65,03	68,33	70,74	63,45	64,54	65,64	66,26	65,78	V	150	130
TiO ₂	0,65	0,35	0,41	0,42	0,51	0,35	0,55	0,53	0,47	Cr	19	22
Al ₂ O ₃	15,63	15,30	14,90	15,14	16,31	15,22	15,22	15,04	15,35	Co	15	14
Fe ₂ O ₃	1,39	1,33	0,75	0,84	1,79	1,46	1,56	0,80	1,24	Ni	30	30
FeO	6,55	4,41	3,52	1,94	4,40	3,81	3,58	3,95	4,02	Ga	14	20
MnO	—	0,11	0,08	0,03	0,11	0,104	0,08	0,048	0,07	Sr	170	180
MgO	2,50	1,21	1,01	0,98	2,23	2,13	1,58	1,34	1,50	Ba	790	170
CaO	3,91	2,47	2,40	0,51	4,49	3,10	3,31	3,31	2,98	Pb	25	75
Na ₂ O	2,61	2,82	3,60	4,07	3,38	3,30	3,30	3,10	3,27	Mo	4,6	23
K ₂ O	3,00	4,57	2,95	3,53	2,22	4,40	4,20	4,20	3,64	Sn	8,5	8
P ₂ O	—	0,18	0,13	0,08	0,07	0,16	0,16	0,15	0,12	Li	19	20
H ₂ O	—	—	—	0,58	0,10	1,19	0,25	0,50	0,45	Rb	287	177
П. п. п.	0,72	1,30	1,10	—	0,85	1,30	1,12	1,32	0,96	Cs	10	7
Сум- ма	99,21	99,08	99,18	98,86	99,91	101,06	100,55	100,55	99,85	Be	2,6	1,1
										Sc	13	13
										Y	27	26
										Yb	2,8	3,7
										Zr	140	170
										Nb	16	25
										La	48	23

Примечание. 1—3 — Каменский (на Енисее) массив: 1 — обр. 1171-5, кварцевый диорит, р. Енисей, правый берег, р-н устья р. Каменки; 2 — обр. 1171-3, гранодиорит, там же; 3 — обр. 1171-4, плагногранит, там же; 4 — Усть-Породнинский массив, обр. 1162-2, плагногранит-порфир, р. Порожиха, 850 м от устья; 5 — Кийский массив, обр. 687, гранодиорит, водораздел Кии и Киликси; 6—8 — Верхне-Вороговский массив (данные В. П. Богадицы): 6 — обр. 1589-2г, гранодиорит; 7 — обр. 1591, то же; 8 — обр. 1585, то же.

1961 г. С. Г. Петровым как Верхнекиликский, расположен в междуречье Глушихи и Гремихи, к северу от излучины р. Бол. Пит (см. рис. 1), т. е. несколько восточнее, чем полагал В. П. Белов.

По нашему мнению, название «киликский» следует исключить из употребления, а комплекс доорогенных габбро-плагногранитов байкалид именовать приенисейским.

С раннеорогенной стадией байкальского тектоно-магматического цикла связано обособление частных прогибов и поднятий в геосинклинальном прогибе и широкое проявление вулканизма конт-

растной формации, описанной Т. Я. Корневым [1976 и др.], Т. Я. Корневым и др. [1974] и наиболее детально А. Г. Мироновым и А. Д. Ножкиным [1978]. В Енисейском кряже выделяется и и ж н е п и т с к и й (токминский, каменский, тенегинский, джэндыглинский и др.) комплекс среди отложений тунгусикской серии, в Восточном Саяне — нерасчлененные вулканические и субвулканические образования среди терригенно-карбонатных отложений кувайской серии, которые мы объединяем в кингашский комплекс.

С этой же раннеорогенной стадией связано заложение зон смятия, характеризующихся рассланцеванием, катаклазом и перекристаллизацией пород. В этих зонах проявился специфический гранитоидный магматизм, представленный синтетектоническими гнейсо-гранитами и мигматитами среди кристаллических сланцев амфиболитовой фации. В Енисейском кряже выделяются две такие зоны. Одна из них (Приенисейская) протягивается более чем на 400 км с севера на юг от верховий р. Кутукас до р. Посольной и контролируется Байкало-Енисейским глубинным разломом. Вторая (Центральная) имеет протяженность несколько более 100 км, контролируется зоной Татарского глубинного разлома и наиболее ярко выражена в области сочленения Центрального и Приенисейского антиклинориев. К обоим помимо мигматитов приурочены линейные тела и купола ультраметагенных гранитов, которые в Приенисейской зоне объединяются в п о с о л ь н е н с к и й, а в Центральной — в т е й с к и й комплексы. В практике геологических работ эти названия употребляются как синонимы, но предпочтение следует отдать первому, поскольку петротипом посольненского комплекса является прекрасно описанный Ю. А. Кузнецовым [1941] Посольнский мигматито-плутон. Название же тейского комплекса связано с недоразумением: выделивший его И. Л. Комов [1969] в кратком сообщении охарактеризовал под этим названием гранитоиды нижнего течения р. Теи и, главное, противопоставил их посольненским, равно как и другим гранитоидам региона. Представления И. Л. Комова со временем были забыты, и в тейский комплекс ныне включаются граниты посольненского типа, приуроченные к Центральному антиклинорию в Заангарье. Они относятся к мигматит-гранитовой формации [Магматические..., 1979] и описаны М. И. Волобуевым [Волобуев и др., 1964], М. Н. Белянкиной [1969], В. М. Даценко [Корнев и др., 1974], Е. С. Постельниковым [1980] и др.

На определенном этапе изученности региона петротип формации (Посольненский массив) был отнесен Ю. А. Кузнецовым к формации гранитных батолитов. Это оказалось весьма неудобным, так как пришлось в данную формацию в одном и том же районе включать как синтетектонические посольненские, так и посттектонические нижнеканские граниты [Кузнецов, 1964]. В дальнейшем Ю. А. Кузнецов, выделивший здесь Приенисейскую зону смятия, нашел возможным обособить и связанный с ней самостоятельный формационный тип гранитоидов (гнейсо-гранитов и миг-

матитов), к которому отнес посольненский комплекс [Кузнецов, Яншин, 1967; Кузнецов, 1970]. Этого, к сожалению, не сделал М. И. Волобуев, который до сих пор выделяет в Енисейском крае так называемый посольно-ангарский комплекс гранитов [Волобуев и др., 1964, 1973 и др.], объединяющий гранитоиды разных формационных типов, что приводит к большой путанице.

Действительно, к посольно-ангарскому комплексу М. И. Волобуев относит, с одной стороны, синтетектонические мигматиты и гнейсо-граниты зон смятия посольненского типа, с другой — нормальные граниты дискордантных сининверсионных батолитов татарско-аяхтинского комплекса. По геологическим данным, последние во всех случаях прорывают гнейсо-граниты и занимают совершенно иную структурную позицию, поэтому объединять их в один комплекс неправильно. Это убедительно показал Ф. Н. Шахов [1938].

Граниты татарско-аяхтинского комплекса проявились в позднеорогенную стадию байкальского тектоно-магматического цикла, в эпоху прекращения вулканической деятельности. Развита они в заангарской части Енисейского края, где приурочены к Центральному антиклинорию, формирование которого связано с инверсией байкалид [Белянкина, 1969]. Умеренно-кислый состав гранитов, петрографические их особенности (см. гл. 2), становление в мезоабиссальных условиях, параавтохтонное залегание, отсутствие связи с вулканитами и другие признаки позволяют нам отнести их к плутоническому типу [по Штейнбергу, Ферштатеру, 1969; Ритману, 1975]. Ю. А. Кузнецовым [1964] они описаны как представители формации гранитных батолитов. Радиометрические определения возраста гранитов (850 ± 50 млн. лет) [Волобуев и др., 1964] не противоречат геологическим данным. Именно на этом рубеже было сформировано центральное поднятие, а в окружающих его прогибах компенсационного типа началось отложение орогенной молассы (чинганская серия и др.).

Впервые комплекс под названием татарско-аяхтинского был выделен А. В. Лесгафтом в 50-х годах при составлении легенды к среднемасштабным картам. В последнее время в литературе он зачастую фигурирует как «татарский» [Корнев, 1976; Корнев и др., 1974]. Разночтение это принципиальное. М. И. Волобуев [Волобуев и др., 1962] выделил самостоятельный аяхтинский комплекс (возраст 620 ± 50 млн. лет) и подтверждает его уже около 20 лет [Волобуев и др., 1964, 1973, 1976а, б]. Основанием для этого послужило определение радиометрического возраста гранитов Аяхтинского массива. Геологических материалов, позволяющих отличить аяхтинские граниты от татарских, приведено не было. Детальное исследование, включающее изучение структурной позиции Татарского и Аяхтинского массивов, петрогеохимических особенностей слагающих их гранитов, металлогенической специализации и т. д., позволяет нам уверенно объединять эти массивы в один комплекс. В своих публикациях М. И. Волобуев

противоречит самому себе, определяя возраст пегматитов того же Аяхтинского массива в 895 млн. лет [Волобуев и др., 1962, 1964], а самих гранитов — в 620 ± 50 млн. лет.

Таким образом, нет никаких оснований отказываться от прочно вошедшего в литературу названия «татарско-аяхтинский» комплекс [Кириченко, 1960; Петров, Решетова, 1967; Туркин, 1967; Белянкина, 1969; Кренделев, 1971; и др.], тем более, что «татарским» (или среднетатарским) в Енисейском крыже называют обычно комплекс нефелиновых сиенитов, массивы которого размещаются в среднем течении р. Татарки (см. рис. 1, № 35).

В Ангаро-Канской части Енисейского крыжа становлению татарско-аяхтинского комплекса соответствовало формирование и и ж е к а н с к о г о, описанного Ю. А. Кузнецовым [1941, 1944, 1964], а в Восточном Саяне — с а я н с к о г о * [Дибров, 1964; Додин, 1967; Крылов и др., 1962; Даценко, 1969; и др.].

Постороженная стадия байкальского тектогенеза характеризуется дальнейшим развитием корового магматизма, эволюционирующего от лейкогранитов до щелочных гранитов и сиенитов и лишь на заключительном этапе сменяющегося мантийным. В составе лейкогранитовой формации выделяются граниты мезоабиссального гаревского и гипабиссального глушихинского комплексов, а также кварцевые порфиры субвулканического заостровского комплекса [Даценко и др., 1982]. Объединение их в одну формацию произведено на основании анализа структурной позиции и чрезвычайной близости петро- и геохимических характеристик.

Массивы всех трех комплексов приурочены к Приенисейской зоне региона. Если же гаревские граниты размещаются в приосевой части Приенисейского антиклинория, то менее глубинные глушихинские — в смежном Ангаро-Тисском синклинории, в центральной части которого развиты и кварцевые порфиры заостровского комплекса (см. рис. 13).

Г а р е в с к и й комплекс изучен еще недостаточно. Представлен он одноименным массивом, расположенным в северо-западной части Енисейского крыжа и сложенным калиевыми пертитовыми лейкогранитами с высоким содержанием магнетита. М. И. Волобуев [Волобуев и др., 1973] включает его в состав протерозойского таракского комплекса, для которого характерны безмагнетитовые микроклиновые монацитоносные граниты, совершенно отличные от гаревских. Основанием для такого объединения служат определения возраста гаревских гранитов по акцессорным минералам (1750 млн. лет, свинцово-изохронный метод). Геологические же данные свидетельствуют о прорыве гаревскими гранитами отложений пенченгинской свиты и гнейсо-гранитов посольненского комплекса, т. е. о посленижнепротерозойском возрасте гаревских гранитов.

* По данным Г. Я. Абрамовича (устное сообщение), граниты саянского комплекса являются нижнепротерозойскими.

Вероятно, под впечатлением цифр абсолютного возраста Гаревский массив протерозойским считают и геологи ВСЕГЕИ (Е. К. Ковригина и др.). Они выделяют его в самостоятельный комплекс, объединяя с Нижнететисским, Рудиковским и рядом более мелких массивов, которые мы относим к посольненскому комплексу рифея.

Глушихинский комплекс, впервые описанный С. Г. Петровым и С. А. Решетовой [1967], представлен гипабиссальными массивами лейкогранитов, прорывающими отложения байкальского цикла до шунтарской свиты включительно. До последнего времени геологами-съёмщиками эти граниты традиционно описывались в составе татарско-аяхтинского комплекса. Однако даже среднемасштабное картирование показало, что гранитоиды последнего являются сининверсионными и сложенные ими массивы размещаются в ядрах антиклинориев, а глушихинские обнаруживают все черты посторогенных: они слагают линейные, реже овалы в плане массивы, приуроченные к субмеридиональным разломам, секущим как антиклинорные, так и синклинорные зоны байкалид, а также выступы добайкальского основания. Имеющиеся определения возраста гранитов позволяют предполагать их становление в интервале 600—650 млн. лет [Даценко, 1977а].

При составлении первой легенды Енисейского кряжа А. В. Лесгафт примерно на этом же уровне описал согренский комплекс жильных гранитов.

Заостровский комплекс, выделенный из состава вулканитов потоскуйской свиты, объединяет штоки, дайки и незначительные по размерам массивы кварцевых порфиров, развитые к югу и юго-востоку от приустевой части р. Бол. Пит в Енисейском кряже [Даценко и др., 1982]. По мнению С. Г. Петрова и С. А. Решетовой, эти породы являются продуктами одной интрузивной фазы с гранитами глушихинского комплекса, что подтверждается нашими данными.

Завершается развитие гранитоидного магматизма байкалид становлением кутукасского комплекса гранит-щелочно-гранитовой формации. К нему относятся Кутукацкий, Хариузихинский и более мелкие массивы субщелочных гранитов, аляскитов и сиенитов с аксессуарной редкометальной минерализацией, приуроченных к Центральному антиклинорию в северной части Енисейского кряжа (см. рис. 1). Геологические данные свидетельствуют об их становлении в позднем докембрии, радиологический возраст составляет 600—635 млн. лет.

От более молодого, но также докембрийского этапа формирования щелочно-сиенитовой формации (средневоровский и захребетнинский комплексы) их отделяет проявление базальтового (ведугинский комплекс) и трахобазальтового магматизма (листвяжинский комплекс). Характеристика последнего имеется в работах Т. Я. Корнева

и А. В. Бозина [Корнев и др., 1974]. Наиболее полные сведения по магматизму этого этапа дает А. Д. Ножкин [Ножкин, 1972, 1974; Ножкин, Трофимов, 1982].

Послебайкальский этап

С платформенным этапом развития региона связано становление щелочных базальтов чапинского [Корнев, 1969] и нефелиновых сиенитов среднетатарского, кийского и ягодкинского комплексов. Характеристика их дана А. В. Бозиным [Корнев и др., 1974], Е. В. Свешниковой [Свешникова и др., 1976], Ю. А. Кузнецовым [1941] и В. П. Беловым [1970]. Проблематичным является лишь возраст кийского комплекса: некоторые исследователи не без основания считают его позднепалеозойским.

Магматизм этапа среднепалеозойской активизации охарактеризован в гл. 3. Схема развития его заключается в смене базальтового вулканизма кислым и субщелочным, затем интрузивным гранитоидным и щелочно-сиенитовым и, наконец, щелочно-базальтоидным (см. табл. 1).

Позднепалеозойский трапповый магматизм Сибирской платформы проявился и в ее складчатом обрамлении. В Енисейском крае известна крупная Вороговская интрузия траппов [Качевская, Даценко, 1974]. Однако мелкие их тела и дайки изучены недостаточно: по крайней мере, нет четких критериев отличия их от базитов ведугинского комплекса.

Глава 2

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДОВ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Размещение гранитоидных комплексов, представляющих конкретные магматические и ультраметагенные формации, показано на рис. 1. Выделены они с учетом принадлежности к тектоническим циклам, возрастной последовательности, условиям формирования (фаціальности) и состава. Изучение структурных соотношений гранитоидных плутонов с вмещающими толщами, внутреннего их строения, характера контактового воздействия на породы рамы и других признаков, детально проанализированных Р. М. Слободским [1971], позволило подойти к решению вопросов о механизме их образования.

АРХЕЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Среди архейских кристаллических сланцев и гнейсов, развитых исключительно в Ангаро-Канской части Енисейского края, часто встречаются гиперстенсодержащие породы, впервые опи-

санные Ю. А. Кузнецовым [1941] под названием чарнокитов, а затем отнесенные им к формации мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов [Кузнецов, 1964]. В дальнейшем они изучались Л. Ф. Айнберг, Е. К. Ковригиной, Т. Я. Корневым, В. П. Богадицей, Э. Б. Наливкиной, Л. В. Махлаевым, В. М. Шемякиным и др. Однако каких-либо новых данных относительно енисейских чарнокитов ими получено не было, поэтому за породами сохранилось предложенное Ю. А. Кузнецовым разделение чарнокитоидов на автохтонные («богуныты») и аллохтонные («кузеевиты») разности. Имеется сообщение В. М. Шемякина [Магматические формации..., 1980], правда без указания места наблюдения, о том, что формирование тех и других разделено внедрением основных пород.

Наряду с чарнокитоидами в поле развития метаморфитов канской серии встречаются ортоклазовые граниты, неизвестные среди послепалеозойских отложений, но по РТ-условиям формирования приближающиеся к чарнокитам и, вероятно, занимающие особое место в развитии архейского магматизма.

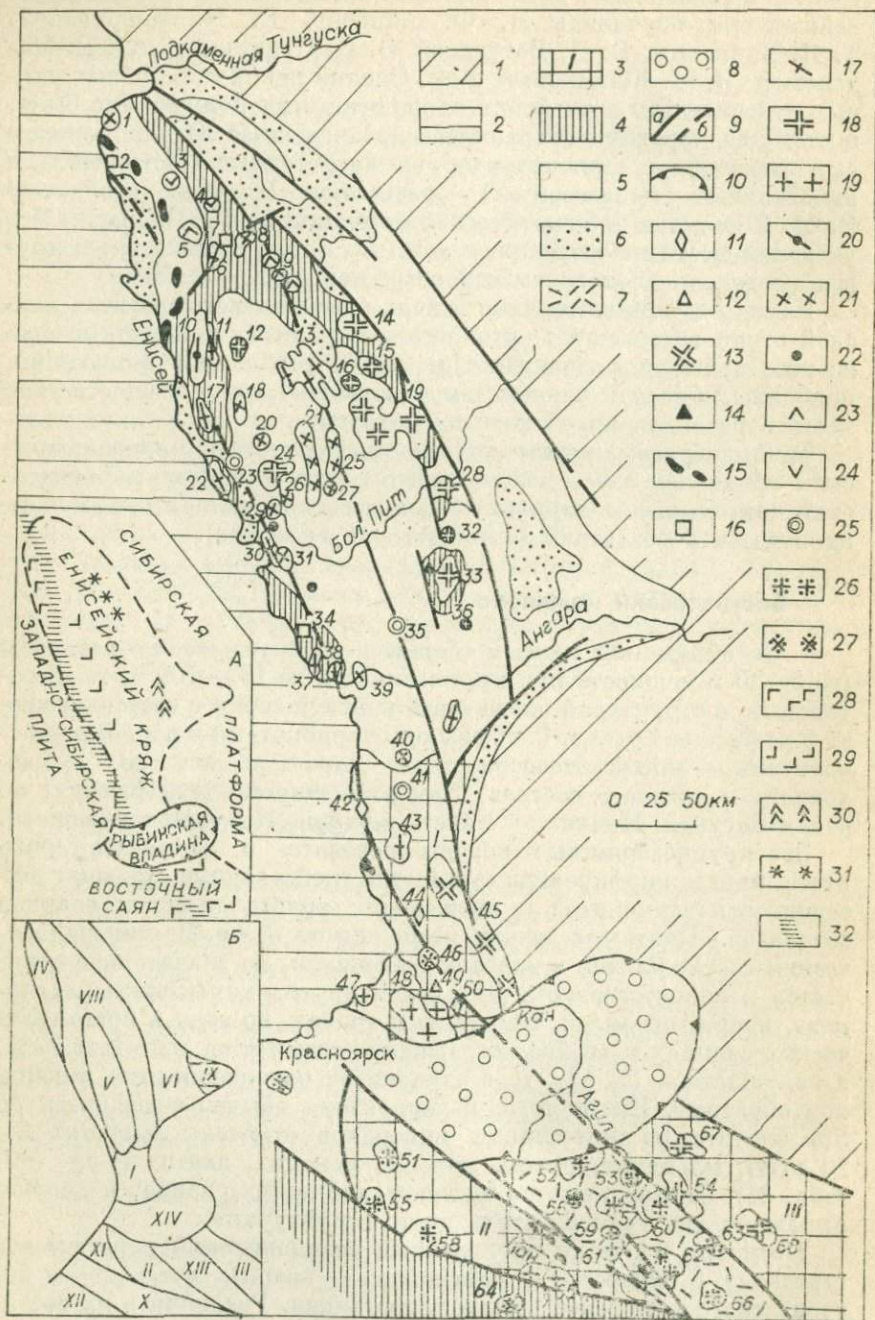
Таким образом, по структурно-генетическим и минералогическим признакам здесь можно выделить три комплекса: богунаевский (автохтонных чарнокитов), кузеевский (аллохтонных чарнокитов) и березовский (ортоклазовых гранитов).

Богунаевский комплекс

Он объединяет в своем составе незначительные по размерам (до 5—20 м мощности при протяженности до 100—700 м) тела, согласные со структурой вмещающей канской серии и составляющие от 5 до 50% ее объема. Сложены они чарнокитами и чарнокит-мигматитами — гиперстенсодержащими породами кислого, субщелочного и среднего состава. Наиболее широко тела развиты по рекам Богунай, Немкина и Енисей в районе Казачинского порога.

Это крупнозернистые породы розовато- и желтовато-серого цвета, иногда порфириовидные и всегда гнейсовидные, причем гнейсовидность чарнокитов и вмещающих кристаллических сланцев совпадает. Контакты между ними четкие (фото 2), минералогический состав близок в видовом отношении, но значительно отличается в количественном. Для тех и других характерны плагиоклаз, кварц, ортоклаз, гиперстен и гранат, но если в кристаллических сланцах и гнейсах содержание гиперстена достигает 30%, а калишпата — 3—5%, то в чарнокитах отношения этих минералов обратные. Кроме того, в чарнокитах обычно содержится до 5% биотита, из аксессуарных минералов отмечены магнетит (до 20 кг/т), ильменит, рутил, циркон, монацит, апатит и др. (см. табл. 21). Они отличаются от кристаллических сланцев и хорошо выраженными гранобластическими структурами.

Несмотря на четко проявленный «чарнокитовый парагенезис» (ортоклаз + гиперстен + плагиоклаз + кварц), состав пород богунаевского комплекса весьма непостоянен. Различия в их соста-



ве обусловлены вариациями содержания кварца и калишпата. По химизму среди чарнокитов можно выделить различия, переходные от диоритов через граниты пониженной основности к граносиенитам. Ранее здесь описывались и чарнокиты основного состава, но в свете обсуждения проблемы чарнокитов на XXII сессии Международного Геологического Конгресса их правильнее считать гранитизированными основными породами.

Наиболее широко распространены чарнокитоиды, содержащие по 25 — 30% андезина № 32 — 40 и кварца, 10 — 12% гиперстена,

Рис. 1. Схема размещения гранитоидных массивов в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы.

1 — палеозойские отложения осадочного чехла Сибирской платформы; 2 — мезо-кайнозойские отложения чехла Западно-Сибирской плиты; 3 — выступы архейско-протерозойского фундамента Байкальской геосинклинали (I — Ангаро-Канская, II — Канская, III — Бируинская глыбы); 4 — отложения протерозойского (предбайкальского) протоплатформенного чехла — пенчугинская свита Енисейского кряжа и дербинская серия Восточного Саяна; 5 — байкальский геосинклинальный комплекс (сухопикетская и тунгуская серии Енисейского кряжа, кувайская серия Восточного Саяна); 6 — орогенный комплекс байкалид; 7 — вулканогенные отложения среднепалеозойского этапа активизации региона; 8 — красноцветно-терригенные отложения средне-верхнепалеозойской наложенной Рыбинской впадины; 9 — региональные разломы (а), в том числе перекрытые палеозойскими отложениями (б); 10 — современные границы Рыбинской впадины; 11—27 — магматические и ультрамагматические комплексы: 11 — богунаевский и кузевский авто- и аллохтонных архейских чарнокитов, 12 — березовский архейских ортоклазовых гранитов, 13 — таракский протерозойских микрокловых гранитов, 14 — пенчугинский добайкальских (?) основных — щелочных пород и карбонатитов; 15—25 — комплексы байкальского тектоно-магматического цикла: 15 — сурнинский и идарский гипербазитов, 16 — приенсейский габбро-плагиогранитов, 17 — посольненский и тейский гнейсо-гранитов и мигматитов, 18 — татарско-ахтинский (в Енисейском кряже) и саянский комплексы параавтохтонных микрокловых гранитов, 19 — нижнеканский микрокловых магнетитосодержащих гранитов, 20 — гаревский калиевых реоморфических гранитов, 21 — глушихинский аллохтонных пертитовых лейкогранитов, 22 — заостровский кварцевых порфиров, 23 — кутукасский субщелочных — щелочных гранитов и сиенитов, 24 — захребтинский щелочных сиенитов, 25 — среднетатарский, кийский и ягодкинский нижнепалеозойских нефелиновых сиенитов; 26, 27 — среднепалеозойские комплексы этапа активизации: 26 — огнитский лейкогранитов, субщелочных гранитов и сиенитов, 27 — порожнинский щелочных сиенитов и гранитов.

На врезке А — положение исследованной области в структуре региона и области распространения рядов базальтоидов: 28 — толеитового, 29 — липарит-базальтового, 30 — коматитового, 31 — щелочно-ультраосновного; 32 — зона Байкало-Енисейского глубинного разлома. На врезке Б — основные структуры исследованной площади: I — Ангаро-Канская глыба; II — Канская глыба; III — Бируинская глыба; IV — Вороговский (Исаковский) синклиорий; V — Ангаро-Тисский синклиорий; VI — Ангаро-Питский синклиорий; VII — Приенсейский антиклиорий; VIII — Центральный (Панимбинский) антиклиорий; IX — Иринеевское поднятие; X — Дербинский антиклиорий; XI — Манский прогиб; XII — Кизиро-Каазырский синклиорий; XIII — Агульский прогиб; XIV — Рыбинская впадина. 1—68 — номера массивов, мигматитов и групп мелких тел на схеме: 1 — Осиневский, 2 — Устьпорожнинский, 3 — Среднепорожневский, 4 — Захребтинский, 5 — группа Кутукасских массивов, 6 — Исаковский, 7 — Верхнепорожневский, 8 — Тырадинский, 9 — Алманакан-Нойбинская группа, 10 — Гаревский, 11 — Полойский, 12 — Троеусовский, 13 — Тейский, 14 — Каламинский, 15 — Гурахтинский, 16 — Верхнеахтинский, 17 — Нижнететский, 18 — Куликовско-Вятский, 19 — Чиримбинский, 20 — Савинский, 21 — Гремихинский, 22 — Колмогоровский, 23 — Кийский, 24 — Рязановский, 25 — Ледакский, 26 — Верхнекилийский, 27 — Каменский-Питский, 28 — Ахтинский, 29 — Глушихинский, 30 — Чернореченский, 31 — Чернинский, 32 — Томповский, 33 — Татарский, 34 — Каменский-Енисейский, 35 — Среднетатарский, 36 — Подголецный, 37 — Абазаковский, 38 — Рудиковский, 39 — Стрелковский, 40 — Чистопольский, 41 — Ягодкинский, 42 — Енисейская группа чарнокитовых массивов, 43 — Посольненский, 44 — Кузевская группа чарнокитовых массивов, 45 — Таракский, 46 — Порожнинский, 47 — Атамановский, 48 — Нижнеканский, 49 — Березовский, 50 — Богунаевская группа чарнокитовидов, 51 — Ивановский, 52 — Улачинский, 53 — Ахтарминский, 54 — Тагульско-Туманшетский, 55 — Ангульский, 56 — Ягашский, 57 — Телегашский, 58 — Кутурчинский, 59 — Верхнегуманшетский, 60 — Минусинский, 61 — Березовский, 62 — Верхне-Краснинский, 63 — Верхне-Бельский, 64 — Пезинский, 65 — Канский, 66 — Мало-Тагульский, 67 — Нижнегуманшетский, 68 — Тагульский.

12—25% калишпата (с учетом антипертитовых вростков), до 10—12% биотита и граната и до 3% аксессуарных минералов, среди которых преобладают магнетит и ильменит. Гиперстен ($f \approx \approx 50\%$) представлен густо плеохроирующей от светло-зеленого до малинового цвета разностью с относительно малым углом оптических осей ($-52-54^\circ$). Калишпат — всегда пертитизированный ортоклаз ($-2V = 65-70^\circ$), упорядоченность 0,3, рентгеновская триклинность $\Delta\rho = 0$, калиевая фаза его представлена чистым ортоклазом. Характерно большое количество вростков ортоклаза в андезине (фото 3), имеющих очертания прямоугольников в разрезах, перпендикулярных первой оси плагноклаза. Изредка по границе полевых шпатов развивается грубый мирмецит. Кварц отмечен в двух генерациях, очень мелкие его зерна развиваются как по полевым шпатам и гиперстену, так и по катаклазированным относительно крупным зернам кварца основной массы. Биотит титанистый, гранат железисто-магнезиальный, представлен альмандином с высоким содержанием пироповой молекулы, обычно хлоритизирован. Магнетит, напротив, совершенно не подвержен мартитизации, встречается в октаэдрических кристаллах. Цирконам свойственны шероховатость граней, интенсивная сглаженность ребер и закругленность вершин пирамид, что придает им яйцевидный облик. Окраска их разнообразная, встречаются бурые полупрозрачные, светло-бурые почти бесцветные, светло-розовые прозрачные и другие разности. Монацит медово-желтый, реже темно-бурый, полупрозрачный, образует зерна неправильной формы или таблитчатые кристаллы с интенсивно сглаженными ребрами. Рутил установлен только в виде волосовидных вростков в кварце, что придает последнему своеобразный голубоватый оттенок.

Наиболее кислыми породами комплекса являются розово-желтые крупнозернистые чарнокиты гипидиоморфной структуры с примерно равным содержанием (по 25—30%) кварца, ортоклаза и антипертитового олигоклаз-андезина. Кроме того, в них присутствуют гранат (до 10—15%), гиперстен, титанистый биотит и аксессуарные минералы. Породы образуют «выпоты» среди чарнокитов более основного состава.

Химический состав чарнокитов приведен в табл. 4. Это умеренно кислые высокожелезистые породы, характеризующиеся преобладанием калия над натрием в составе щелочей. При пересчетах по методу А. Н. Заварицкого они обнаруживают пересыщенность глиноземом за счет общей пониженной щелочности. Положение их на тройной диаграмме $Ab - Or - Q$ свидетельствует о кристаллизации при чрезвычайно низком водном давлении (рис. 2). Существующее мнение об идентичности их составов составам вмещающих гнейсов не подтвердилось. На диаграмме изменения состава архейских пород региона при чарнокитизации, построенной по методу Н. Г. Судовикова (рис. 3), отчетливо выявляется, что образование чарнокитов происходит при интенсивном привносе щелочей (калия).

Химический состав чарнокитоидов Енисейского края, вес. %

Оксиды	Богунаевский комплекс							Кузеевский комплекс				
	1	2	3	4	5	6	Сред- нее	7	8	9	10	Сред- нее
	1635	1634	85-1	1636	1633	85-2		1781	1637	82-4	1581	
SiO ₂	57,60	62,24	62,75	65,12	68,00	69,41	64,19	69,10	69,28	69,83	72,61	70,30
TiO ₂	1,19	0,88	0,11	0,68	0,46	0,90	0,70	0,19	0,68	0,75	0,28	0,48
Al ₂ O ₃	16,85	16,49	17,95	13,98	13,81	14,36	15,57	14,10	13,09	13,82	12,73	13,43
Fe ₂ O ₃	2,06	2,58	0,77	2,63	2,22	2,76	2,17	1,42	2,05	2,92	0,76	1,70
FeO	9,66	6,60	6,95	6,40	4,33	2,84	6,13	2,68	3,76	2,84	2,77	3,01
MnO	0,14	0,08	0,07	0,10	0,16	0,04	0,11	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05
MgO	2,43	3,64	2,83	2,73	2,43	0,40	2,41	1,81	0,30	0,20	0,40	0,68
CaO	3,69	2,53	1,69	3,24	1,41	2,25	2,47	3,08	1,83	1,97	1,40	2,07
Na ₂ O	2,70	2,26	2,00	2,18	2,08	2,28	2,25	2,38	2,18	2,10	2,18	2,23
K ₂ O	3,10	2,70	4,28	1,77	4,00	4,90	3,46	4,16	6,28	5,72	6,96	5,78
P ₂ O ₅	0,078	0,062	0,085	0,032	0,062	0,062	0,06	0,07	0,165	0,19	0,069	0,12
H ₂ O	He	He	He	He	He	He	He	0,06	He	He	He	0,06
	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.		опр.	опр.	опр.	
П. п. п.	0,18	0,08	0,16	0,36	0,22	0,12	0,17	0,29	0,12	0,09	0,14	0,17
Сум- ма	99,68	100,14	99,65	99,22	99,18	100,32	99,69	99,40	99,77	100,47	100,36	100,08

Примечание. 1 — лейкосома послых чарнокит-мигматитов, р. Енисей, р-н Казачинского порога; 2 — то же; 3 — гиперстеновый чарнокитоид, там же; 4 — лейкосома послых чарнокит-мигматитов, там же; 5 — то же; 6 — биотитовый чарнокитоид; 7—9 — жильные чарнокиты: 7 — левый берег Енисей в Казачинском пороге; 8 — там же; правый берег; 9 — там же; 10 — массив чарнокитов в вершине р. Бол. Кузеевой.

От средних типов кислых пород литосферы чарнокиты богунаевского комплекса отличаются повышенным содержанием ванадия, кобальта, галлия, олова и особенно лантана, пониженным — редких щелочей, иттрия и ниобия (табл. 5).

Архейский возраст пород комплекса не вызывает сомнений: они не встречаются ни в протерозойских, ни в рифейских отложениях региона. Ксенолиты чарнокитоидов известны среди гранитов Таракского массива, возраст которых составляет 1,8—1,9 млрд. лет.

Кузеевский комплекс

В отличие от богунаевского кузеевский комплекс представлен небольшими по размерам (до 1 км²) секущими телами и дайками. Наиболее широко они развиты в бассейне рек Кузеевой, Шумихи и Весниной. Тела сложены довольно выдержанными по составу чарнокитами, отличающимися от вышеописанных гранитовыми, аллотриоморфнозернистыми или бластогранитовыми с участками пойкилитовых структурами. Макроскопически это массивные равномернотелесные, реже порфирированные породы желто-серой, иногда с зеленым оттенком окраски. В дайках они мелко-, среднезернистые, в массивах (в особенности в верхнем течении р. Бол. Кузеевой) — крупнозернистые и порфирированные. На правом бе-

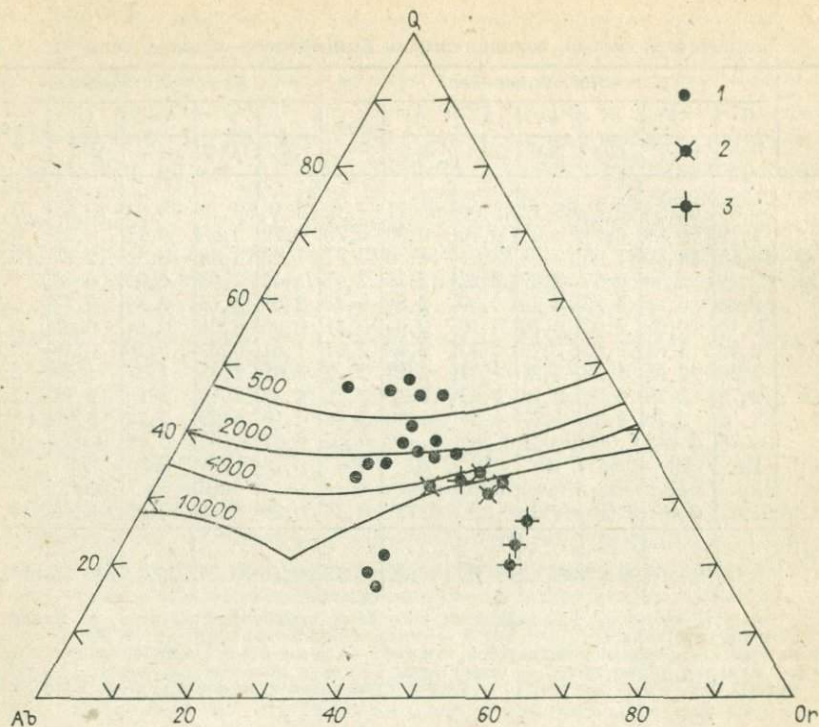


Рис. 2. Положение составов чарнокитоидов и архейских гранитов на тройной диаграмме системы альбит — ортоклаз — кварц (Ab—Or—Q). 1 — чарнокитоиды богунеевского комплекса; 2 — чарнокиты кузеевского комплекса; 3 — граниты березновского комплекса.

регу Енисея в 320 м выше о. Каменного (р-н Казачинского порога) дайки аллохтонных чарнокитов кузеевского комплекса прорывают тела чарнокитоидов богунеевского (фото 4). Контактное воздействие на вмещающие чарнокитоиды и кристаллические сланцы канской серии не проявлено.

Минералогический состав (%): ортоклаз (30—45), кварц (20—25), плагиоклаз (15—25), гиперстен (2—8), гранат (0—10), биотит (до 5), примеси магнетита, ильменита, циркона, монацита, апатита, корунда, пирита и турмалина. Кварц ксеноморфен, всегда содержит игольчатые включения рутила. Ортоклаз представлен высокой и промежуточной разностью с $-2V = 65-70^\circ$ в порфириовидных таблитчатых выделениях и $-2V = 45-60^\circ$ в субидiomорфных зернах основной массы, $\Delta\rho = 0$. Характерны нитевидные пертиты, обычно многочисленные и не выходящие за границы его зерен. Кроме того, ортоклаз наряду с плагиоклазом и гиперстеном содержит многочисленные мелкие округлые зерна кварца (фото 5). Плагиоклаз, как и в наиболее кислых разновидностях чарнокитов богунеевского комплекса, представлен олигоклаз-андезином с антипертитовыми включениями ортоклаза. На

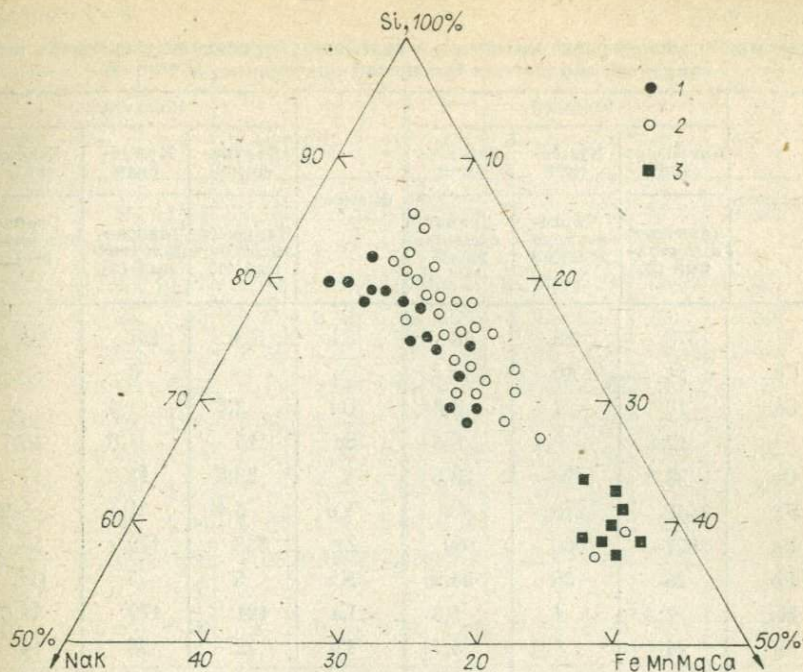


Рис. 3. Диаграмма изменения состава пород (по Н. Г. Судовикову) при чарнокитизации.

1 — чарнокитоиды; 2 — кристаллические сланцы и гнейсы; 3 — габбро-нориты.

границе ортоклаза и плагиоклаза развивается мирмецит. В гиперстене отчетливо проявлен плеохроизм, $2V = 52-60^\circ$, $N_g = N_p = 0,016-0,018$. Гранат отличается высоким содержанием пироповой составляющей, показатель преломления его 1,754. Акцессорные минералы практически те же, что и в автохтонных чарнокитах, но содержание циркона, монацита и особенно апатита в них возрастает (см. табл. 24). Среди яйцевидных цирконов, идентичных описанным для богунаевского комплекса, появляются остропирамидальные разновидности с удлинением 1 : 3, а также бесцветные, иногда с розоватым или кремевым оттенком цирконы, образованные комбинацией призм и дипирамид.

По сравнению с чарнокитами богунаевского комплекса описываемые породы являются более кислыми и по химическому составу приближаются к гранитам неогей (см. табл. 4), отличаясь несколько пониженным содержанием кремнезема и окиси натрия и повышенным железа, полевошатовой извести и окиси калия. По содержанию акцессорных элементов они также приближаются к среднему граниту литосферы (по А. П. Виноградову), хотя основные геохимические особенности, присущие чарнокитам богунаевского комплекса, в них сохраняются: высокое содержание лантана, пониженное иттрия, иттербия, ниобия и редких щелочей.

Содержание аксессуарных элементов в архейских чарнокитах и гранитах юго-западного обрамления Сибирской платформы, $n \cdot 10^{-4} \%$

Элемент	Комплекс			Элемент	Комплекс		
	Богунасевский	Кузеевский	Березовский		Богунасевский	Кузеевский	Березовский
	Чарнокит автохтонный (4)	Чарнокит аллохтонный (3)	Гранит ортоклазовый (14)		Чарнокит автохтонный (4)	Чарнокит аллохтонный (3)	Гранит ортоклазовый (14)
V	378	68	66	Rb	103	131	264
Cr	11	10	16	Cs	—	3	Сл.
Co	17	7	6,6	Be	2,8	1,4	»
Ni	12,8	6,4	8,8	Sc	15	6,8	10,7
Ga	38,8	28	23,5	Y	23,8	12,2	17
Sr	442	215	309	Yb	5,4	1,4	8,9
Ba	877	1060	809	Zr	388	179	50,3
Pb	26	39	56,5	Nb	5	5	Сл.
Mo	2,2	1	1,6	La	121	179	47,6
Sn	14	7,8	5,7	Th	32	28	14
Li	13,7	7,3	11,5	U	1	1	1

Примечание. Здесь и далее в табл. в скобках дано число проб.

Возраст комплекса, как и всей чарнокитовой серии, является архейским.

Березовский комплекс

Своеобразными породами, развитыми среди архейских образований канского метаморфического комплекса, являются массивные пегматоидные, но чаще гнейсовидные средне-крупнозернистые биотит-ортоклазовые граниты с характерным голубым кварцем. Ранее их описывали в составе чарнокитовой серии или мигматитов таракского комплекса. Однако от чарнокитов они отличаются отсутствием гиперстена в своем составе, а от гранитов таракского комплекса — характером калиевого полевого шпата: в таракских гранитах он представлен только микроклином с прекрасно выраженной микроклиновой решеткой.

Граниты березовского комплекса слагают обычно согласные тела небольшой (до 10—20 м) мощности среди биотит-гранат-полевошпатовых кристаллических сланцев, кордиерит-гранатовых гнейсов и гранатовых гранулитов в среднем течении рек Немкиной и Кана в южной части Ангаро-Канской глыбы. Лишь в небольших массивах они проявляют отчетливое дискордантное залегание (р. Березовая, приток р. Немкиной).

Химический состав гранитоидов березовского комплекса, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Среднее
	1701-а	1332	1706	1713	1714	1701	85-3	1731	1739	1745	
SiO ₂	62,54	62,84	63,10	65,22	70,29	72,36	70,38	72,70	73,00	73,32	68,86
TiO ₂	0,47	0,33	0,73	0,67	0,17	0,13	0,33	Сл.	0,24	Сл.	0,31
Al ₂ O ₃	17,93	16,93	14,70	15,80	13,72	13,44	15,25	14,03	14,03	14,05	14,99
Fe ₂ O ₃	0,36	0,64	10,65	0,22	0,06	0,83	1,63	Сл.	Сл.	0,20	1,46
FeO	2,98	4,46	1,05	5,12	4,26	1,70	1,27	2,40	2,13	2,40	2,68
MnO	0,05	0,02	0,10	0,09	0,08	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05
MgO	0,90	1,80	2,64	2,52	1,01	1,01	0,60	0,40	0,61	0,30	1,18
CaO	0,42	1,14	0,84	2,82	1,83	1,12	1,12	0,84	1,13	1,55	1,24
Na ₂ O	2,70	1,75	1,50	2,64	2,64	2,96	2,28	2,10	2,50	2,50	2,36
K ₂ O	10,50	9,64	5,10	4,80	4,80	6,00	7,50	7,80	6,38	5,80	6,83
P ₂ O ₅	0,165	0,35	0,08	0,069	0,069	0,124	0,085	0,15	0,073	—	0,12
H ₂ O	—	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03
П. п. п.	0,35	0,35	Сл.	0,95	0,47	0,06	0,35	0,31	0,78	0,27	0,39
Сум- ма	99,36	100,51	100,49	100,92	99,40	99,75	100,83	100,76	100,90	100,42	100,50

Примечание. 1, 2 — пегматоидные выпоты в гранатовых гранитах: 1 — р. Немкина, среднее течение; 2 — р. Енисей в р-не Казачинского порога; 3—10 — граниты гранатовые: 3 — р. Немкина, р-н устья вл. Ольховского; 4, 5 — там же, р-н устья р. Бол. Березовой; 6 — там же, Березовский массив; 7 — р. Енисей, р-н Казачинского порога; 8—10 — р. Немкина, Березовский массив.

Цвет гранитов розовато-желтый, структуры гранобластические. Состоят они (%) из кварца (30—35), ортоклаза (40—50), олигоклаза № 25—35 (до 15), биотита и граната (до 8), магнетита, рутила, монацита, циркона и апатита. В отдельных случаях встречаются единичные зерна кордиерита и силлиманита. Ортоклаз представлен тонким пертитом с углом оптических осей $-2V = 68-74^\circ$. В олигоклазе, как и в плагиоклазах всех архейских гранитоидов региона, широко развиты антипертитовые вроски. Биотит высокожелезистый, гранат не отличается от гранатов чарнокитоидов.

По химизму ортоклаз-биотитовые граниты близки к чарнокитам кузеевского комплекса, отличаются несколько пониженным содержанием железа, кальция и повышенным — окиси калия (табл. 6). По содержанию аксессуарных элементов они близки к чарнокитоидам (см. табл. 5), т. е. характеризуются пониженными значениями лития, цезия, бериллия и повышенными — скандия, иттрия, циркония и ниобия. Следует отметить, что в отличие от чарнокитов содержание рубидия в них приближается к среднему для кислых пород литосферы (по А. П. Виноградову).

Возраст комплекса как архейский принимается на основании следующих данных: 1) ортоклазовые граниты Березовского массива прорывают чарнокиты, 2) нижнепротерозойские микроклиновые граниты Таракского массива прорывают ортоклазовые граниты березовского комплекса (р. Немкина в районе устья Тарки).

В дальнейшем комплекс может быть подразделен с выделением автохтонных и аллохтонных разностей.

Условия формирования архейских гранитоидов

Полученные данные подтверждают представления о чарнокитах Енисейского кряжа как о породах, образованных в результате гранитизации архейских метаморфитов гранулитовой фации. Широкое развитие метасоматических процессов на начальных этапах чарнокитизации устанавливается по постоянно наблюдаемому замещению плагиоклазов калишпатом (антипертиты замещения), проходящему при низком парциальном давлении воды. Этим определяются «сухость» образующихся чарнокитов, отсутствие воздействия их на вмещающие породы и т. д. Дальнейшее развитие ультраметаморфических процессов ведет к появлению межгранулярных «пленок» калиевого полевого шпата и росту самостоятельных его зерен. Одновременно с замещением плагиоклаза происходит освобождение извести и окиси натрия, образуются мirmekиты и более кислый плагиоклаз. Перерастание ультраметаморфических процессов в магматические приводит к интрузии чарнокитов. Переход чарнокитов в магматическое состояние (кузеевский комплекс) фиксируется по появлению остропирамидального циркона среди аксессуарных минералов, тогда как в автохтонных чарнокитах богунаевского комплекса практически весь циркон представлен окатанными детритовыми зёрнами.

Температуры формирования чарнокитов по оценке парагенезов достигают 700°, а общее давление — 10—12 кбар [Маракушев, 1966].

Однако считать эти условия характерными для ультраабиссального уровня глубинности, как это обычно делается, было бы неправильным. Термодинамический режим архейского времени до сих пор определенно не установлен, поэтому сравнивать глубины гранитообразования архея и фанерозоя трудно. На это недавно обратил внимание В. М. Шемякин [Магматические формации..., 1980], а А. М. Усов еще в 30-х годах совершенно определенно считал чарнокиты гипабиссальными породами [Усов, 1960].

В настоящее время, когда материалы по архейскому магматизму СССР детально проанализированы В. М. Шемякиным, Ф. П. Митрофановым и др. [Магматические формации..., 1980], можно утверждать, что чарнокиты Енисейского кряжа отличаются от всех других высокой калиевоcтью. Происхождение их за счет гранитизации архейского субстрата безусловно, что позволяет относить их по генезису к первичнокоровым. Проявлений полезных ископаемых в связи с чарнокитами пока не установлено.

Протерозойский магматизм

Выше было показано, что протерозойские образования региона в значительной степени эродированы и гранитоиды этого времени представлены только наиболее глубинными фациями.

Таракский комплекс

Этот комплекс представлен одноименным массивом гранитов и является одним из наиболее изученных в регионе, а по обеспеченности радиометрическими датировками занимает едва ли не ведущее место в Советском Союзе.

Массив расположен в восточной части Ангаро-Канской глыбы, где образует согласное со структурой архейских пород вытянутое в северо-северо-западном направлении тело протяженностью около 100 км при ширине 10—20 км (см. рис. 1). Южная его часть срезается по р. Кан крупным субширотным разломом, отделяющим Енисейский-кряж от Рыбинской впадины. На западе массив прорывает гнейсы и кристаллические сланцы канской серии архея, на востоке трансгрессивно перекрывается вендской молассой. Доступная наблюдению площадь его превышает 1500 км². Породы массива не магнитны и в региональном плане выделяются полем отрицательных аномалий.

Впервые массив был детально описан Ю. А. Кузнецовым [1941], затем изучался в процессе геологической съемки и тематических работ Ю. И. Парфеновым и Е. К. Ковригиной. Большой фактический материал по массиву содержится в публикациях К. К. Жирова и др. [1960], К. К. Жирова и М. А. Урусовой [1962], В. М. Даценко и Л. В. Ли [1974], Л. В. Махлаевым и И. Д. Забиякой [1976] и др.

В массиве четко выделяются центральная зона микроклиновых биотитовых гранитов главной интрузивной фазы (р. Тарака), западная эндоконтактовая гранатовых гранитов (3—4 км) и западная экзоконтактовая шириной до 5 км, представляющая собой поле инъекционных гнейсов. Жильные породы представлены аплитами, пегматоидными гранитами и весьма своеобразными гигантозернистыми лейкогранитами с крупными (до 3—7 см) выделениями альмандина и более мелкого апатита (правый борт р. Кан на Комаровском пороге).

Граниты главной интрузивной фазы — порфировидные массивные породы светло- либо розовато-серой окраски. Порфировые выделения размером до 1,5×3 см, слагающие до 10—20% объема породы, представлены светло-серыми с перламутровым оттенком кристаллами микроклина (фото 6), с прекрасно выраженной микроклиновой решеткой и тонкими пертитовыми вростками альбита. Строение их зональное, зоны подчеркнуты мелкими округлыми включениями биотита, кварца и плагиоклаза. Основная масса среднезернистая, структура ее гранитовая, аллотриоморфнозернистая, или бластогранитная (фото 7). Состав (%): кварц (30—

35), плагиоклаз (25—30), микроклин (10—15), биотит (до 10), мirmekит (2—5). Вторичные минералы представлены мусковитом, хлоритом, серицитом, акцессорные — апатитом, цирконом, монацитом, гранатом (альмандином), ильменитом, анатазом, флюоритом, муассонитом и др. (см. табл. 24). Магнетит практически отсутствует, встречается лишь в контаминированных разностях.

Микроклин содержит до 15 мол. % альбита, отличается высокой упорядоченностью ($\Delta p = 1$), $-2V = 85-90^\circ$. Образование порфировидных обособлений этого минерала связано с процессами собирательной аутометасоматической перекристаллизации. Плагиоклаз представлен либо кислым (№ 10—15), либо основным олигоклазом (№ 25—28) и даже олигоклаз-андезином. Зерна его (особенно в центральной части) интенсивно серицитизированы, по периферии их в отдельных случаях наблюдается узкая альбитовая каемка. Биотит также изменен и в основном замещен хлоритом, железистость его достигает 55—65 мол. %.

Из акцессорных минералов особо следует остановиться на монаците и цирконе. Оба минерала стойки в процессах выветривания и в благоприятных условиях могли бы иметь повышенные содержания. Количество монацита в гранитах главной фазы составляет примерно 60 г/т, что ниже, чем в чарнокитах Кузеевского комплекса. Однако условия рельефа и характер речных долин таковы, что надеяться на образование повышенных значений здесь нельзя. В отличие от монацита чарнокитоидов в таракских гранитах он представлен зернами неправильной формы или таблитчатыми кристаллами медово-желтого, кремового (прозрачный) или светло-бурого (матовый) с красным оттенком цвета. Характерно отсутствие сфена и ортита (кальцийсодержащих минералов — антагонистов монацита), что указывает на прямую связь монацита с условиями становления рассматриваемых гранитов. Ранее монацит таракских гранитов описывался Ю. А. Кузнецовым [1941] и М. И. Волобуевым и др. [Жиров и др., 1960]. Последняя работа является единственной этого коллектива, где акцессорные минералы, по которым произведено радиометрическое датирование, удостоены хотя бы краткого описания.

Циркон в таракских гранитах представлен преимущественно бурыми полупрозрачными кристаллами, образованными комбинацией призм и дипирамид с угнетенными вершинами и «сглаженными» ребрами. Грани кристаллов матовые, несколько корродированные, удлинение 1 : 2—1 : 2,5 [Даценко и др., 1975]. Кроме того, присутствует целая гамма корродированных кристаллов циркона (рис. 4), детально описанных И. Д. Забиякой [Махлаев, Забияка, 1976]. Исходя из представлений В. В. Ляховича [1963] и других, можно утверждать, что значительная часть циркона гранитов главной фазы Таракского массива сформирована из магматического расплава.

Роль ксеногенных зерен циркона возрастает лишь в гранатовых гранитах западного эндоконтакта массива, которые мы рассматриваем как гибридные породы. Состоят они (%) из кварца

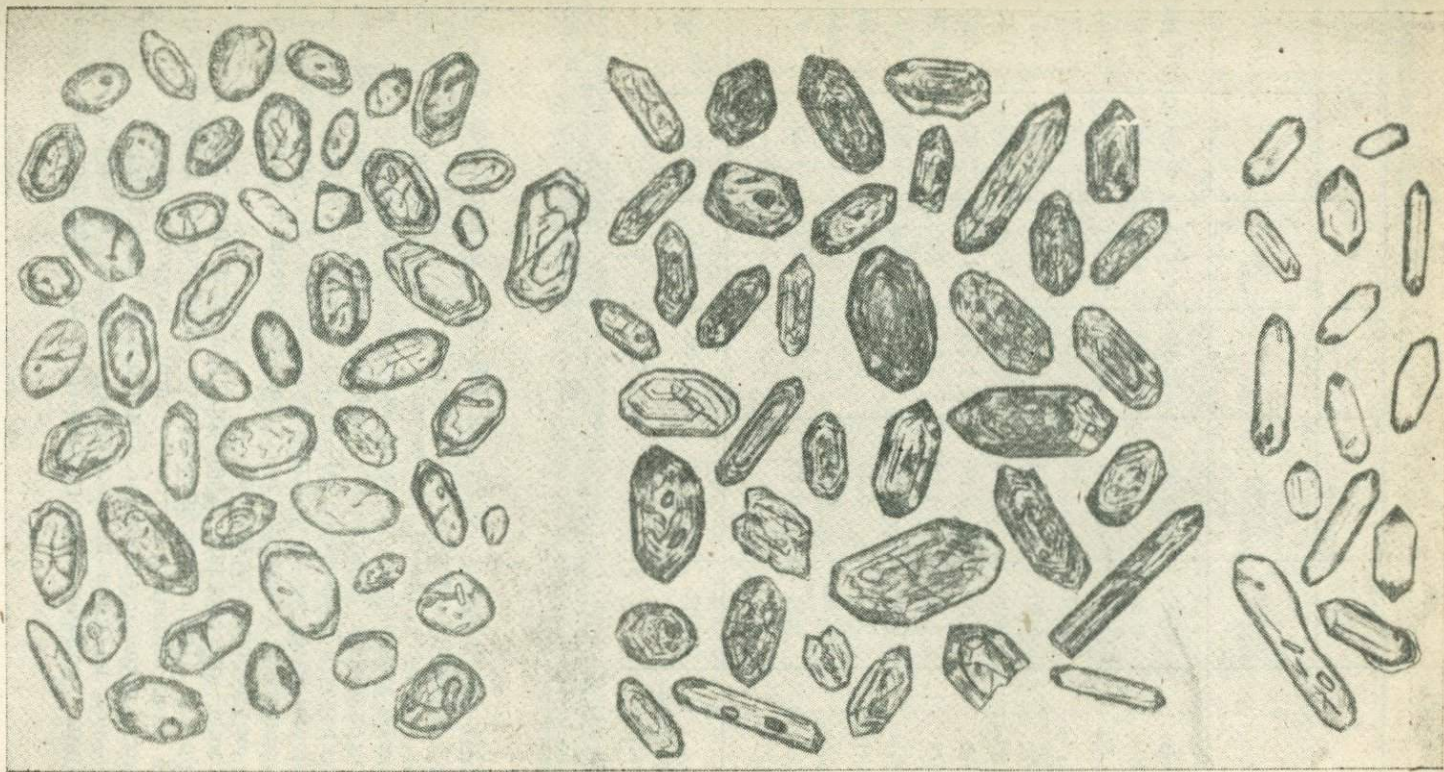


Рис. 4. Характерные разновидности циркона гранитоидов Таракского массива [Махлаев, Забияка, 1976].

Химические составы гранитоидов

Оксид	1	2	3	4	5	6
	1556	1566	1558	1560-2	1557	1563
SiO ₂	68,88	70,68	68,45	70,53	67,18	64,90
TiO ₂	0,24	0,36	0,60	0,36	0,62	0,60
Al ₂ O ₃	14,77	14,36	14,93	13,64	14,33	15,62
Fe ₂ O ₃	0,87	0,25	0,21	0,48	0,73	0,83
FeO	4,98	4,10	4,71	3,38	4,53	5,24
MnO	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	1,01	1,01	1,22	1,01	1,62	2,23
CaO	2,25	1,13	2,82	0,85	3,10	3,38
Na ₂ O	2,70	2,90	2,80	2,90	3,00	3,00
K ₂ O	3,34	5,20	3,24	5,37	3,00	2,66
P ₂ O ₅	0,025	0,012	0,204	0,05	0,099	0,186
П. п. п.	0,57	0,45	0,88	1,07	1,37	1,34
H ₂ O	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	99,68	100,51	100,09	99,68	99,62	100,03
Распространенность, %	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — гранит гранатовый, р. Кан, западный эндоконтакт мас правый борт р. Кан, Комаровский порог; 4 — то же, р. Тарана у пос. Таежный; 5 — гра водораздел истоков Казачьей и Потанчета; 8 — гранито-гнейс западного экзоконтакта пространности пород.

(20—25), плагиоклаза № 25—32 (18—25), микроклина (10—20), биотита с железистостью 55—58 мол. % (10—15), кордиерита (5—12), граната (3—8), вторичных и аксессуарных минералов. Последние аналогичны таковым из порфировидных гранитов главной интрузивной фазы за исключением магнетита, который здесь присутствует в количестве 70—80 г/т. Текстуры пород такситовые и гнейсовидные, характеризуются скоплениями биотитизированного граната и хлоритизированного кордиерита, Структуры grano- и порфиробластические.

Химические составы таракских гранитов приведены в табл. 7 и на рис. 5. Порфировидные биотитовые граниты главной интрузивной фазы близки к плутоническому «водному» типу и характеризуются пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием окиси калия и пониженным — железа, магния и кальция. По данным количественного спектрального анализа, они близки

Таракского массива, вес. %

7	8	Средние составы с учетом данных Ю. А. Кузнецова, Е. К. Ковригиной, Л. В. Махлаева и автора					
		Гранодиорит (12)	Гранит гранатовый (3)	Адамеллит (3)	Гранит порфировидный (14)	Гранит аплитовидный (2)	Среднее (34)
1570	25						
69,88	65,78	67,74	68,24	68,69	71,46	74,53	69,12
0,36	0,82	0,50	0,37	0,50	0,32	0,01	0,39
15,98	16,51	15,13	14,73	14,06	13,88	12,35	14,48
0,39	1,54	0,60	2,15	0,81	0,96	1,25	1,16
1,95	6,10	4,25	3,84	4,48	2,58	1,50	3,54
0,04	0,07	0,04	0,08	0,04	0,04	0,02	0,04
0,61	2,83	1,47	1,19	1,25	0,69	0,31	1,09
7,05	1,69	2,44	1,80	3,04	1,20	1,02	1,85
2,90	2,10	2,46	3,03	2,60	2,93	2,35	2,85
0,61	2,78	4,10	3,93	3,75	5,06	5,51	4,26
0,08	0,055	0,90	0,06	—	0,10	0,07	0,44
0,49	0,72	0,75	0,63	—	0,56	0,16	0,20
—	—	0,49	0,18	0,69	0,24	0,26	0,42
100,34	100,99	100,87	100,23	99,91	100,02	99,34	99,84
—	—	29	21	5	43	2	100

сива; 2 — то же, левый борт р. Потанчет, 12 км выше устья; 3 — гранит порфировидный, лодкорит, р. Кан, Комаровский порог; 6 — то же, р. Казачья, 9 км от устья; 7 — гранит, массива, р. Казачья, 4 км от устья. Подсчет среднего состава произведен с учетом рас-

к средним типам кислых пород литосферы, отличаясь несколько повышенной ролью ванадия, свинца и скандия при пониженной — стронция, бария, лития, цезия, бериллия, иттрия и циркония (табл. 8). Пересчеты петрогеохимических данных, произведенные по методу Н. Н. Амшинского [1973], показали, что таракские граниты являются наиболее глубинными среди гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы [Даденко, 1976]. Это подтверждается и петрографически: наряду с мirmekитом, типичным для гигабассального уровня гранитообразования, здесь в гранитах появляется «капельный» кварц, характерный, по данным Г. Б. Ферштатера и Н. С. Бородиной [1975], уже для более глубокого уровня.

По сравнению с биотитовыми гранитами главной интрузивной фазы в гранодиоритах резко возрастает содержание элементов группы железа, олова, лития и ниобия, но снижается свинца,

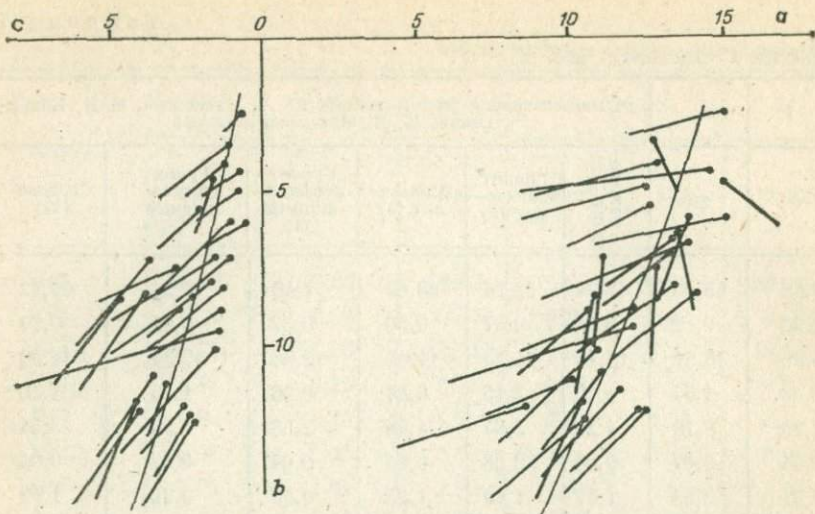


Рис. 5. Диаграмма химических составов гранитоидов (по А. Н. Заварицкому) Тараского массива.

циркония и лантана. В гранатовых гранитах заметно увеличение содержания молибдена, лития, скандия, иттрия, иттербия и ниобия (см. табл. 8).

Ранее геохимические исследования Тараского массива проводили К. К. Жиров и М. А. Урусова [1962], которые на основании

Таблица 8

Содержание акцессорных элементов в гранитоидах Тараского массива, $n \cdot 10^{-4} \%$

Элемент	Эндоконтактные породы		Главная фаза	Элемент	Эндоконтактные породы		Главная фаза
	Гранит гранатовый (3)	Гранодиорит (2)			Гранит порфирированный (3)	Гранит гранатовый (3)	
V	31	225	96	Cs	3,3	3,0	Сл.
Co	5,5	13,5	7,6	Be	Сл.	5	»
Ni	5,5	20,3	11,0	Sc	42	15	9,5
Ga	15,5	26	22	Y	58	14	11
Sr	160	210	155	Yb	8,1	1,6	1,2
Ba	540	375	435	Zr	108	57	140
Pb	39	26,5	35,0	Nb	5	5,2	Сл.
Mo	10	2	2,2	La	61	40	63
Sn	4	10	5,0	Th	25	Не опр.	Не опр.
Li	37	36	14	U	2,7	»	»
Rb	174	225	232				

анализа распределения щелочей в гранитоидах пришли к выводу об их анатектической природе. Эти выводы были использованы О. Д. Ставровым [1978], считающим Таракский массив одним из эталонов анатектических гранитов Советского Союза.

Однако упомянутые авторы полагают, что «метасоматический процесс, по-видимому, является определяющим геохимическую специфику пород массива» [Жиров, Урусова, 1962, с. 112]. С этим нельзя согласиться, поскольку признание таракских гранитов анатектическими указывает на прохождение ими стадии расплавления, при котором неминуемо выравнивается состав и «стираются» результаты избирательных метасоматических процессов. Кроме того, К. К. Жиров и М. А. Урусова считают, что образование порфиробластов микроклина более чем на 700 млн. лет оторвано от становления самих гранитов, хотя приводимые ими близкие отношения K/Rb в порфиробластах микроклина (210) и гранитах (218, без учета данных «ураганной» пробы № 1043) не подтверждают таких представлений.

Имеется еще одна парадоксальная точка зрения Л. В. Махлаева [Махлаев, Забияка, 1976], заключающаяся в том, что таракские граниты вообще не проходили магматическую стадию, а формировались в результате метасоматоза в архее («протаракские граниты») и наложенной мигматизации и фельдшпатизации в связи с байкальским орогенезом в рифее. Представление о «двух-этапном» становлении массива не согласуется с фактическими данными и не может объяснить конформность Таракского плутона, его зональность, развитие инъекционных гнейсов в экзоконтактовой и гибридных пород в эндоконтактовых зонах, широкое развитие жильных дифференциатов и автометасоматических процессов (в частности, автометасоматический порфиробластез). Процессы байкальского орогенеза безусловно отразились на протерозойских таракских гранитах, но считать время становления его рифейским нет никаких оснований. Например, отложение кембрия, метаморфизованные в девонское время, не считаются девонскими, тогда как по отношению к истории магматических пород операции такого рода не столь уж редки.

Приведенный фактический материал позволяет считать таракские граниты магматическими, как это делал Ю. А. Кузнецов [1944], и сформированными (занявшими свой современный объем) в нижнепротерозойское время. В дальнейшем массив подвергался наложенным процессам, прорывался диабазами и т. д., что повлияло на слагающие его граниты, но не изменило их возраста. На магматический их генезис указывают прежде всего геологические данные: наличие зоны гибридных пород вокруг магматического ядра и ксенолитов вмещающих пород, конформная внутренняя тектоника, диафорическое, типичное для амфиболитовой фации контактовое воздействие на архейские кристаллические сланцы гранулитовой фации метаморфизма, жильная серия гранитов и пегматитов и др. О магматической природе гранитов свидетельствует также закономерное положение составов таракских гранитов

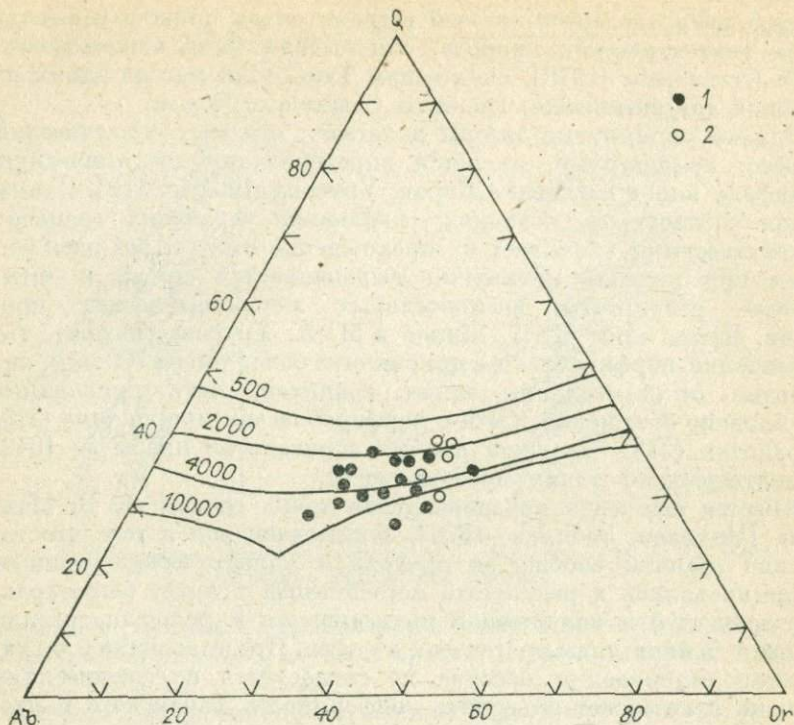


Рис. 6. Положение составов гранитоидов Таракского массива на тройной диаграмме системы $Ab-Or-Q$.

1 — граниты; 2 — жильные породы.

на тройной диаграмме $Ab-Or-Q$ (рис. 6), по которой устанавливается высокое водное давление порядка 4 кбар при их формировании. Вывод Л. В. Махлаева [Махлаев, Забияка, 1976] о бедности таракских гранитов летучими некорректен, поскольку массив глубоко эродирован, а летучие, как известно, концентрируются в апикальных частях гранитоидных плутонов. Правда, Л. В. Махлаев в своем описании неоднократно упоминает о кровле Таракского массива, но выше было показано, что кровля массива полностью эродирована и массив трансгрессивно перекрыт вендскими отложениями.

Граниты формировались при низком парциальном давлении кислорода, что вообще характерно для коровых гранитоидов. На это косвенно указывает отсутствие в них первично-магматического магнетита и развитие таких типичных для восстановительных условий минералов, как муассанит. По оценке, проведенной Е. К. Ковригиной по биотит-гранатовому термометру Л. Л. Перчука, температура формирования таракских гранитов достигала $700^{\circ}C$, что при давлении 4 кбар достаточно для полного их расплавления.

Перечисленные материалы позволяют относить описанный комплекс к гранитоидной формации.

Формирование рифейских гранитоидов связано с раннеорогенной (посольненский и тейский комплексы), инверсионной (татарско-аяхтинский и нижнеканский) и посторогенной стадиями байкальского тектоно-магматического цикла (гаревский, глушинский и заостровский).

Посольненский комплекс

Характерные для комплекса ареал-плутоны гнейсо-гранитов и окружающие их поля мигматитов образуют два протяженных пояса в зонах смятия, ориентированных в северо-северо-западном направлении согласно со структурами обрамления Сибирской платформы. Один из них, западный, выделяемый под названием Приенисейского и приуроченный к одноименной зоне смятия, имеет ширину 10—30 км и протягивается вдоль Енисея почти на 500 км от р. Посольной на юге до среднего течения р. Вороговки на севере. В купольных структурах внутри этого пояса обособляются Посольненский, Шумихинский, Ягодинский, Абакаловский, Чернореченский (западная часть), Колмогоровский, Нижнетисский, Летнинский, Полойский, Исаковский, Верхнекутукасский, Вороговский и ряд более мелких массивов (см. рис. 1). Восточный пояс приурочен к Татарской зоне смятия (центральная часть Енисейского кряжа) и протягивается от верховий р. Шилки на юге через р. Тасееву до р. Теи на севере, где на фоне мигматитов обособляется лишь один относительно крупный Тейский массив гнейсо-гранитов (см. рис. 1). Слагающие массивы гранитоиды относятся к формации мигматитов и гнейсо-гранитов амфиболитовой фации [Кузнецов, 1964]. Они являются изофациальными с вмещающими породами пенчегинской и кординской свит протерозоя и вызывают диафторез архейских пород канской серии. В стратиграфическом разрезе гнейсо-граниты не поднимаются выше низов сухопитской серии рифея, с породами которой они связаны постепенными переходами через мигматиты и очковые гнейсы. Массивы гнейсо-гранитов лишь условно можно назвать таковыми, поскольку в плане они представляют собой своеобразные «масляные пятна» гнейсо-гранитов среди вмещающих гранитизированных пород. Границы с ними мы проводим по появлению гранитного материала (лейкосомы) в составе субстрата в количестве более 55—65%. Залегание их всегда автохтонное, развитие локально-площадное, фиксирующее максимальное проявление гранитоидов в куполах, формирование которых связано с главной байкальской складчатостью. Глубина становления определяется как «более глубинная мезоабиссальная» [Даценко, 1976б], порядка 7—9 км.

Возраст комплекса считается ниже-среднерифейским (доинверсионным) по прорыву мигматит-гранитами сухопитской серии. Сами мигматиты и гнейсо-граниты прорываются порфировидными

биотитовыми гранитами сининверсионного татарско-ахтинского комплекса. Галька мигматит-гранитов содержится в базальных горизонтах орогенных формаций Заангарья (около 700 млн. лет), что можно наблюдать в районе северного контакта Тейского массива. По данным А. В. Благодатского [Благодатский и др., 1980] на р. Тасеевой мигматит-граниты посольненского комплекса попадают в гальку отложений тунгусикской серии (800—900 млн. лет). Радиологический возраст гнейсо-гранитов Заангарья составляет 950 ± 50 млн. лет [Волобуев и др., 1962].

Наиболее изучен **Посольненский** мигматито-плутон, расположенный в бассейне одноименной реки в Ангаро-Канской части Енисейского края. Он имеет овальную в плане форму и вытянут в меридиональном направлении согласно со структурой антиклинали, ядро которой сложено архейскими метаморфитами канской серии, а крылья — протерозойскими породами веснинской серии. Породы плутона высокомагнитны, и в региональном плане он выделяется положительными аномалиями. Площадь его несколько превышает 150 км^2 . Плутон окружен серией мелких интрузивных сателлитов (Екатерининский штук и др.). К северу и югу от него прослеживаются зоны мигматитов и очковых гнейсов с многочисленными телами пегматитов. Ширина контактовой зоны превышает 10 км. Внутри плутона выделяются останцы тугоплавких пород — амфиболитов и амфиболовых гнейсов, сохраняющих свое региональное субмеридиональное залегание. На остальной территории плутон сложен группирующимися в своеобразные полосы разными по зернистости и содержанию темноцветов автохтонными мигматит-гранитами, состав которых определяется особенностями подвергшегося гранитизации субстрата. Показательным в этом отношении является обнажение на правом берегу р. Посольной в 50 м ниже устья р. Верх. Горевой, для описания которого необходимы термины стратиграфии. Здесь у уреза воды вскрываются серые среднезернистые биотитовые гнейсо-граниты, по химизму соответствующие граносиенитам и сиенитам за счет широко проявленной микроклинизации. «Пачка» под углом 30° погружается на восток, видимая ее мощность составляет 1,2 м. Выше залегают розовые крупнозернистые несколько гнейсовидные субщелочные граниты (0,8 м), почти нацело лишённые слюд и содержащие вкрапления магнетита размером до 0,5 см, кристаллы которого образуют пунктирные полосы, параллельные контакту «слоев» в гранитоидах. Породы содержат также крупные до 1,5 см ромбовидные кристаллы медово-коричневого сфена. Еще выше обнажаются желтоватые мелкозернистые биотитовые гнейсо-граниты, по химизму соответствующие гранитам нормального ряда (0,6 м).

Приведенный пример показывает, что выделить в пределах плутона участки развития тех или иных гранитоидов трудно. С некоторой долей условности можно полагать, что ведущей разновидностью здесь являются микроклиновые порфиробластические нормального ряда (около 55% площади плутона) и субщелочные

магнетитовые гнейсо-граниты (примерно 20%). В подчиненном количестве присутствуют аляскиты и сиениты, жильная фаза представлена аплитами, а за пределами плутона — пегматитами. На долю гнейсов и амфиболитов субстрата приходится не менее 20% площади плутона.

Микроклиновые граниты — порфириовидные несколько гнейсовидные породы желтоватой окраски, порфиробластической с участками гранитовой, пойкилитовой или мирмекитовой структур, в целом производящих впечатление коррозионно-метасоматических (фото 8). Состоят они (%) из кварца и микроклина (по 26—28), плагиоклаза (до 30), биотита (5—10), магнетита (1—4) и аксессуарных минералов: мартита, сфена, рутила, ильменита, циркона, апатита, ортита, торита, граната, флюорита, пирита и др. (см. табл. 21). Микроклин отличается необычайной свежестью (фото 9), $\Delta p = 1,0$, $-2V = 75-80^\circ$. Большая его часть приходится на долю порфиробласт с отчетливыми следами разрастания за счет плагиоклаза и кварца, причем сохранившийся внутри зерен микроклина плагиоклаз почти всегда замещен мирмекитом. Плагиоклаз представлен серицитизированными и микровитизированными таблитчатыми кристаллами несдвоенного олигоклаза с вариациями состава от альбита до андезина. Очертания кристаллов зазубренные, они часто окружены каймой альбита. Кварц ксеноморфен и катаклазирован. Биотит плеохроирует в бурых (до черных) тонах, $f = 45-55$ мол. %, $Nm = 1,648-1,652$, часто замещен агрегатом хлорита, кварца и магнетита. Циркон трещиноват, грани его корродированы и зачастую несут следы штриховки, ребра призм и пирамид сглажены, внутри отмечаются включения черного минерала. По окраске различаются розовые (полупрозрачные и прозрачные), светло-бурые, бурые и бесцветные разновидности. Преобладающее удлинение 1 : 2. Встречаются сложные кристаллы с угнетенными призмами II рода, реже остропирамидальные цирконы. Очевидно, большая часть цирконов посольненских гранитов является детритовой [Забияка, 1974; Даценко и др., 1975].

В субщелочных гранитах содержание кварца снижается до 15—17%, тогда как количество микроклина возрастает до 50%. Темноцветные минералы представлены биотитом и гастингситовой роговой обманкой (2—6%). Аксессуарные минералы в них наиболее разнообразны (см. табл. 21).

Сиениты встречаются, как правило, на контакте с амфиболитами. Содержание плагиоклаза (№ 24—33) в них возрастает до 50%, темноцветных минералов — до 15%, появляется альбит. Из аксессуарных минералов они содержат (г/т): магнетит (до 30 000), апатит (5000), ильменит (2300), циркон (1600), сфен (800) и пирит (400). В единичных зернах встречаются лимонит, рутил, ортит, торит и др.

По химизму микроклиновые порфиробластические гнейсо-граниты близки гранитам нормального ряда. Это пересыщенные глиноземом породы с пониженным (по сравнению со средним гра-

нитом Р. Дэли) содержанием магнезии и незначительным преобладанием калия над натрием в составе щелочей. Данные породы определяют и средний химический тип гранитов комплекса, для которого в целом характерны значительные вариации состава (табл. 9). Последнее обстоятельство связано с особенностями формирования пород и является результатом разной степени трансформации субстрата при развитии метасоматических гранитизирующих процессов. В пользу их свидетельствуют: унаследованность текстур, структур, а в отдельных случаях и состава субстрата («пачки» магнетитсодержащих гранитов Посольненского плутона трассируют положение замещенных джеспелитоподобных пород веснинской серии), неравновесность возникающих минеральных ассоциаций, широкое развитие детритового циркона, невыдержанность минеральных и химических составов гранитоидов, положение их в ядрах полиметаморфических зональных комплексов (байкалиды) либо в зонах глубинных разломов среди добайкальских кристаллических пород и т. д. В обоих случаях для гранитоидов характерны сланцеватые текстуры (фото 10), а также бластические и катакластические структуры, свидетельствующие о формировании гранитоидов в условиях дифференциальных движений. Основные особенности ультраметаморфических гранитов региона были установлены Ю. А. Кузнецовым [1941, 1944, 1964], петрографические критерии отличия их от магматических гранитов на примере анализа гранитоидов верхних рек Кутукаса и Вороговки приведены нами [Даценко, 1968], особая роль купольных структур в размещении мигматит-плутонов показана М. Н. Белянкиной [1969].

Гнейсо-граниты Заангарья (тейский комплекс) по облику, составу и структурному положению чрезвычайно близки к посольненским, от которых лишь незначительно отличаются более широким развитием мусковита и турмалина (шерла), а в петрохимическом отношении — несколько меньшим содержанием Na в составе щелочей (наши данные [Корнев и др., 1974]).

В акцессорных элементах мигматит-гранитов обращает на себя внимание повышенное содержание стронция, бария, циркония, лантана, скандия, свинца, олова и тория, тогда как количество редких щелочей, бериллия, иттрия и иттербия уступает кларковым (табл. 10). Сравнение глубины формирования гранитоидных массивов по распределению элементов нис- и восходящей групп миграций [Амшинский, 1973] показало, что становление посольненских гранитов происходило в условиях, переходных от мезоабиссальных к абиссальным, т. е. на меньшей глубине, чем таракских гранитов протерозоя [Даценко, 1976б]. Это хорошо согласуется с геологическими данными, поскольку с посольненскими и тейскими гранитоидами связаны слюдо- и редкометаллоносные пегматиты региона, глубина становления которых обычно превышает 6 км.

Представление об ультраметаморфической природе гранитоидов посольненского комплекса подтверждается и положением их

Химический состав гранитоидов посольненского и тейского комплексов, вес. %

Оксиды	Посольненский										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	1616	1621	1622	1623	1627	1628	М-61-2	М-61-5	М-62-1	1617-а	М-71
SiO ₂	70,70	73,40	67,40	67,0	57,60	74,30	67,17	58,42	58,95	59,70	66,29
TiO ₂	0,12	0,18	0,71	0,42	0,88	0,08	0,20	0,96	0,87	0,92	0,41
Al ₂ O ₃	14,48	13,28	15,42	14,88	17,75	12,55	15,25	17,59	19,38	17,75	16,96
Fe ₂ O ₃	0,67	0,67	2,19	2,03	3,26	0,50	3,24	2,45	1,94	2,61	1,00
FeO	2,27	2,27	2,34	2,48	3,98	1,56	3,69	4,40	3,13	3,83	3,27
MnO	0,04	0,16	0,14	0,08	0,16	0,18	0,06	0,13	0,07	0,16	0,11
MgO	0,20	0,32	1,22	1,61	0,20	0,20	0,20	2,00	1,10	1,61	0,80
CaO	1,42	0,39	1,41	1,41	5,35	0,84	2,78	2,78	4,73	3,10	1,39
Na ₂ O	3,66	4,30	3,92	4,62	6,00	2,70	4,92	5,46	6,77	5,36	4,54
K ₂ O	5,50	5,20	5,50	5,10	4,90	5,70	2,11	4,69	2,36	5,10	4,96
P ₂ O ₅	0,08	0,048	0,144	0,25	0,68	0,048	0,041	0,57	0,417	0,444	0,231
П. п. п.	—	—	0,50	0,15	—	—	0,06	0,29	0,69	0,10	—
Сумма	99,14	100,22	100,59	100,03	100,76	98,66	99,72	99,74	100,41	100,68	99,96

фигуративных точек на тройной диаграмме Ab — Or — Q (рис. 7), резко отличающимся от обычного для пород магматического генезиса. Анализ диаграммы указывает на высокое гидростатическое давление, развивающееся в процессе калиевого метасоматоза, *PT*-условия которого вплотную приближались к магматическим ($P_{H_2O} = 4 - 10$ кбар, $T = 680^\circ$). Известно, что с ростом гидростатического давления гранитные составы обедняются кварцем, появляются породы, близкие к сиенитам, что и наблюдается в Посольненском плутоне. Процессы метасоматической гранитизации в отдельных случаях перерастали в селективное плавление субстрата с образованием эвтектоидных гранитов, которыми сложены отдельные мелкие с секущими контактами тела в пределах Посольненского, Тейского и других мигматит-плутонов.

Многие стороны петрологии и особенно металлогении ультраметагенных гранитов региона еще не изучены. Судя по всему, мигматит-граниты в истории байкалид занимают положение, свойственное тоналит-гранодиоритовым и монцонит-сиенитовым формациям фанерозойских геосинклиналей. В связи с мигматит-гранитами установлены акцессорные проявления бериллия, намечается связь их с вольфрамовым и золотым оруденением.

Описание	Посольненский										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
	М-64-1	1625	М-61-3	М-65	М-68	1615	М-67-2	М-67-3	1629	1618	1761
SiO ₂	66,72	67,14	68,44	69,98	71,08	70,40	74,53	74,84	72,50	74,80	75,56
TiO ₂	0,65	0,42	0,25	0,35	0,30	0,25	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	15,70	15,42	13,83	15,07	15,07	14,70	13,46	12,92	14,34	13,09	14,11
Fe ₂ O ₃	1,47	1,39	2,59	0,35	0,69	0,51	0,34	0,17	0,66	0,37	0,37
FeO	2,41	2,63	2,98	2,84	2,12	2,84	1,13	1,28	1,56	1,97	1,04
MnO	0,06	0,08	0,06	0,05	0,07	0,08	0,05	0,04	0,14	0,14	0,01
MgO	0,70	1,0	0,20	0,40	0,71	0,60	0,20	0,10	0,40	0,01	0,11
CaO	2,22	1,27	0,27	1,67	2,67	1,97	1,25	0,97	1,41	0,83	1,76
Na ₂ O	4,07	4,41	2,66	4,22	4,20	4,30	3,60	3,48	3,74	3,50	4,81
K ₂ O	5,14	5,15	7,98	5,01	3,06	3,20	4,78	5,11	5,20	5,70	1,83
P ₂ O ₅	0,186	0,208	0,032	0,17	0,128	0,108	0,05	0,062	0,103	0,08	0,02
П. п. п.	0,28	—	—	—	—	—	0,02	0,02	0,05	—	0,34
С у м - м а	99,61	99,12	99,29	100,11	100,10	98,96	99,53	99,11	100,22	100,61	100,08

Примечание. 1 — гранит субщелочной крупнозернистый, устье Верх. Горы; 3 — то же, мелкозернистый, р-н устья кл. Американского; 4 — то же, крупнозернистый; Горевой; 6 — аляскит, р. Посольная в р-не устья Сред. Горевой; 7 — адамантит, р. По- ниже устья Сред. Горевой; 10 — то же, р. Посольная, устье Верх. Горевой; 11 — то же, сольная, 1 км ниже устья Сред. Горевой; 13 — то же, вершина Верх. Горевой; 14 — то Сред. Горевой; 16 — гранит, там же; 17 — то же, р. Посольная, устье Верх. Горевой; р. Енисей, 3 км выше устья Посольной; 21 — аплит, водораздел Сред. и Верх. Горевых; р. Гаревка выше устья р. Полой; 24 — то же, р. Черная; 25 — то же, р. Гаревка, 2 км лой; 27 — кварцитовидный гранит, там же; 28 — гнейсо-гранит, р. Гаревка, устье р. По массива; 30 — гранит гнейсовидный, р. Енисей против дер. Колмогорова; 31 — гранит сей в р-не дер. Абалаково; 33 — гнейсо-гранит, там же (пробы с индексом «М» — из кол пород комплекса (%): граниты нормального ряда (60), гранодиориты (13), граниты суб нордмаркиты (2). При подсчетах помимо авторских использованы данные Е. К. Коври тина, Ю. А. Кузнецова, Л. В. Махлаева, А. К. Мейстера, А. Д. Ножкина, Ю. А. Озер

Татарско-аяхтинский комплекс

Вероятно, наибольший интерес в регионе представляют гранитоиды ряда массивов, приуроченных к антиклинальным структурам байкалит, становление которых совершенно определенно связано с инверсией геосинклинального режима. В Енисейском кряже с этими гранитами связывается золотое и редкометальное оруденение. Слагаемая ими площадь превышает 3000 км², площадь отдельных массивов колеблется от 200 до 1200 км². Они объединяются в татарско-аяхтинский комплекс, к которому относятся Татарский, Аяхтинский, Чиримбинский, Каламинский, Гурахинский, Томповский, Подголечный, Рязановский и другие

Полойский						Черво- ченский	Колмогоров- ский		Абалаковский		Среднее (175 анали- зов)
23	24	25	26	27	28		29	30	31	32	
1503	1507	1513	1506	1530	1504	1550	691	692	1333-2	1333-2а	
71,97	73,17	70,69	72,25	76,15	70,23	72,80	71,82	72,74	71,52	72,21	71,94
0,26	Сл.	0,22	0,20	0,15	0,48	0,25	0,07	0,14	0,46	0,48	0,26
12,98	13,01	13,00	12,51	11,76	13,90	13,53	14,54	13,11	13,89	13,77	13,85
0,77	1,25	0,28	0,62	0,37	1,06	1,20	0,88	1,40	0,38	0,55	1,09
3,24	2,21	4,71	4,14	2,92	2,58	1,41	1,30	1,38	2,50	2,34	2,00
Сл.	0,10	0,01	—	0,1	0,04	0,10	0,01	0,01	Сл.	0,04	0,06
0,76	0,14	0,24	0,09	0,18	0,26	0,25	—	0,20	1,02	0,88	0,53
0,93	0,73	0,86	1,20	0,26	1,50	1,10	1,39	1,11	1,00	1,09	1,23
3,70	3,57	3,43	2,56	2,69	2,83	2,40	2,90	2,36	2,22	2,63	3,09
4,21	5,18	4,81	4,99	4,45	5,90	6,15	6,14	6,75	5,42	5,18	4,72
0,46	0,32	0,37	0,49	0,57	0,15	0,10	0,11	0,07	0,15	0,18	0,09
1,18	0,77	1,15	0,87	0,73	0,95	0,65	0,79	0,73	0,99	0,84	0,82
100,46	100,45	99,77	99,92	100,33	99,88	99,94	99,95	100,00	99,55	100,19	99,68

ревой; 2 — то же, среднезернистый, Сред. Горевой, 0,5 км выше кл. Американского; 5 — сенигитоподобная порода на контакте гранитов и амфиболитов, среднее течение Верх. соляная в р-не устья Верх. Горевой; 8 — сенигит, там же; 9 — то же, р. Посольная, 0,5 км р. Посольная, между р. Островной и Верх. Горевой; 12 — гранит субщелочной, р. Поже, пегматоидный, р-н устья Верх. Горевой; 15 — то же, р. Посольная, 2 км ниже устья 18 — аляскит, р. Посольная, западный эндоконтакт массива; 19 — то же; 20 — то же, 22 — гранит альбитизированный, р-н прииска Екатеринбургский; 23 — гнейсо-гранит, ниже устья Полоя; 26 — вершина ключа, впадающего в р. Гаревку против устья р. Полой; 29 — гранит порфиробластический, разгнейсованный, р. Енисей, средняя часть пегматоидный, там же; 32 — гранит порфиробластический катаклазированный, р. Енилекции Л. В. Махлаева). Среднее содержание определено с учетом распространенности щелочного ряда (10), аляскиты (5), кварцевые диориты (4), адамантиты и сенигиты (по 3), гниной, И. Л. Комова, И. К. Кокодазева, Т. Я. Корнева, Ф. П. Кренделева, В. Н. Крисского, С. Г. Петрова, Е. В. Покровского, И. С. Туркина, В. М. Чайки и др.

более мелкие массивы (см. рис. 1). Крупные плутоны характеризуются конформностью по отношению к складчатым структурам байкалид, а мелкие — дискордантностью. Слагающие массивы гранитоиды не магнитны, в гравитационном поле они выделяются отрицательными аномалиями. Глубина залегания их нижних кромок не превышает 3—6 км.

Гранитоиды комплекса прорывают рифейские миогеосинклинальные отложения, контактное воздействие их проявляется в зонах шириной до 3—5 км в крупных массивах, а в более мелких не превышает нескольких сотен метров. Характерно развитие типичных антистрессовых минералов — андалузита и кордиерита, чего не наблюдалось вокруг плутонов мигматит-гранитов тейско-

Содержание аксессуарных элементов в гранитоидах посольненского комплекса, $n \cdot 10^{-4} \%$

Элемент	Массив, порода							
	Посольненский				Абала-ковский	Черноре-ченский	Полой-ский	Колмого-ровский
	Гнейсо-гранит (2)	Гранит субщелоч-ной (6)	Аляскит (1)	Сиегит (2)				
					(2)	(2)	(6)	(2)
V	120	28	15	102	29	18	11,8	1,4
Co	4,4	3	1	8	5,7	3,7	2,6	3,2
Ni	4	66,5	2,6	5,4	8,8	7,9	4,5	5,5
Ga	24	26	26	23	23	33	39	17
Sr	800	625	320	1350	115	150	128	360
Ba	720	971	490	1300	365	580	349	1350
Pb	31	33	29	22	48	36	51	74
Mo	1,4	1,1	Сл.	Сл.	—	—	0,7	0,9
Sn	8,9	7	3,4	7	10,6	15	13,2	8
Li	16	7,3	—	14	58	30	21,5	16,5
Rb	90	189	225	92	92	255	213	172
Cs	—	—	—	—	10	6	3,6	Сл.
Be	Сл.	0,5	Сл.	2,1	1	3,5	3,5	1
Sc	7,1	3,5	—	10	6,3	14	4,9	Сл.
Y	13	15	Сл.	24	26	65	60	1,7
Yb	1,8	2,2	1	4,1	4,4	11	12	Сл.
Zr	81	237	48	1010	190	140	209	42
Nb	Сл.	11	Сл.	42	21	13	16,1	10
La	22	269	8	195	42	83	68	17
U	2,1	2,0	4,0	3,1	4,5	5	3,6	Не опр.

го комплекса: типоморфным минералом экзоконтактовых зон здесь является дистен.

Массивы комплекса сложены преимущественно порфировидными плагиоклаз-микроклиновыми биотитовыми гранитами нормального ряда. Вопрос о генезисе встречающихся в их пределах габбро и диоритов не решен. Некоторые исследователи включают их в состав первой фазы становления комплекса [Петров, Решетова, 1967], а другие относят к гибридным породам [Даценко, 1976а]. Вопросы механизма формирования плутонов до настоящего времени почти не рассматривались. Новые данные, полу-

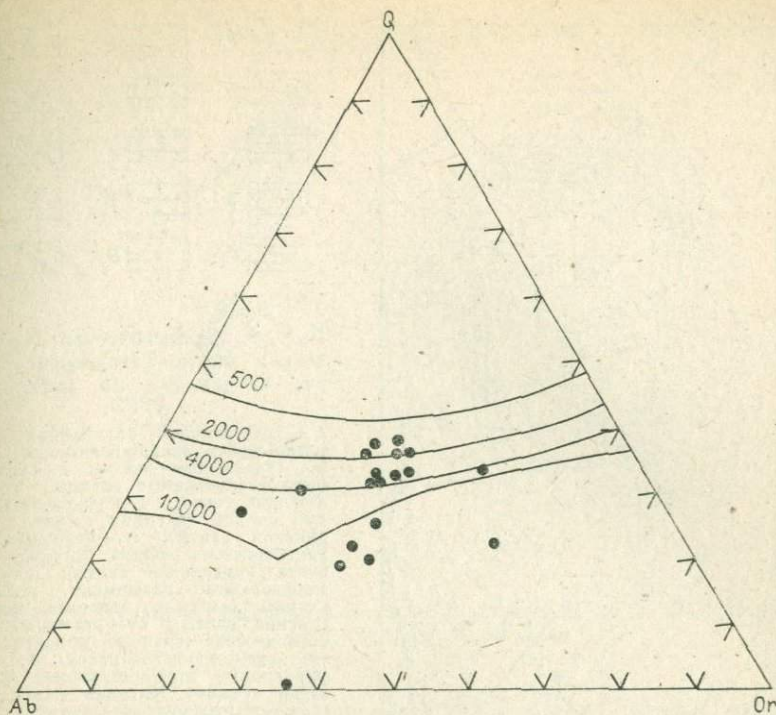


Рис. 7. Положение составов гранитоидов Посольненского массива на тройной диаграмме системы Ab—Or—Q.

ченные при изучении ведущих массивов комплекса, позволяют в определенной мере осветить эти пробелы.

Татарский массив, расположенный в пределах Центрального антиклинория Енисейского кряжа (см. рис. 1, № 33), занимает площадь около 180 км². Он приурочен к куполообразному поднятию, форма его в плане овальная, согласная со структурой вмещающих пород карбонатно-сланцевой пенчenginской свиты, подчеркнутой размещением пластовых тел догранитных амфиболитов индиглинского комплекса (рис. 8). Останцы кровли, приуроченные к пологому ее погружению в бассейне р. Баламутихи, сложены породами сухопитской серии рифея. Таким образом, массив приурочен к границе зон амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма. Контактное воздействие гранитоидов заключается в скарнировании карбонатных пород протерозоя, ороговиковании рифейских сланцев и трансформации амфиболитов в породы габбрового облика.

Массив сформирован порфирированными микроклиновыми гранитами, гранодиоритами, адамеллитами (главная интрузивная фаза), лейкогранитами (вторая фаза). Преобладающими породами являются крупнозернистые порфирированные граниты (82% пло-

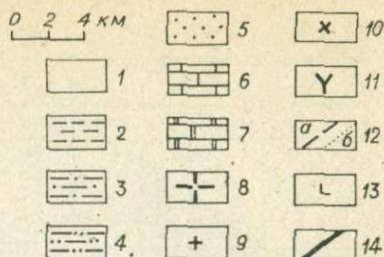
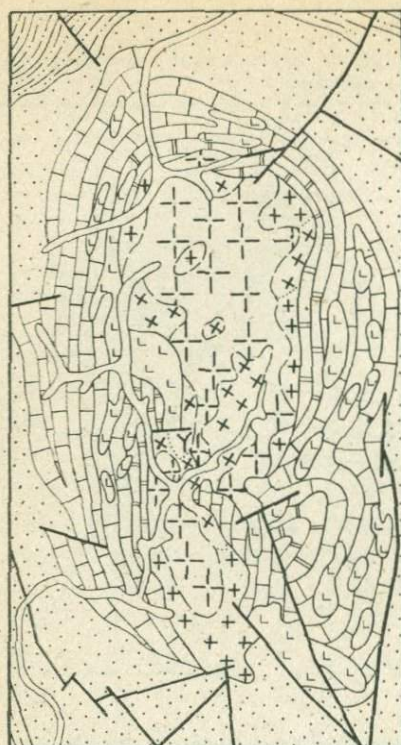


Рис. 8. Схематическая геологическая карта Татарского массива. Составлена по материалам АГРЭ.

1 — четвертичные отложения; 2 — темно-серые алевро-глинистые сланцы (удерейская свита); 3 — зеленые филлитизированные сланцы (горбилукская свита); 4 — кварц-серпичитовые сланцы (верхняя подсвита кординской свиты); 5 — кварц-серпичит-углеродистые сланцы (нижняя подсвита кординской свиты); 6 — мраморизованные известняки, углистые сланцы (верхняя подсвита пенчегинской свиты); 7 — мраморы, кристаллические сланцы (нижняя подсвита пенчегинской свиты); 8 — порфировидные крупнозернистые биотитовые граниты (главная фаза); 9 — средне-мелкозернистые граниты; 10 — диориты, габбро-диориты; 11 — сиениты; 12 — границы фаз (а) и фаций (б); 13 — ортоамфиболиты индиглинского комплекса; 14 — тектонические нарушения.

щад). В эндоконтактных зонах (преимущественно на границе с останцами кровли) наблюдаются габбро, габбро-диориты, диориты и сиениты. Жильные породы представлены аплитами (фото 11), аплитопегматитами и пегматитами. В эндоконтактных зонах содержатся округлые ксенолиты боковых пород, в краевых частях которых развиваются порфиробласты микроклина, аналогичные таковым в самих гранитах (фото 12).

Структура гранитов главной интрузивной фазы порфиробидная с гранитовой структурой основной массы (фото 13). Минералогический состав (%): кварц (22—30), микроклин (до 35), плагиоклаз (25—38), биотит или роговая обманка, иногда то и другое вместе (6—8), мirmekит (1—3); вторичные — хлорит, мусковит, эпидот. Аксессуары минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом, монацитом, пиритом, встречаются минералы группы тантало-ниобатов, ксенотим, торит, кошнит, галенит и др. Магнетит отсутствует.

Микроклин обычно слабо пертитизирован, всегда решетчатый, близкий к максимальному ($\Delta r = 0,95$, $-2V = 75-85^\circ$, $Or_{85-90}Ab_{10-15}$). В порфировых выделениях, достигающих размера 1×3 см, он переполнен включениями плагиоклаза, биотита и дру-

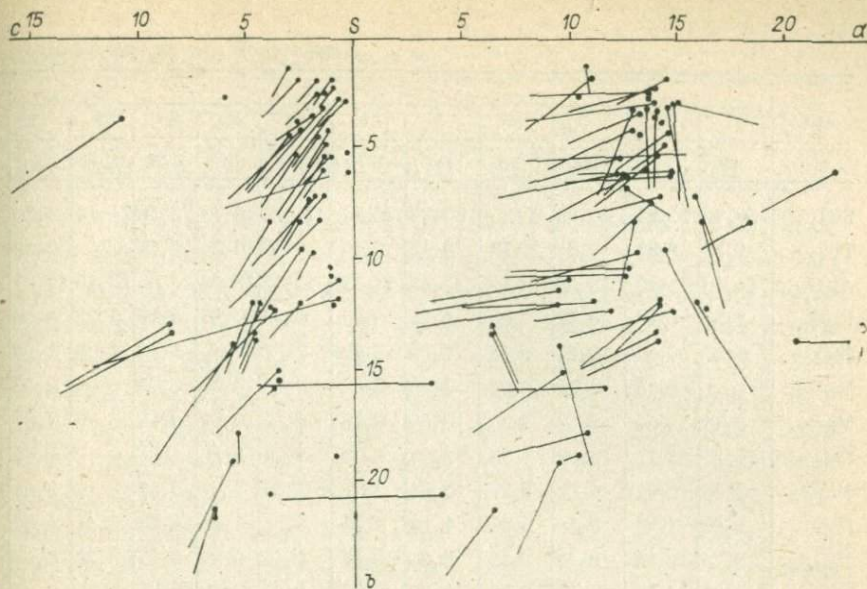


Рис. 9. Диаграмма химических составов гранитоидов (по А. Н. Заварицкому) Татарского массива.

гих минералов, зачастую вполне идиоморфных* (фото 14). Порфиновые выделения являются порфиробластами и формировались в результате собирательной перекристаллизации до внедрения гранитов дополнительной фазы, которые они не затрагивают. Не развиваются они и во вмещающих породах за исключением ксенолитов, о чем говорилось выше. В процессе роста порфиробласт иногда наблюдается деформация окружающих их минералов, в частности плагиоклаза (фото 15).

Плагиоклаз идиоморфен, иногда зонален. Состав его варьирует в пределах № 12—20. По периферии он зачастую окружен каймой свежего альбита, тогда как центральная часть зерен обычно замутнена. Биотит ($f = 55-65\%$) плеохроирует от светло-желтого до темно-бурого, почти черного. Кварц ксеноморфен, часто раздроблен, угасание облачное. Мирмекит отличается очень тонким строением. Среди цирконов преобладают кристаллы гиацинтового габитуса.

Химический состав гранитов приведен в табл. 11. Это пересыщенные глиноземом умеренно кислые породы, характеризующиеся примерным равенством содержания K_2O и Na_2O в составе щелочей, близкие к среднему типу гранита, по Р. Дэли (рис. 9). На диаграмме В. Н. Лодочникова видно, что граниты, лейкогра-

* Это единственное петрографическое отличие рифейских гранитов татарско-ахтинского комплекса от протерозойских таракских, если не считать широкого развития акцессорного монацита в последних.

Химический состав гранитоидов

Оксид	Татарский										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	1336	1354-6	1338-2	1332-2	1335	1374	1386	1385	1368	1352	1390
SiO ₂	50,93	53,94	60,98	65,28	69,73	70,04	71,84	72,15	73,36	74,96	75,39
TiO ₂	1,30	0,83	0,33	0,73	0,43	0,20	0,43	0,34	0,16	Сл.	0,12
Al ₂ O ₃	13,10	8,00	18,35	14,48	15,48	14,63	14,45	13,96	13,60	13,40	12,97
Fe ₂ O ₃	2,57	0,10	0,72	0,95	0,24	0,45	0,19	0,37	0,43	0,22	0,36
FeO	6,07	6,56	5,17	3,18	2,69	2,42	2,51	2,14	1,45	1,00	1,06
MnO	—	0,13	0,25	0,02	0,05	Сл.	0,05	0,06	0,03	—	0,05
MgO	8,44	10,50	0,52	2,26	0,68	0,48	0,44	0,67	0,10	0,09	0,09
CaO	11,21	13,77	2,00	3,58	2,04	2,00	1,29	1,00	1,36	0,73	0,68
Na ₂ O	2,56	2,04	4,65	3,77	3,64	3,57	3,84	3,77	3,43	3,16	3,84
K ₂ O	1,86	1,82	5,40	4,34	4,22	4,45	4,52	4,51	4,99	5,11	4,52
P ₂ O ₅	0,30	0,28	0,52	0,32	0,20	0,53	0,11	0,09	0,07	0,31	0,03
П. п. п.	2,25	1,49	1,37	0,96	0,76	0,88	0,65	0,79	0,60	0,75	0,67
Сумма	100,59	99,46	100,26	99,87	100,16	99,65	100,32	99,85	99,58	99,73	99,78

ниты и гранодиориты образуют один комплементарный ряд, не связанный с рядом габбро, диоритов, сиенитов и др. (рис. 10), появление которого вызвано процессами гибридности. Оказалось, что составы габбро Татарского массива идентичны составам развитых в его окружении амфиболитов индиглинского комплекса [Даценко, 1976а]. Отсюда следует, что приведенная выше диаграмма составов пород по А. Н. Заварицкому не может свидетельствовать о генетических отношениях пород магматических комплексов.

В связи со скарнами Татарского массива известны проявления вольфрама и олова.

Аяхтинский массив, расположенный несколько севернее Татарского и тоже приуроченный к Центральному антиклинорию, интересен тем, что гибридные сиениты, слагающие до 20% его площади, словно трассируют бывшее простирание доломитов свит карточки и аладьинской, при формировании массива замещенных десилицированным гранитным материалом (рис. 11). На остальной его территории преобладают порфиридные биотитовые граниты, по облику, минералогическому составу, петро- и геохимическим особенностям идентичные гранитам главной фазы Татарского массива.

Несмотря на реально установленные процессы магматического замещения в Аяхтинском массиве, здесь можно наблюдать чисто

татарско-аяхтинского комплекса, вес. %

Татарский		АЯХТИНСКИЙ									
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
1361	1341-1	1445-2	6	1442	91-12	91-126	1435	1445	1437	1448	
75,89	76,00	54,52	60,28	61,47	58,06	64,60	68,98	69,53	69,06	70,00	
0,10	0,11	1,48	1,29	0,55	0,56	0,57	0,44	0,45	0,60	0,44	
12,57	13,10	17,23	15,69	17,96	19,25	15,39	15,60	14,83	15,63	14,70	
0,33	0,38	1,09	2,36	1,35	0,78	0,05	0,61	0,66	0,32	0,22	
0,89	0,78	7,82	5,46	2,67	6,27	5,53	2,55	2,51	3,15	2,73	
0,05	Сл.	0,06	0,155	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,06	0,05	
0,15	0,09	2,47	1,41	0,40	0,87	0,96	0,88	0,83	0,88	0,78	
0,50	0,81	5,29	5,50	1,97	6,69	2,61	1,84	1,43	2,11	2,45	
3,16	3,64	4,38	4,00	3,22	6,56	4,25	4,24	4,24	4,52	4,25	
5,06	4,52	3,07	4,36	10,00	0,32	3,93	3,61	3,73	3,01	4,10	
0,03	0,02	0,51	0,283	0,135	0,16	0,18	0,15	0,12	0,16	0,12	
1,52	0,53	0,72	0,92	0,53	0,14	0,92	1,16	1,14	0,97	0,58	
100,25	99,98	98,64	101,70	100,34	99,75	99,08	100,14	99,55	100,47	100,42	

магматические интрузивные взаимоотношения гранитов с вмещающими породами (фото 16). В сателлите Аяхтинского массива на притоке р. Пенчengi (руч. Каменка, Томповский массив) в эндоконтактной зоне гранитов устанавливаются признаки их кристаллизации из расплава: ксенолит полосчатого роговика раздроблен, а обломки его на расстоянии 10 см развернуты на 100° по отношению друг к другу (фото 17).

Примером иного рода может служить восточная часть Чиримбинского массива, где взаимоотношения гранитов с вмещающими породами согласные, а в контакте образуются пироксеновые роговики, принятые В. Г. Петровым [1969] за архейские породы и отнесенные к так называемому хайтинскому комплексу. В верховьях р. Хаикты устанавливается интрузивный контакт порфиридных биотитовых микроклин-плагноклазовых гранитов главной фазы Чиримбинского массива с гранитизированными кристаллическими сланцами пенчenginской свиты и гнейсо-гранитами тейского комплекса (фото 18). При прослеживании на восток от контакта наблюдается смена пироксеновых роговиков амфиболовыми, а восточнее р. Чиримбы — альбит-эпидотовыми. Следует заметить, что пачки первично мергелистых пород здесь скарнируются и даже замещаются диопсидовыми «жилами», а чистые мраморы совершенно не затрагиваются метасоматическими процессами и претерпевают лишь перекристаллизацию. Слой этих

Окисел	Аяхтинский			Чирим			
	23	24	25	26	27	28	29
	1445	1449	1441	1428	1405	1416	1410
SiO ₂	72,45	70,69	75,26	68,47	69,09	71,19	71,62
TiO ₂	0,26	0,42	0,16	0,31	0,42	0,41	0,37
Al ₂ O ₃	13,81	14,72	12,27	15,02	14,91	14,52	13,94
Fe ₂ O ₃	0,31	0,62	0,61	0,38	0,96	0,58	0,46
FeO	2,48	2,37	1,29	4,28	2,62	2,05	2,14
MnO	0,06	0,05	0,04	Сл.	0,06	0,05	Сл.
MgO	0,36	0,44	0,21	0,48	0,82	0,51	0,72
CaO	1,79	2,25	0,28	2,00	2,00	1,86	1,57
Na ₂ O	3,70	4,24	2,89	3,63	3,97	4,11	3,77
K ₂ O	4,09	3,37	5,72	4,21	4,63	4,45	4,16
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,04	0,52	0,19	0,11	0,10
П. п. п.	0,74	0,51	0,74	0,97	0,82	0,73	0,69
Сумма	100,13	99,82	99,51	100,27	100,49	100,57	99,54

Примечание: 1—4 — контаминированные породы: 1 — габбро, кл. Бала р. Татарки; 3 — сиенит, водораздел ключей Баламутихи и Безымянки, 2,5 км от р. Таяная фаза; 5 — гранит порфировидный, р. Татарка, р-н устья Баламутихи; 6 — то же, 652 м; 8 — то же, истоки кл. Ольгинского; 9—13 — вторая фаза: 9 — лейкогранит, во Золото; 11 — аляскит, водораздел рек Индыглы и Татарки; 12 — то же, водораздел Баламутихи; 14—18 — гибридные породы: 14 — габбро щелочное, р. Боль. Пит, 3 км сиенит, вершина кл. Тугун; 17 — диорит, контакт массива на р. Пенчengi ниже устья Пит, 3 км ниже устья Пенчengi; 20 — там же, 2,7 км выше устья Аяхты; 21—28 — глыва гна; 22 — то же, правый борт р. Бол. Пит, устье Таврикуля; 23 — то же, устье р. Алх 26 — гранит порфировидный, водораздел Бол. и Мал. Хаикты; 27 — то же, р-н устья товая фаза; 29 — гранит гнейсовидный, р. Чиримба, р-н устья Безымянного; 30 — то же, р. Таврикуля, 500 м выше устья; 33 — гранит среднезернистый биотитовый, воды; 35 — гранит микроклиновидный, вершина р. Мал. Северной (р-н 2-го зимовья); 36 — лимки. Среднее подсчитано с учетом распространенности пород в массивах комплекса. рилна, П. А. Лейбовича, Б. Н. Михеева, А. К. Мейстера, А. Д. Ножкина, С. Г. Петрова,

пород являются маркирующими, позволяющими восстановить первичную структуру вмещающей пенчenginской свиты.

Распределение аксессуарных элементов в гранитах татарско-аяхтинского комплекса [Даценко, Даценко, 1971] позволило, с одной стороны, доказать геохимическую общность входящих в его состав гранитоидных массивов (табл. 12), а с другой — оценить относительные глубины их становления. Все они формировались в мезоабиссальных условиях, причем более глубинными являются массивы, приуроченные к поперечному поднятию Енисейского кряжа (Чиримбинский). Это подтверждается и петрографическими особенностями гранитов комплекса: широким развитием мирмекита, содержанием кварца в пегматитовых сростках, составляющим в среднем 30% (Аяхтинский массив) и др. Судя по тройной диаграмме Ab — Or — Q, водное давление при формировании гранитов изменялось от 3 до 6 кбар.

бинский			Верхне- снаши- минский	Рязановский			Среднее (по 303 анализам)
30	31	32	33	34	35	36	
1428-3	1406	1408	670	678-1	653	662	
73,43	74,65	75,30	70,03	67,42	71,22	73,30	71,14
0,34	0,32	Сл.	0,39	0,55	0,37	0,24	0,35
13,99	13,48	13,53	14,87	14,86	14,06	13,05	14,26
0,27	0,96	0,19	1,29	0,39	0,77	0,91	0,93
1,91	1,63	1,01	2,68	3,98	2,60	1,87	2,20
0,03	0,03	Сл.	0,04	0,06	0,07	0,05	0,06
0,29	0,24	0,14	0,40	1,00	0,50	0,60	0,76
1,63	1,36	0,66	1,39	2,65	1,67	0,70	2,54
3,64	3,43	3,97	3,03	3,03	3,64	3,03	4,04
4,22	3,86	4,45	4,52	4,28	3,86	5,06	4,06
0,09	0,08	0,44	0,23	0,20	0,17	0,11	0,08
0,57	0,47	0,53	1,21	1,12	1,16	0,88	0,53
100,41	100,51	100,22	100,08	99,54	100,09	99,80	100,95

мутуха, 200 м от устья; 2 — то же, водораздел ключей Сохатиного и Баламутихи, 3 км от тарки; 4 — гранодиорит, водораздел ключей Сохатиного и Ольгинского; 5—8 — гл.-р. Татарка, 1 км ниже вл. Зимнего; 7 — то же, водораздел истоков Татарки у высоты дораздел истоков кл. Золотого и р. Индыглы; 10 — то же, водораздел ключей Зимнего и ключей Золотого и Баламутихи; 13 — то же, левый борт р. Татарки, 0,8 км ниже устья выше устья Аяхты; 15 — сиенит, р-н вл. Эно (коллекция А. В. Хисамутдинова); 16 — Нижн. Оллонокона; 18 — то же; 19, 20 — граниты андоконтактовой зоны; 19 — р. Бол. ная фаза; 21 — гранит порфировидный, левый борт р. Бол. Пит, 600 м ниже устья Ту-ты; 24 — гранит гнейсовидный, р-н устья Таврикуля; 25 — то же, устье руч. Платонова; Ниж. Ерудонки; 28 — то же, водораздел рек Чиримбы и Хаикты; 29—32 — андоконтак-же, левые истоки Бол. Хаикты; 31 — то же, 2,5 км к юго-западу от устья Вангаша; 32 — стоячая андоконтактовая зона; 34 — гранодиорит, р. Кия, 0,7 км выше устья Подпорожи-гранит крупно-среднезернистый микроклиновый, р. Кия, левый борт, 1,3 км ниже Ки-При подчете использованы данные Т. М. Дембо, И. Л. Комова, В. Н. Кристина, А. Я. Ку-Е. В. Покровского, И. С. Туркина, К. Ш. Яркаева и автора.

Таким образом, татарско-аяхтинский комплекс сложен мезо-абиссальными гранитами плутонического типа, формирующимися способом магматического замещения, по Д. С. Коржинскому [1955], переходящим в плавление. Напомним, что в полях развития гранитов комплекса синхронная вулканическая деятельность практически не проявлялась (см. гл. 1), что свидетельствует об условиях сжатия в момент их становления. Комплекс сложен только гранитоидами (гомодромная серия: гранодиорит → гранит → аляскит), более основные или щелочные разности являются результатом процесса гибридизма или неполного плавления субстрата.

С комплексом связаны проявления золота [Ли, Даценко, 1970], вольфрама и олова, возможно, сурьмы, а также редкометалльных пегматитов.

Граниты татарско-аяхтинского комплекса хорошо сопоставляются с кировоград-житомирскими Украины [Ляхович, 1967],

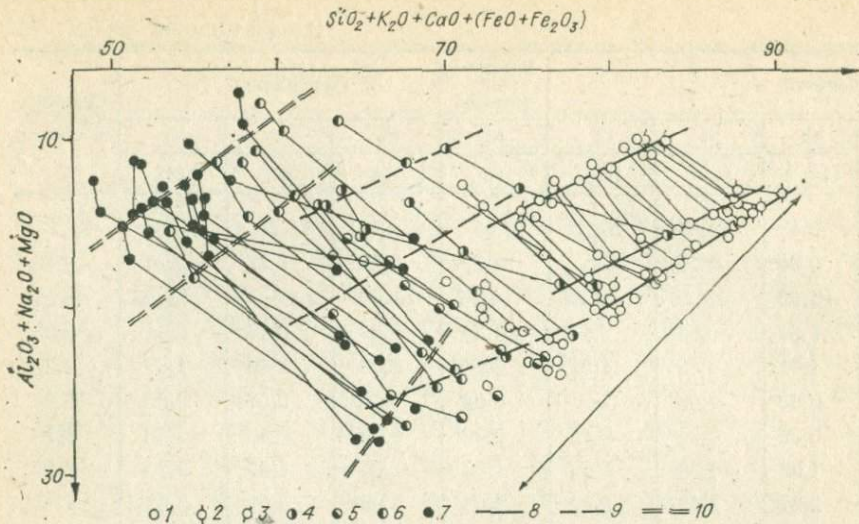


Рис. 10. Семикомпонентная диаграмма (по В. Н. Лодочникову) химических составов пород Татарского массива и ортоамфиболитов индыглинского комплекса.

1 — граниты; 2 — аляскиты; 3 — гранодиориты; 4 — диориты; 5 — сиениты и нордмаркиты; 6 — габбро и габбро-диориты; 7 — ортоамфиболиты индыглинского комплекса; 8—10 — линии комплементарных рядов: 8 — гранитоидов, 9 — диоритов, 10 — габбро, габбро-диоритов и ортоамфиболитов.

верхисетскими и челябинскими Урала [Ферштатер, Бородина, 1975], боровскими Казахстана [Марин, 1976] и др. Для них помимо общности качественного и количественного минералогического состава характерными являются параавтохтонное залегание, формирование в мезоабиссальных условиях при высоком водном давлении и относительно низких температурах, а также связь с позднескладчатыми (инверсионными) тектоническими процессами.

Нижнеканский комплекс

Возрастным аналогом татарско-аяхтинского комплекса в стабилизированной раме байкалид является нижнеканский. Наиболее полная характеристика петротипа комплекса — Нижнеканского массива (см. рис. 1, № 48) дана Ю. А. Кузнецовым [1944]. Макроскопически граниты главной фазы очень близки к татарско-аяхтинским, отличаются более розовой окраской и присутствием мелких кристаллов магнетита. В подчиненном количестве присутствуют адамеллиты, диориты и габбро-диориты. Последние приурочены к северо-западной оконечности массива (р. Немкина), формационная принадлежность их неясна. Формировались граниты в мезоабиссальных условиях, но при повышенном кислородном давлении и, вероятно, более высоких температурах. Следствие повышенной фугитивности кислорода — широ-

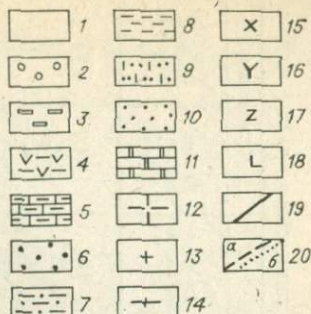
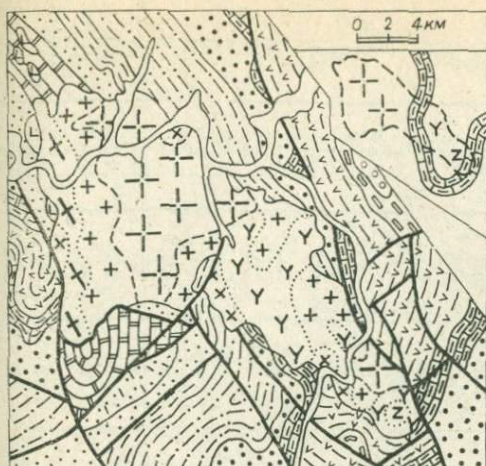


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Аяхтинского массива. Составлена по материалам АГРЭ и наблюдениям автора.

1 — четвертичные отложения; 2—11 — вмещающие породы: 2 — сланцы известково-глинистые (киргитская свита), 3 — углеродисто-глинистые сланцы, известняки (шунтарская свита), 4 — глинистые и известковистые сланцы, песчаники, известняки, доломиты (потоскуйская свита), 5 — доломиты, известняки, известково-глинистые сланцы (свиты аладьинская и карточки), 6 — кварцитовидные песчаники, алевролиты, реже сланцы (погоруйская свита), 7 — черные филлитизированные сланцы (удерейская свита), 8 — зеленовато-серые филлиты (горбилоская свита), 9 — алевролиты, песчаники, сланцы, прослой мраморизованных известняков (верхняя подсвита кординской свиты), 10 — кварцево-биотитовые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников (нижняя подсвита кординской свиты), 11 — мраморы, кристаллические сланцы (пенченгинская свита); 12—17 — татарско-аяхтинский комплекс: 12 — порфировидные крупнозернистые биотитовые граниты главной фазы, 13 — средне-мелкозернистые граниты, 14 — гнейсовидные граниты; 15 — гранодиориты, диориты, габбро-диориты; 16 — биотит-амфиболовые сyenиты, 17 — эгирин-автитовые сyenиты; 18 — ортоамфиболиты индыглинского комплекса; 19 — тектонические нарушения; 20 — границы фаз (а) и фаций (б).

На врезке восстановлено положение доломитов и известково-глинистых сланцев, которое они занимали до внедрения гранитов.

кое развитие в гранитах первичного магматического магнетита (до 4800 г/т). Это отразилось на валовом химическом составе: среднее содержание SiO_2 в них достигает 73%, тогда как в гранитах татарско-аяхтинского комплекса колеблется от 71 до 72% (см. табл. 11 и 13, а также наши данные [Корнев и др., 1974]). Более высокие температуры способствовали полному расплавлению гранитов, минералы которых при кристаллизации приобретали идиоморфные очертания, плагиоклаз отличается прекрасно проявленной зональностью (фото 19).

По положению фигуративных точек нижнеканских гранитов на тройной диаграмме $\text{Ab} - \text{Or} - \text{Q}$ можно заключить, что они формировались при меняющемся от 1 до 10 кбар водном давлении (рис. 12), что может свидетельствовать о большой глубине зарождения магматического расплава. Особо отметим установленную С. Г. Петровым [1969] чрезвычайную близость нижнеканских гранитов с гипабиссальными гранитами Осиновского массива (см. рис. 1, № 1), т. е. возможность перемещения магмы, формирующей нижнеканские граниты, на расстояние порядка 3—5 км. Возможность такого рода появляется в случае высокой относи-

Содержание аксессуарных элементов в гранитоидах татарско-аяхтинского и нижнеканского комплексов, п.10⁻⁴ %

Элемент	Татарский			Аяхтинский						Чиримбинский			Каламинский	
	Гранит, главная фаза (9)	Гранодиорит (3)	Гранит жильный (8)	Гранит, главная фаза (6)	Гранит андоконтактовый (8)	Гранит гнейсовидный (4)	Диорит (4)	Снегит (3)	Гранит жильный (2)	Гранит, главная фаза (5)	Гранит гнейсовидный (5)	Гранит жильный (2)	Гранит, главная фаза (7)	Гранит гнейсовидный (6)
V	19	54	8	39	28	18	48	12	5,3	32	13	13	65	12
Co	5,3	13	1,1	4,9	4,5	2	12	8	1,6	5,2	2,4	2,5	9	2
Ni	8,2	14	5,6	3,3	4	1,5	1,3	7	3	11	2	1,3	4	6
Ga	27	26	23	37	36	40	45	27	17	31	32	27	36	28
Sr	301	530	210	290	340	270	490	120	180	506	224	160	250	360
Ba	521	553	280	523	455	475	540	330	460	598	386	250	50	380
Pb	43	33	68	60	38	95	35	28	60	54	49	95	33	53
Mo	Сл.	4	3,3	1	1	Сл.	2,5	20	—	Сл.	Сл.	1,3	1	—
Sn	9,3	3,7	1	10	8	7	14	8	1	5,5	5,5	3,4	3,5	2,6
Li	32	32	14	53	45	35	39	8	18	63	73	10	62	20
Rb	201	153	174	183	170	173	110	280	240	177	141	260	130	120
Cs	9,7	5	8	4,7	2	7	4	4	—	7	5,6	—	—	4
B	3,3	2,3	1,6	2,3	17	2	2,8	1,5	5	2,7	1,9	24	4,2	6
Sc	3,6	15	1,2	4,6	2,8	27	7,1	2,4	2,8	4,1	3,6	1	3,4	2,1
Y	14,5	23	6,7	25	11	12	21	27	6,5	10	9,6	4,2	7,8	3
Yb	2,6	2,5	2,4	4,5	2	2,4	4,3	4,2	1,1	181	77	0,8	1	0,7
Zr	125	175	79	85	57	53	140	240	30	1,8	2,7	45	85	60
Nb	24,5	35	22	14,5	14	12	30	80	10	Сл.	12	10	10	10
La	30	23	4,2	61	36	32	50	70	46	54	26	10	35	10
Th	14	Сл.	8	14	33	20	10	6	14	16	24	26	12	18
U	2,3	2,6	Не опр.	2,3	2,7	4	2	4	3,5	2,7	Сл.	3,9	3	4

Элемент	Подголечный		Гранит Томповский, главная фаза (3)	Енашиминский		Рязановский			Нижнеканский			Атамановский		Осиновский лейкогранит (3)	Средний гранит, по А. П. Выноградову
	Гранит, главная фаза (2)	Гранит жильный (2)		Гранит, главная фаза (2)	Гранит, оруженый (1)	Гранит, главная фаза (4)	Диорит (2)	Аплит (2)	Гранит, главная фаза (4)	Гранодиорит (5)	Аплит (4)	Гранит, главная фаза (2)	Гранит жильный (2)		
	36	1	40	17	1	12	34	3,2	130	140	4,7	10	130	57	40
	13	1	5,2	4,8	1	1,9	11,5	1	9,1	8,1	2,3	Сл.	8,9	4,2	5
	6	1,4	5	120	5,7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,1	8,9	5	3,7	12	5,2	8
	24	18	20	21	17	17	17	15	18	21	45	18	21	23	20
	200	260	200	320	280	276	440	230	910	740	270	240	550	250	300
	400	770	480	840	350	252	291	460	950	730	360	630	320	570	830
	130	110	12	26	24	21	22	13	22	29	10	24	22	41	20
	2	1,1	2,2	1,3	3,8	2	4,2	1	Сл.	1	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	1
	3,6	1	1,2	Не опр.	7,3	3,5	3,6	1	7,9	8,9	7,1	4	8,5	5,6	3
	36	8	58	61	16	18	62	9	14	15	9	22	17	20	40
	370	240	230	232	184	200	150	78	78	104	125	147	157	172	200
	—	—	—	17	5	5	9	—	—	4	—	—	—	5	5
	8	6	8	2,2	2,1	3,8	2,5	3,3	Сл.	Сл.	1,6	Сл.	Сл.	1,9	5,5
	2,7	1,2	5	5	4,7	5,5	16	1	10	13	5,9	3,1	10	8,1	3
	7,5	1,3	32	6	16	35	31	17	13	8	32	14	17	29	34
	1,2	0,5	3,6	0,8	23	4,5	3	3,5	2,3	3,1	4,8	2,4	2,5	8,3	4
	67	24	82	150	40	147	210	80	66	140	430	36	63	210	20
	10	12	10	10	97	10	20	10	Сл.	Сл.	39	Сл.	Сл.	—	20
	36	10	52	10	10	27	40	10	35	43	8,9	26	10	78	60
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	11,4	3,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	40	21	18	—	—	—
	4	3	4	3,6	4,9	3	—	3,4	3,6	4	1	3,7	Сл.	4	3,5

Химический состав гранитоидов нижнеканского комплекса, вес. %

Окисел	Нижнеканский								Атамановский			Оснoв- ский
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
	1594	1591	1597	1598	1802	1592	1595	1812	1589	1587	1588	1131
SiO ₂	61,00	61,80	66,00	68,20	70,94	73,00	73,40	75,33	67,24	74,29	73,85	72,55
TiO ₂	0,75	0,67	0,42	0,42	0,30	0,06	Сл.	0,13	0,45	0,28	0,20	0,37
Al ₂ O ₃	16,50	17,57	14,34	14,70	14,95	14,34	14,34	11,86	14,56	13,11	13,46	12,97
Fe ₂ O ₃	1,18	1,34	1,81	1,00	0,87	0,18	0,02	1,39	1,01	0,73	0,35	1,64
FeO	4,40	4,54	3,55	3,41	1,97	1,56	1,42	0,63	4,40	2,22	2,56	1,99
MnO	0,16	0,14	0,16	0,14	0,056	0,14	0,07	0,03	0,06	0,06	0,05	0,05
MgO	2,43	2,02	2,63	0,81	0,58	0,20	0,20	0,37	1,50	0,71	0,20	0,42
CaO	5,35	4,73	1,97	3,78	1,54	1,41	1,41	1,12	2,78	0,99	0,97	1,01
Na ₂ O	4,20	4,60	3,74	3,92	4,36	4,20	4,06	4,04	4,26	4,00	4,46	3,43
K ₂ O	2,40	2,20	3,70	3,80	4,00	5,24	5,24	5,06	3,08	4,20	3,92	4,99
P ₂ O ₅	0,188	0,224	0,128	0,154	0,11	0,082	0,101	0,02	0,074	0,062	0,085	0,10
П. п. п.	0,90	0,15	0,60	—	0,34	0,20	0,10	0,22	1,00	0,24	—	0,68
Сумма	99,46	99,99	99,05	100,34	100,02	100,61	100,36	100,20	100,41	100,89	100,10	100,20

Примечание. 1—4 — гибридные породы: 1 — гранодиорит, р. Кан, 100 м ниже устья Немкиной; 2 — то же, р. Кан, 250 м выше устья Немкиной; 3 — то же, р. Бол. Итат, 3,5 км выше устья; 4 — адамеллит, р. Бол. Итат, 2,5 км выше устья; 5, 6 — главная фаза: 5 — гранит крупнозернистый, р. Кан, 1,5 км ниже устья Сокаревки; 6 — гранит субщелочной, р. Кан выше устья Немкиной; 7, 8 — вторая фаза: 7 — гранит аплитовидный, там же; 8 — аплит, 1,5 км ниже устья Сыргила; 9 — аплит, правый берег Енисея против с. Атаманово; 10 — лейкогранит, там же; 11 — то же; 12 — лейкогранит, правый берег Енисея ниже о-ва Дядя.

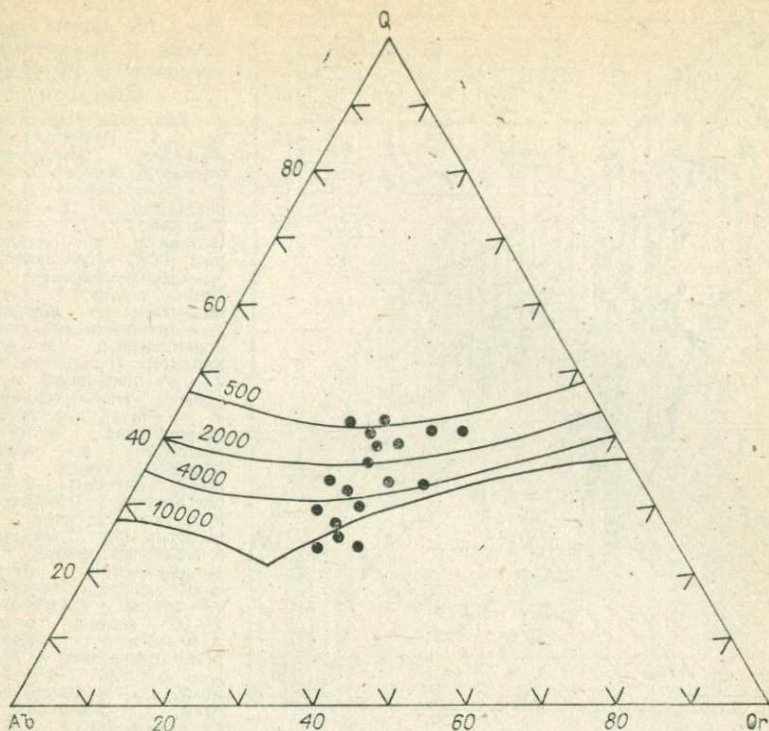


Рис. 12. Положение составов гранитоидов Нижнеканского массива на тройной диаграмме Ab—Or—Q.

тельно гранитного минимума температуры магмы, что подтверждается нахождением среди аксессуаров осиновских гранитов поликраза, температура образования которого 840° .

Гаревский комплекс

В главе 1 было показано, что гаревские граниты входят в состав постороженной лейкогранитовой формации байкалид (см. табл. 1). К Гаревскому массиву мы относим лишь западную часть гетерогенного плутона, расположенного в среднем течении р. Гаревки, в то время как восточная его часть (Полойский мигматит-плутон) представлена типичным мигматит-плутоном посольненского типа (рис. 13). Гаревский массив приурочен к Приенисейскому антиклинорию, форма его в плане сигарообразная, длина достигает 30 км, ширина 5—7 км. Массив отделяется от Полойского мигматит-плутона полосой гнейсов и кристаллических сланцев, а к северу от устья р. Полой — тектонической зоной.

Массив сложен исключительно калиевыми аляскитовыми гранитами (фото 20), зернистость которых уменьшается от крупно-

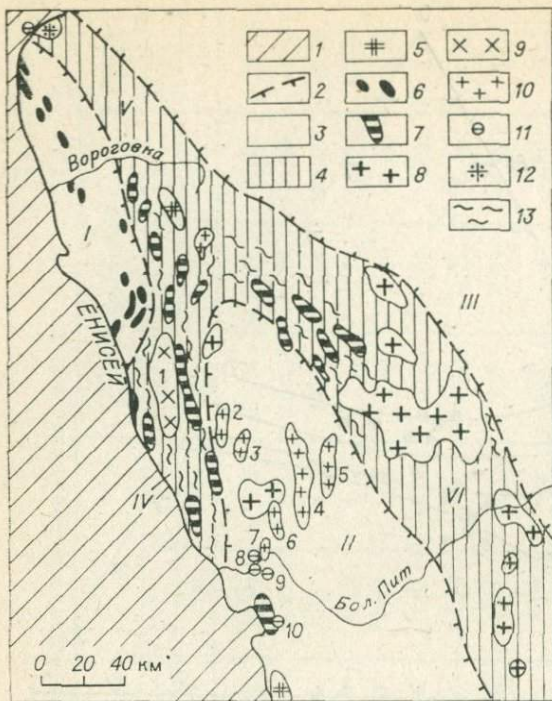


Рис. 13. Схема размещения гранитоидных массивов в структурах Заангарья.

1 — Запдно-Сибирская плита; 2 — границы байкальских тектонических структур первого порядка; 3 — синклиории (I — Вороговский, II — Ангаро-Тисский, III — Ангаро-Питский); 4 — антиклинорий (IV — Принейский, V — Центральный, VI — Панимбинский); 5—12 — магматические комплексы: 5 — принейский (плагиогранитный); 6 — суринский (гипербазитовый), 7 — посольненский и тейский (гнейсо-гранитные); 8 — татарско-аяхтинский (нормальных биотитовых гранитов); 9 — гаревский (мезоабиссальных калиевых гранитов); 10 — глушихинский (гипабиссальных лейкогранитов); 11 — заостровский (кварцевых и гранит-порфиров); 12 — нижнеканский (Осиновский массив алякитов); 13 — зоны мигматизации.

1—10 — номера массивов и мелких тел гранитов, рассматриваемых в настоящем разделе (1 — Гаревский, 2 — Куликовско-Вятский, 3 — Савинский, 4 — Гремлинский, 5 — Лендахский, 6 — Верхнекилейский, 7 — Глушихинский, 8 — малые тела кварцевых порфиров в низовьях Бол. Пута, 9 — Заостровский, 10 — Малаховский).

к средне-мелкозернистым в западном направлении. В западной эндоконтактной зоне развиты гнейсовидные граниты, ориентированные согласно контакту, свидетельствующие о формировании их в процессе внедрения. Жильная фация представлена аплитами, а в западной части — кварцевыми жилами с темно-синим флюоритом. Вообще, флюорит присутствует во всех разновидностях гранитов, но содержание его заметно возрастает до 300 г/т в мелкозернистых разновидностях.

Под микроскопом структура гранитов порфировидная с гранобластовой или катакластической структурой основной массы. В порфировых выделениях содержится альбитизированный ортоклаз-пертит ($\Delta r = 0,3-0,6$; $-2V = 65-75^\circ$, $Or_{75-80} Ab_{20-25}$), в краевых частях которого заключены мелкие амёбовидные зерна кварца (фото 21). В других случаях кристаллы окружены узкой каемкой неясно выраженного микропегматита с содержанием кварца около 30% (фото 22).

В основной массе присутствуют (%): кварц (35—40), ортоклаз-пертит (30—35), альбит-олигоклаз (15—20), эпидотизированный высокожелезистый биотит (до 5), мусковит (2—3), флюорит (0—2) и магнетит (до 1). Акцессорные минералы представлены цирконом, ильменитом, сфеном, торитом, пиритом, лимонитом и титано-

Химический состав гранитоидов гаревского комплекса, вес. %

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Среднее
	1516	1517	1518-7	1518	1529	1519	1519-6	1520	1521	1525	1528	1530	
SiO ₂	72,89	74,54	75,45	71,07	73,88	74,69	74,99	75,53	74,57	75,24	75,39	76,15	74,53
TiO ₂	0,15	0,28	0,15	0,39	0,34	0,10	0,26	0,16	0,05	0,16	0,19	0,15	0,19
Al ₂ O ₃	12,80	12,87	12,33	13,93	12,83	12,31	12,49	12,42	12,98	12,33	12,40	11,76	12,62
Fe ₂ O ₃	2,01	1,05	0,79	—	0,87	1,03	0,73	1,46	0,21	1,17	0,74	0,37	0,87
FeO	1,35	0,95	1,59	3,42	1,80	1,64	1,24	0,92	2,21	1,06	1,06	2,92	1,68
MnO	Сл.	0,04	0,01	0,06	0,03	—	0,01	0,01	Сл.	0,01	0,08	0,10	0,03
MgO	0,14	0,05	—	1,23	0,14	0,09	0,09	0,05	0,04	0,10	0,09	0,18	0,18
CaO	0,73	0,68	0,71	1,00	0,81	0,53	0,40	0,40	0,66	0,57	0,40	0,26	0,60
Na ₂ O ₃	3,97	3,77	3,43	3,36	3,10	3,57	3,49	3,10	3,36	3,03	3,10	2,69	3,33
K ₂ O	4,99	5,78	5,30	3,79	5,90	4,99	5,78	5,90	5,30	5,78	5,90	4,45	5,32
P ₂ O ₅	0,47	0,04	0,06	0,11	0,11	0,12	0,06	0,02	0,49	0,05	0,28	0,57	0,20
П. п. п.	0,48	0,46	0,60	1,12	0,68	0,57	0,43	0,50	0,54	0,49	0,50	0,73	0,59
Сумма	99,98	100,51	100,42	99,48	100,49	99,64	99,97	100,47	100,41	99,99	100,13	100,33	100,14

Примечание. 1 — гранит крупнозернистый, правый берег р. Гаревки, устье 2 притока ниже порога; 2 — гранит субщелочной крупнозернистый, водораздел р. Полой и руч. Безмянки; 3 — то же, в 5,5 км от устья Полой по аз. 300°; 4 — гранит, там же; 5 — гранит крупнозернистый разнгейсованный, водораздел Гаревки и Борисихи в 2 км от р. Гаревки; 6 — лейкогранит, левый берег Гаревки, 5 км (по прямой) ниже устья Полой; 7 — лейкогранит субщелочной, там же, 1 км от реки; 8 — то же, 700 м к югу от предыдущего; 9 — аляскит, 1 км к югу от предыдущего; 10 — то же, среднезернистый, с флюоритом, левый берег Гаревки, на участке ее субмеридионального течения, в 3,5 км ниже устья Безмянки; 11 — среднезернистый лейкогранит с мусковитом, левый борт Гаревки у выхода ее за пределы массива и крутого отворота на запад в сторону Енисея; 12 — то же, водораздел Гаревки и Борисихи в 3 км от Гаревки.

Содержание аксессуарных элементов в гранитах гаревского,

Элемент	Массив, порода								
	Гаревский	Ландахский		Верхнекилийский		Гремихинский			
		Гранит (1)	Гранит крупнозернистый, слабопорфировидный (3)	Микрогранит-порфир (2)	Гранит крупно-среднезернистый (2)	Грейзенированный гранит (1)	Центральная часть		
							Гранит крупнозернистый (4)	Микрогранит-порфир (2)	Гранит альбитизированный (1)
V	3	1,0	1,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Co	Сл.	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Ga	33	20,5	21,0	26,0	34,0	25,0	22,0	31,0	
Sr	82	115	145	220	—	80	80	80	
Ba	177	145	210	150	100	170	110	93	
Sn	18	8,8	11,0	8,2	14,0	10,0	11,0	30,0	
Mo	3	1,0	1,7	2,5	1,0	1,2	2,7	1,0	
Pb	46	16,0	22,0	15,0	6,5	21,0	19,0	9,0	
Cu	—	23,0	25,0	16,0	11,0	19,0	11,0	36,0	
Li	9	53,0	42,0	40,0	121,0	35,0	60,0	84,0	
Rb	300	472	446	390	615	390	505	555	
Cs	6,3	17,0	15,5	15,0	20,0	15,0	21,0	13,0	
Be	4	4,1	4,9	3,3	3,8	3,6	6,7	2,5	
Sn	3	1,0	3,0	1,0	1,0	2,4	1,0	7,2	
Y	59	38,5	58,0	35,0	12,0	32,0	47,0	35,0	
Zr	69	59,0	110,0	60,0	54,0	50,0	90,0	50,0	
Nb	11	10,0	10,0	10,0	12,0	10,0	10,0	18,0	
La	70	16,5	16,5	10,0	10,0	10,0	10,0	10,0	
Yb	12	4,1	6,0	2,6	1,0	2,4	4,4	4,4	
Th	24	14,2	16,7	15,2	8,6	10,0	13,0	—	
U	6	3,0	0,1	4,3	5,5	0,8	1,0	Не опр.	

магнетитом. В отдельных случаях встречены анатаз, апатит, монацит, гранат, халькопирит, молибденит, касситерит и др. (см. табл. 21).

По химическому составу (табл. 14) гаревские граниты относятся к пересыщенным кварцем и глиноземом калиевым породам с малым содержанием полевошпатовой извести (рис. 14, I). Среди аксессуарных элементов обращает на себя внимание пониженное

глушихинского и заостровского комплексов, $n \cdot 10^{-4} \%$

Элемент	Массив, порода													
	Гремихинский	Савинский		Стрелковский	Куликовско-вятицкий	Чистопольский		Глушихинский	Тырадинский					
		Северная часть	Гранит крупнозернистый (2)			Микрогранит-порфир (1)	Гранит лейкократовый (2)		Гранит аляскитовый (3)	Гранит крупно-среднезернистый (2)	Микрогранит-порфир (2)	Лейкогранит (4)	Гранит (2)	Гранит-порфир (2)
V	1,0	1,5	12,0	4,0	8,9	46,0	Сл.	2,8	4,8	40	17			
Co	4,0	11,0	2,9	1,0	2,4	4,1	»	Сл.	1,6	5	11			
Ga	21,0	17,0	17,0	20,0	25,6	24,0	38,0	38,0	21,2	20	33			
Sr	520	245	340	150	100	280	140	71	202	300	110			
Ba	110	240	585	336	261	625	200	220	296	830	180			
Sn	1,0	25,0	14,0	16,0	8,5	5,6	8,1	24,0	10,6	3	14			
Mo	6,0	2,7	26,0	1,0	Сл.	Сл.	1,0	Сл.	1,8	1	1			
Pb	24,0	31,0	24,5	25,0	48,8	35,0	27,0	20,0	19,5	20	12			
Cu	50,0	76,0	3,6	8,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.			
Li	23,0	17,0	60,0	465,0	63,0	20,0	34,0	104,0	50,0	40	36			
Rb	115	200	368	430	227	172	400	530	410	200	370			
Cs	4,0	2,0	20,5	30,0	20,0	5,0	—	12,0	18,0	5	—			
Be	1,8	2,0	3,6	2,4	2,1	1,9	1,0	2,0	3,8	5,5	18			
Sn	13,0	7,0	5,6	1,0	1,5	6,4	Сл.	Сл.	2,8	3	3,2			
Y	25,0	36,0	5,0	35,0	23,0	23,0	150	79,0	35,2	34	30			
Zr	190,0	145,0	140,0	82,0	200,0	151,0	50,0	32,0	85,7	200	72			
Nb	18,0	10,0	10,0	10,0	15,0	—	18,0	44,0	12,0	20	14			
La	47	28	40	21	45	69	—	—	38,8	60	140			
Yb	2,4	4,7	4,0	4,2	2,1	6,5	20,0	15,0	3,5	4	7			
Th	—	15,1	16,2	21,7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	13,6	18	Не опр.			
U	—	—	—	2,8	4,5	6,0	4,0	»	4,1	3,5	4			

по сравнению с кларком содержание элементов группы железа, стронция, бария, циркония, иттрия, ниобия и лития, тогда как содержания олова, молибдена, свинца, тория, урана и рубидия повышены (табл. 15).

Рудоносность гаревских гранитов не изучена, но геохимическая специализация их на олово, молибден и свинец устанавливается достаточно определенно.

Глушихинский комплекс

Он объединяет незначительные (7—270 км²) по размерам линейные, реже овалы в плане массивы. Они приурочены к сквозьеструктурным субмеридиональным разломам, разделяющим эв- и миогеосинклинальную зоны Енисейского кряжа и протягивающимся от района устья Подкаменной Тунгуски на севере через водораздел рек Чапы и Гаревки, среднее течение Кии и устье Ангары до среднего течения р. Шилки на юге. В отличие от сининверсионных гранитов татарско-аяхтинского комплекса посторогенные граниты приурочены как к антиклинорным (Тырадинский массив), так и к синклинорным структурам байкалид (Лендахский, Савинский, Куликовско-Вятский, Верхнекаменский, Гремихинский, Глушихинский и Стрелковский массивы). Кроме того, они встречаются и в выступах добайкальского фундамента района (Чистопольский массив в Южно-Енисейском кряже). Большая часть массивов располагается в пределах Ангаро-Тисского синклинория. Общим для них являются идентичность структур и состава слагающих пород, крутые и часто тектонические контакты с вмещающими образованиями и формирование в течение трех фаз. Глубина залегания нижних кромок массивов, по расчетам

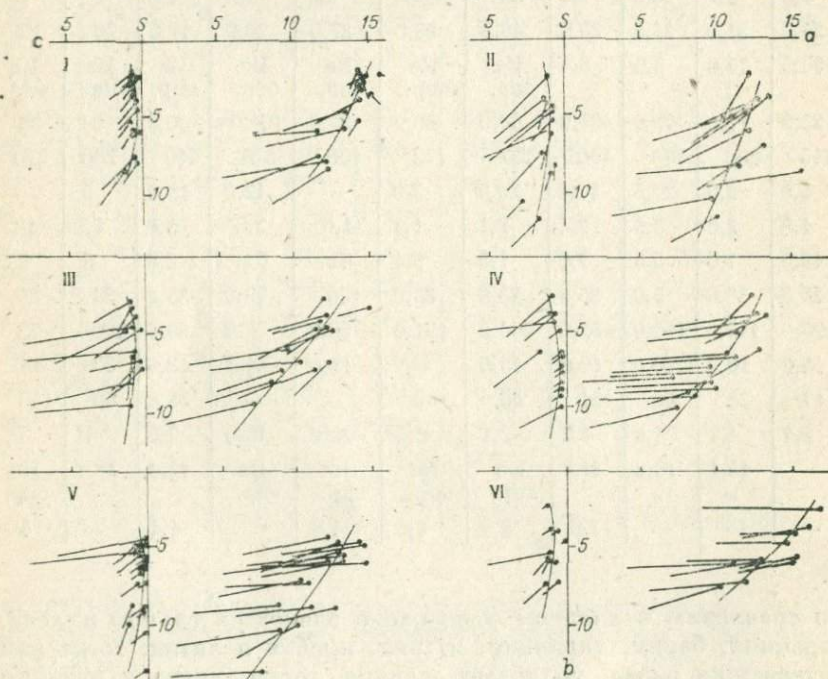


Рис. 14. Диаграммы химических составов (по А. Н. Заварцкому) гранитов глушихинского комплекса. I—VI — массивы: I — Гаревский, II — Куликовско-Вятский, III — Глушихинский, IV — Гремихинский, V — Лендахский, VI — Согренский.

Б. А. Жураковского, превышает 10—12 км. Современным эрозионным срезом вскрываются гранитоиды гипабиссальной фации глубинности.

В первую фазу формировались средне-крупнозернистые слабопорфировидные граниты (фото 23), слагающие основной объем плутонов, причем в контактовой зоне они, как правило, сменяются мелкозернистыми или гнейсовидными разностями. Отмечается очень слабое воздействие их на вмещающие сланцы сухопитской и тунгусикской серий протерозоя, заключающееся в маломощном ороговиковании.

Структура гранитов порфировидная с участками гипидиоморфнозернистой, бластогранитовой и микрографической. Порфировые выделения, представленные кварцем и калинатровым полевым шпатом, слагают от 5 до 25—30% объема породы (фото 24, 25). Полевой шпат рентгенографически определен С. С. Кумеевым как ортоклаз-пертит. Калишпатовая фаза его близка структурному типу санидина или ортоклаза (низкая и промежуточная упорядоченность при моноклинной сингонии), плагиоклазовая обладает промежуточной упорядоченностью. Размеры кристаллов калинатрового полевого шпата изменяются от 0,8 до 2,0 см, $\Delta\rho = 0,7$, $-2V = 70-75^\circ$, $Or_{80-85} Ab_{15-20}$. Кварц бывает хорошо ограничен и обычно корродируется основной массой. Макроскопически для него характерны дымчатые до темно-серых оттенки. В основной массе, кроме этих же минералов, присутствует кислый плагиоклаз (3—8, редко до 12% анортита) обычно неправильной формы и интенсивно серицитизированный. Биотит высокожелезистый, $f = 75-80$ мол.%, окрашен в бурые тона, часто разложен и хлоритизирован, содержание его составляет 1—4%. Мусковит свойствен всем гранитоидам комплекса, но содержание его выше 2% поднимается только в грейзенизированных гранитах. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, монацитом, рутилом, ильменитом и др. Для цирконов характерны срастания кристаллов по (010), незначительное удлинение (2—2,5) и цирконовый габитус. Этим описываемые граниты отличаются от татарско-аяхтинских, в которых преобладающим габитусным типом цирконов является гиацинтовый.

Вторая фаза гранитоидов приурочена к контракционным трещинам, проходящим преимущественно параллельно кровле массивов. Фациальный облик гранитов менее глубинный, присущи гранит-порфировые структуры. Взаимоотношения пород первой и второй фаз в коренных обнажениях наблюдались в скалистом гребне стрелки рек Лендахи и Лево́й Лендахи.

Состав гранитов первой и второй фаз почти неотличим, но вторые несут следы более четкой автометасоматической перекристаллизации, в результате которой возникают сегрегационные структуры, выразившиеся, в частности, в образованиях «горошковидного» кварца (фото 26). Среди пород второй фазы выделяются резко порфировидные граниты с мелкозернистой основной массой и микрогранит-порфиры, отличающиеся от описанных выше грани-

Химический состав гранитоидов глушихинского и

заостровского комплексов, вес. %

Окисел	Глушихинский комплекс, массивы										
	Лендахский					Гремихинский		Верхнекип-кейский		Савинский	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	616	620-п	624	615	626	635	636	649	648	659-1	673
SiO ₂	75,46	76,67	78,23	76,55	73,99	76,38	75,30	76,35	74,11	71,72	73,65
TiO ₂	0,11	0,07	0,16	0,11	0,34	0,07	0,11	0,11	—	0,21	0,27
Al ₂ O ₃	13,13	11,78	10,08	12,30	12,98	11,51	12,85	12,03	13,20	13,62	12,48
Fe ₂ O ₃	0,80	0,88	0,76	1,12	0,67	1,24	0,68	0,37	2,07	1,29	0,69
FeO	1,38	1,70	2,27	1,46	2,51	1,54	1,30	1,42	1,50	2,68	3,08
MnO	0,02	0,02	0,03	0,01	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,09	0,07
MgO	—	—	—	0,10	0,20	—	—	0,20	—	0,40	0,40
CaO	0,28	0,70	0,56	0,42	0,98	0,56	0,84	0,28	0,70	1,53	0,70
Na ₂ O	2,56	2,29	2,22	2,09	2,49	2,49	3,36	2,29	2,70	2,90	2,56
K ₂ O	5,06	5,18	4,58	4,64	5,00	5,06	5,54	5,54	4,82	4,58	5,18
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,15	0,18	0,11	0,15	0,19	0,19	0,27	0,15	0,17
H ₂ O	—	—	0,01	0,02	0,02	0,04	—	—	—	0,03	—
П. п. п.	0,82	0,95	0,89	0,91	1,03	0,84	0,86	0,89	1,05	1,18	1,14
Сумма	99,81	100,44	99,94	99,91	100,38	99,91	100,06	99,69	100,45	100,38	100,39

Примечание. 1—3 — первая фаза: 1 — лейкогранит средне-крупнозерная часть массива, р-н высоты 880,0 м; 3 — то же, 2,4 км севернее слияния рек Лендах и Мохового, 500 м от реки; 5 — ксенолит мелкозернистого гранита (взломанная закаленная устья руч. Болотного; 6 — гранит средне-крупнозернистый гнейсовидный первой фазы, там же; 8 — лейкогранит крупнозернистый первой фазы, левый борт р. Северной с флюоритом, там же; 10 — гранит резкопорфировидный, среднезернистый первой фазы, водораздел рек Северной и Вятки (северо-восточная часть массива); 12 — микрогранит-видный, р. Ангара, левый берег, центральная часть массива; 14 — лейкогранит первой фазы — гранит-порфир, дайка среди гнейсо-гранитов посольенского комплекса, правый левка (кроме авторских при расчетах использованы данные Ф. П. Ковригина, Ф. П. Креновича, Б. А. Скороделова, Г. Г. Тузлукова, И. С. Туркина и Ю. А. Чернова); 18—20 — вниз от устья Глушихи; 19 — в 300 м ниже предыдущей; 20 — правый борт р. Заостровского, А. Д. Ножкина, Ю. А. Озерского, С. Г. Петрова и С. А. Решетовой).

тов меньшим размером зерен основной массы. Близкие к ним по облику породы встречаются в апикальных частях массивов, и отличить их от гранитов второй фазы в условиях недостаточной обнаженности очень трудно.

Третья фаза представлена аплитовидными гранитами и аплитами, а жильная — многочисленными кварцевыми и кварц-флюоритовыми жилами. Последние особенно характерны для Савинского и Лендахского массивов.

Химические анализы исследованных гранитов приведены в табл. 16. Гранитам обеих фаз свойственны пониженные содержа-

Глушихинский комплекс, массивы						Заостровский комплекс				
Савинский	Стрелков-ский	Чистопольский		Черногор-ченский	Среднее по 161 анализу	Мелкие тела в нижнем течении р. Бол. Пит			Среднее по 10 анализам	
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
659	1390-48	1767	1768	1551	—	152-10	153-5	155	—	
73,71	74,72	76,29	74,94	77,49	74,28	73,43	71,72	76,70	73,19	
0,19	0,26	0,12	0,18	0,02	0,21	0,33	0,42	0,25	0,33	
13,37	12,46	12,58	13,06	11,33	12,96	14,65	13,52	12,20	13,22	
1,99	0,17	0,28	0,83	0,62	1,07	0,69	1,56	0,07	2,42	
1,38	2,04	1,13	1,24	1,50	1,58	2,15	3,88	4,07	1,57	
0,03	0,05	0,05	0,01	—	0,04	0,03	0,10	0,02	0,05	
—	0,21	0,09	0,05	0,28	0,44	0,46	0,42	0,18	0,38	
0,56	0,79	0,54	0,68	0,66	0,86	0,30	1,07	0,30	0,96	
2,70	2,22	3,30	3,71	2,69	2,65	0,14	0,20	1,93	1,64	
5,18	6,02	5,12	4,82	4,22	4,70	4,45	3,90	2,84	4,15	
0,15	0,15	0,05	0,04	0,13	0,08	0,12	0,04	0,09	0,09	
0,01	0,26	0,08	0,04	0,21	0,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
0,96	0,60	0,54	0,62	0,99	0,71	2,57	3,37	1,46	2,89	
100,23	99,95	100,17	100,22	100,14	99,74	99,32	99,70	100,11	100,89	

нистый, левый борт р. Векселя в р-не устья Мохового, 800 м от реки; 2 — то же, центральная и Левая Лендах; 4 — гранит-порфир второй фазы, левый борт р. Векселя в р-не устья (фагия) в гранитоидах первой фазы, левый борт р. Левой Лендах в 2 км к северу от водораздел рек Лесной и Каменки, р-н высоты 689 м; 7 — микрогранит-порфир второй фазы в 5 км выше устья Мал. Северной; 9 — гранит-порфир второй фазы грейзенизированный водораздел рек Савиной и Черной, южная часть массива; 11 — гранит среднезернистый, порфир второй фазы, южная часть массива; 13 — лейкогранит крупнозернистый порфиро-фазы, северо-восточная часть массива; 15 — микрогранит-порфир второй фазы, там же; берег Енисея, центральная часть массива; 17 — средний гранит глушихинского комплекса, А. К. Мейстера, С. Г. Петрова, Е. В. Покровского, Ю. А. Озерского, Л. Г. Саван-кварцевые порфиры; 18 — правый берег р. Бол. Пит, 200 м ниже устья ручья, первого ки в 3,5 км от устья; 21 — среднее по комплексу (использованы данные автора, А. Г. Ми-

ния глинозема и окиси кальция, высокие — кремнезема и окиси калия, причем отношение окислов калия к натрию в среднем равно двум. По существующим классификациям граниты следует отнести к аляскитовым. При пересчетах по методу А. Н. Заварицкого обнаруживается резкая пересыщенность пород глиноземом (см. рис. 14, П-VI). На первый взгляд это противоречит данным анализов, но объясняется особыми преобразованиями полевых шпатов посторогенных гранитов, которые Д. С. Штейнберг [1964] предлагает называть гидролизом (образование гидрослюд при выщелачивании полевых шпатов). При этом образуется избыточный

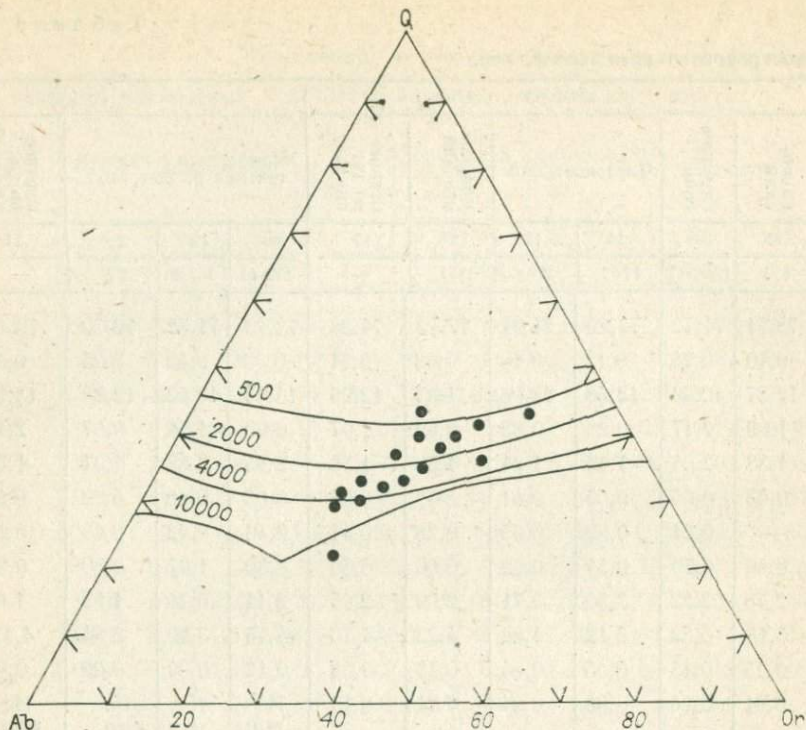


Рис. 15. Положение составов гранитов глушихинского комплекса на тройной диаграмме Ab—Or—Q.

глинозем и происходит искусственное завышение коэффициента e . Явления гидролиза, по данным Д. С. Штейнберга, характерны для пород калиевой специализации и служат указанием на своеобразный автотасоматоз горных пород, обычный для ультракислых субвулканических гранитов и липаритов. По особенностям минерального состава граниты приближаются к типу гиперсолвус, т. е. однополевошпатовых, что наряду с другими признаками подтверждает их магматический генезис [Даценко, Кумеев, 1976].

Анализ положения фигуративных точек гранитов глушихинского комплекса на тройной диаграмме Ab — Or — Q свидетельствует об относительной сухости материнской для них магмы (рис. 15).

По сравнению с кларком для кислых пород литосферы в гранитах понижены содержания ванадия, стронция, бериллия, циркония и лантана, но повышены олова, молибдена, лития, рубидия, цезия. В гранитах второй фазы увеличивается содержание олова и лития (в 3 раза в Чистопольском массиве и в 8 раз в Савинском), рубидия, цезия, бериллия, иттрия, иттербия и тория. В гранитах второй фазы Лендахского массива содержание редких щелочей остается на прежнем уровне и даже несколько снижается.

В грейзенизированных гранитах увеличиваются содержания олова (в 1,5—2 раза), лития (в 3 раза), цезия, рубидия, ниобия и др., но снижаются — бария, стронция, молибдена, свинца, меди, иттрия, иттербия и тория. В альбитизированных гранитах возрастает концентрация олова (кларк концентрации 10), редких щелочей, ниобия, галлия, скандия и иттербия, но уменьшается — иттрия, циркония, молибдена, свинца и бериллия.

По данным 280 полуколичественных спектральных анализов для глушихинских гранитов характерны повышенные содержания бора, фтора и фосфора, особенно для гранитов второй интрузивной фазы, которым свойственны многочисленные шпировые выделения радиально-лучистого турмалина. Геохимическая специализация глушихинских гранитов находит свое отражение в видовом составе их аксессуарных минералов (см. табл. 21). Редкие и летучие элементы в большинстве случаев формируют собственные минералы. Совокупность данных по геохимии гранитов указывает на их потенциальную рудоносность на олово и редкие элементы [Даценко, 1977а]. И действительно, в связи с Тырадинским, Лендахским и другими массивами в последние годы выявлены проявления олова, молибдена и др.

Приведенные материалы по структурному положению, петрографии, петро- и геохимии гранитов гаревского и глушихинского комплексов свидетельствуют об их вероятном генетическом родстве. Становление первых происходило в мезо-, а вторых — в гипабиссальных условиях [Даценко и др., 1982].

Постороженные байкальские граниты юго-западного обрамления Сибирской платформы хорошо сопоставляются с акчатаускими Прибалхашья, чаткальскими Тянь-Шаня и др. Как справедливо отметил Ю. Б. Марин [1976], самостоятельность лейкогранитов и возникновение их «после формации нормальных гранитов доказывались в последнее время неоднократно в связи с тем, что объединение нормальных гранитов и аляскитов в единые комплексы отрицательно влияло на успех поисковых работ на редкие металлы».

Глава 3

ВНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ

В процессе среднемасштабной геологической съемки северной части Восточного Саяна еще в 1961—1963 гг. автором впервые для региона были описаны процессы среднепалеозойской тектоно-магматической активизации и выявлены некоторые особенности развития внегеосинклинального магматизма. Новизну такой постановки исследований сейчас, когда проблемам активизации посвящены многочисленные публикации (Д. И. Горжевский,

В. Н. Козаренко, В. И. Казанский, Ю. В. Комаров, П. М. Хренов, В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий, М. С. Нагибина, Л. И. Красный, В. Е. Хаин, А. Д. Щеглов, Н. В. Боголепов и др.), оценить трудно. Тогда же районы проявления палеозойского гранитоидного магматизма в Восточном Саяне традиционно относились к областям геосинклинального развития, а понятия об эпплатформенных орогенических поясах еще не были разработаны. Этим определялась необходимость изучения не только своеобразия проявления среднепалеозойского магматизма [Даценко, 1969, 1971а, 1972, 1974а, б, 1981а], но и тектонической природы области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления [Даценко, 1970].

Эта область представляет собой глыбовое сооружение, геосинклинальный этап развития которого завершился в связи с байкальским орогенезом. Нижнепалеозойский этап характеризовался субплатформенным режимом, а среднепалеозойский — проявлением сибиретипного, в терминологии М. А. Усова [1940], тектогенеза, заключающегося в сочетании контрастных тектонических движений блокового типа с интенсивным магматизмом. Сибиретипный тектогенез М. А. Усов противопоставлял альпийскому, как сопровождавшемуся накоплением мощных толщ геосинклинальных отложений, и германотипному, магматизм для которого не характерен. В настоящее время сибиретипный тектогенез классифицируется как эпплатформенный орогенез [Хаин, 1965], ревивация [Нагибина, 1967], тектоно-магматическая активизация [Щеглов, 1968] и др. Чаще встречается последний термин, впервые в нашей стране использованный, вероятно, А. М. Смирновым [1963], который под активизацией понимал «приобретение уже стабилизировавшимися, тектонически малоактивными участками земной коры вторичной подвижности».

Процессы активизации вызываются развитием смежных, иногда значительно удаленных геосинклинальных систем (области активизации перигеосинклинального типа, по В. Е. Хаину; отраженной активизации, по А. Д. Щеглову; ревивации, по М. С. Нагибиной).

Выделение областей тектоно-магматической активизации в качестве самостоятельных геоструктур единого ранга с платформами и геосинклиналиями вызвало большой интерес в связи с несомненным прикладным их значением, но породило и некоторую неудовлетворенность, связанную с различной трактовкой самого определения этих областей разными исследователями. Лишь в последнее время стали появляться работы, в которых обосновываются отличия геосинклинальных зон на этапе их орогенического развития от областей активизации [Хренов, 1981]. Вслед за В. Е. Хаином [1965], А. Д. Щегловым [1968] мы считаем, что к областям активизации следует относить самостоятельные эпплатформенные тектонические элементы, характеризующиеся высокой контрастностью тектонических движений на фоне преобладающих сводовых поднятий. Магматическая деятельность в этих

областях приводит к формированию сложных вулканоплутонических формаций, при этом для вулканитов характерны становление в аэральных условиях и постоянная ассоциация с терригенными красноцветными отложениями. Активизация сопровождается формированием наложенных (реже унаследованных) впадин, депрессий, грабенов и других структур типа «дива» [по Чень-Го-да, см. Масайтис, Старицкий, 1964], выполненных вулканитами, континентальными красноцветными молассами и угленосными отложениями. Поэтому автор не считал возможным присоединиться к представлениям А. Д. Ножкина [1974] о раннепалеозойской (по существу, раннекембрийской) активизации Енисейского кряжа. Щелочной магматизм этого времени завершает возрастной ряд орогенных формаций байкалид. На фоне грандиозного временного интервала (около 1 млрд. лет), приходящегося на развитие байкальского тектоно-магматического цикла, несколько миллионов лет (а именно они, по мнению А. Д. Ножкина, отделяют становление щелочных интрузий р. Вороговки от докембрия) не дают основания для выделения целой эпохи активизации. Перерывы такого рода обычно измеряются одним-двумя и более геологическими периодами. Лишь к среднему палеозою на юге Красноярского края возникло сводовое поднятие [Лучицкий, 1960], с обрушением которого были сформированы линейного и центрального типа тектоно-магматические [Попеко, 1971] структуры, магматизм которых является внегеосинклинальным.

К таким структурам на исследованной территории мы относим Агульский прогиб Восточного Саяна * и Северинскую вулканотектоническую депрессию Ангаро-Канской глыбы Енисейского кряжа, в своем развитии тесно связанные с заложением Рыбинской впадины. Последняя располагается на докембрийском основании (рис. 16). Серией разломов северо-западного направления фундамент ее разбит на несколько блоков, глубина залегания которых уменьшается по направлению к Сибирской платформе. Наименее погружен (до 1 км) фундамент в северо-восточной ее части, являющейся продолжением Бирюсинской глыбы Восточного Саяна и известной под названием «Енисейского моста», и в юго-западной (Канско-Березовский прогиб), наиболее (до 2,5 км) — в центральной (Рыбинская мульда). Юго-восточное продолжение погруженной части Рыбинской впадины в Восточном Саяне — Агульский сквозьструктурный приразломный прогиб, выполненный среднепалеозойским комплексом вулканоплутонических пород [Даценко, Бондарева, 1970]. В южной части Енисейского кряжа в 30 км от Рыбинской впадины на водоразделе рек Немкиной и Весниной расположена тектоно-магматическая структура центрального типа, которая по классификации Ван-Беммелена может быть определена как вулканотектоническая депрессия. Расположение ее в непосредственной близости к Ры-

* Более распространенное, но менее точное название описанной нами ранее [Даценко, 1970] Агульской грабен-синклинали.

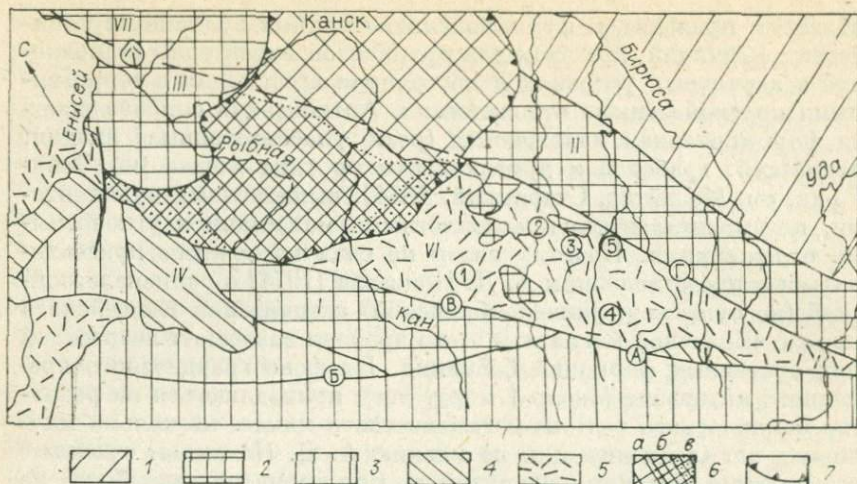


Рис. 16. Положение зоны палеозойской активизации в структуре юго-западного обрамления Сибирской платформы.

1 — платформенный чехол; 2 — верхний архей — нижний протерозой (I — Канская глыба, II — Вирусинская глыба, III — Ангаро-Канская глыба); 3 — средний протерозой (протеросаия); 4 — вендско-нижнекембрийские образования наложенных прогибов (IV — Манский, V — Миричунский); 5 — вулcano-плутонические образования среднепалеозойских тектоно-магматических структур (VI — Агульский прогиб, VII — Севернинская вулcano-тектоническая депрессия); 6 — структуры межгорной Рыбинской впадины (а — Енисейский мост, б — Рыбинская муфта, в — Канско-Березовский прогиб); 7 — современные границы Рыбинской впадины; А—Г — зоны главнейших разломов: А — Главный Саянский, Б — Восточно-Саянский, В — Канско-Агульский, Г — Агульско-Вирусинский; 1—5 — опорные разрезы вулcanoгенной толщи Агульского прогиба.

бинской впадине, приуроченность к северо-западному продолжению Байкало-Енисейского разлома и характер развитых здесь вулcanoгенных и интрузивных пород позволяют связывать образование этой структуры с этапом среднепалеозойской активизации региона. Вместе с Агульским прогибом Севернинская вулcano-тектоническая депрессия образует зону среднепалеозойской активизации области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. В региональном плане эта зона является продолжением выделенного П. М. Хреновым [Хренов, Комаров, 1966] Восточно-Саянского вулcanoического пояса. В юго-восточной ее части в районе сочленения Байкало-Енисейского и Окинского глубинных разломов расположена девонская вулcano-плутоническая депрессия, выполненная эффузивно-пирокластическим материалом [Гордиенко, 1969].

Между Севернинской вулcano-тектонической депрессией и Агульским прогибом в зоне Байкало-Енисейского разлома известны дайки сиенит-порфиоров и ортофиоров. Ю. А. Кузнецовым в 1939 г. они отмечались в районе Баргинского месторождения (бассейн р. Кан); нами встречены на р. Немкиной выше устья р. Северной. Можно предполагать их развитие и на участке Байкало-Енисейского разлома, перекрытом осадочными отложениями Ры-

бинской впадины. Дайки субщелочных пород на реках Кан и Немкина — своеобразное «связующее звено» между Агульским прогибом и Северинской вулкано-тектонической депрессией (см. рис. 16).

Агульский прогиб расположен в северо-западной части Восточного Саяна, между Канским и Бирюсинским выступами. Протяженность его превышает 200 км, ширина изменяется от 10 км на юго-востоке до 50 км на северо-западе (см. рис. 16). Докембрийский фундамент прогиба имеет блоково-ступенчатое строение. Разобщенные блоки его перемещены на различную высоту и перекрыты чехлом вулканических образований, в свою очередь прорванных среднепалеозойскими гранитами.

В составе пород, слагающих фундамент, значительно развиты гнейсы и амфиболиты бирюсинской серии, аналогичные таковым в Канской глыбе Восточного Саяна, в значительной степени магматизированные и содержащие мелкие тела гранитов тукшинского комплекса.

Отложения бирюсинской серии прорваны гипербазитами идарского и гранитоидами саянского комплексов, слагающими Березовский массив, который расположен в бассейне р. Березовой (левого притока Агула). Площадь его 182 км². На западе и северо-востоке массив трансгрессивно перекрывается среднепалеозойскими вулканогенными породами, на севере и юго-востоке прорван гранитами огнитского комплекса, а на юге инъецирует гнейсы бирюсинской серии (см. рис. 21). Наиболее распространены розовые крупнозернистые биотитовые граниты, на контакте с амфиболитами бирюсинской серии развиты гранодиориты, диориты и габбро-диориты. Жильная фация представлена пегматитами, аплитами и аплитовидными гранитами.

Г р а н и т ы состоят (%): из кварца (20—30), микроклина с хорошо выраженной микроклиновой решеткой (30—40), олигоклаз-андезина (20—25), биотита (5—12), аксессуарных и рудных минералов. Микроклин максимально упорядочен ($\Delta p = 1$); $Ng : \perp (010) = 18-19^\circ$; $-2V = 82-82,5^\circ$. Характерны слабая пелитизация и чрезвычайно свежий облик минерала. Аксессуарные минералы представлены цирконом, сфеном и лейкоксенизированным ильменитом.

Реже встречающиеся амфиболовые граниты содержат обыкновенную роговую обманку, $(-)2V = 64^\circ$. Для гранодиоритов и диоритов характерна гипидиоморфно-зернистая с участками гломерокристаллической структура, состоят они из андезина, роговой обманки, микроклина и биотита. Аксессуарные минералы представлены апатитом и сфеном, из вторичных отмечены серицит, хлорит, пеннин и магнетит.

Преобразование пород саянского комплекса в зонах воздействия среднепалеозойских гранитов заключается в развитии вторичного кварца по микроклину, альбитизации, разрушении темноцветных минералов и замещении их агрегатом кварца, хлорита и магнетита.

Перекрывающие кристаллическое основание вулканогенные породы образуют штамповые складки облекания выступов фундамента. Вулканизм проявился преимущественно в наземных условиях. Продукты его претерпели изменения диагенетического характера и лишь непосредственно в зоне Главного Саянского разлома принимают зеленокаменный облик. Вулканогенная толща Агульского прогиба содержит серию потоков и покровов лав различного состава и пирокластов, пластовые залежи, дайковые и экструзивные образования. Несколько схематизированный разрез ее можно представить следующим образом. В нижней части (агульская свита) развиты лавовые брекчии основного состава, базальтовые порфириты и их туфы, а также трахибазальтовые, андезито-базальтовые и трахиандезитовые порфириты, содержащие редкие линзы трахилипаритовых порфиров. Мощность агульской свиты меняется от 2200 до 200 м и менее при прослеживании ее от зоны Главного Саянского разлома на северо-восток по направлению к Бирюсинской глыбе (рис. 17).

Средняя часть (мануйская свита) представлена серией лав и пирокластов пестрого состава при доминирующем развитии эффузивов кислого ряда. В основании ее почти повсеместно развиты игнимбриты кислого и субщелочного состава с обломками лав основного состава (фото 27). Выше по разрезу преобладают туфы липаритовых и трахилипаритовых порфиров, содержащие линзы трахитовых и кварцевых липаритовых порфиров и перемежающиеся с относительно редкими потоками базальтовых, трахибазальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Суммарная мощность мануйской свиты достигает 1300 м, причем она уменьшается при прослеживании свиты от северо-восточного борта Агульского прогиба (границы его с Бирюсинской глыбой) к юго-западному, т. е. по направлению к зоне Главного Саянского разлома.

Верхняя часть вулканогенной толщи, выделенная В. Г. Никольченко [1961] в тайбинскую свиту, сложена базальтовыми порфиритами («палеобазальтами»), потоки которых перемежаются с пачками красноцветных терригенных отложений флористически охарактеризованной карымовской свиты ниже-среднедевонского возраста. Суммарная мощность вулканогенных пород не превышает 200 м. Палеобазальты приурочены только к сравнительно узкой полосе Главного Саянского разлома, на остальной территории Агульского прогиба не встречены. Таким образом, в юго-западном борту структуры преимущественно развиты эффузивы основного состава, а в северо-восточном — кислого. Латеральные ряды эффузивов разной основности определяются положением их относительно зоны глубинного Главного Саянского разлома.

Петрографическая характеристика вулканогенных пород приведена нами ранее [Даценко, 1974а], химические составы пока-

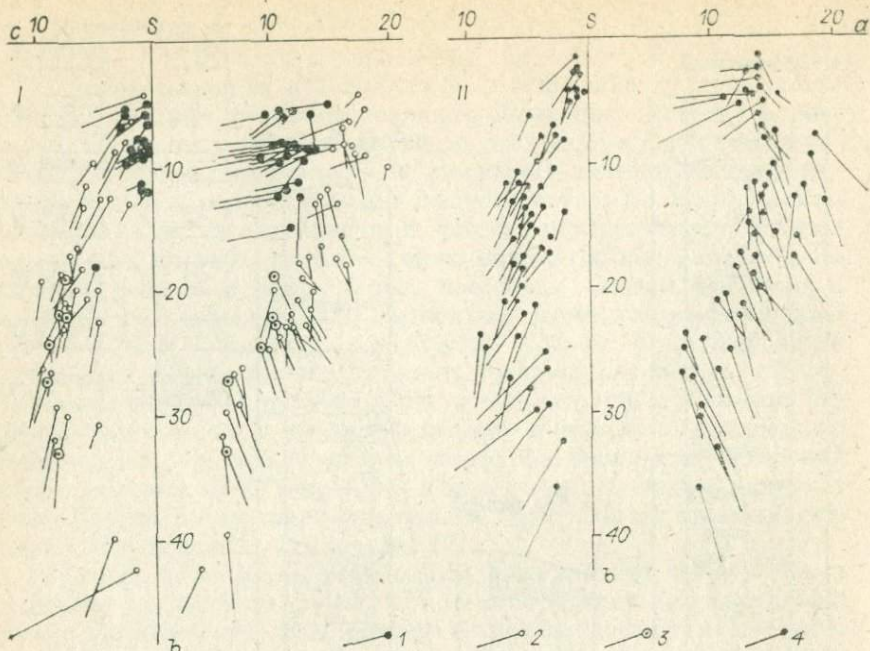


Рис. 18. Диаграмма химических составов (по А. Н. Заварицкому) эффузивов Агульского прогиба (I). Для сравнения показаны составы вулканических пород Йеллоустонского парка (II).

1—3 — вулканогенные породы Агульского прогиба: 1 — мануйской, 2 — агульской, 3 — тайбинской свит; 4 — вулканыты Йеллоустонского парка США.

навливается, что наиболее близким ее аналогом является ассоциация Йеллоустонского парка США, объединяющая, по всей вероятности, две самостоятельные петрохимические формации. На гистограмме распределения кремнезема в эффузивах изученной территории фиксируются два четких максимума, соответствующих содержанию в них 52 и 72% SiO_2 [Даценко, 1974а].

Такая неоднородность может быть обусловлена наличием двух породных групп вулканитов, имеющих разные очаги питания, т. е. позволяет ставить вопрос об отсутствии генетической связи между кислыми и основными эффузивами района. Здесь четко выделяются трахит-липаритовая и трахиандезит-базальтовая породные группы [Белюсов, 1976] эффузивов, самостоятельность которых подтверждается диаграммами Д. С. Штейнберга (рис. 19) и В. Н. Лодочкина (рис. 20). Все это позволяет считать вулканическую формацию Агульской грабен-синклинали гетерохимической, объединяющей разновозрастные, но разные по генезису эффузивы.

Вопрос о времени их формирования на протяжении многих лет был предметом острой дискуссии. Многие исследователи считали их девонскими (И. А. Молчанов, Л. П. Зоненшайн, З. Н. Анисимова, Н. Г. Лян и др.), но имелись мнения о их кемб-

Средние химические составы главных типов среднепалеозойских магматических пород Агульского прогиба, вес. %

Окисел	Базальт (17)	Трахитба- зальт (3)	Андезит- базальт (3)	Трахитан- дезит (2)	Андезит- дацит (2)	Трахит (6)	Трахити- парит (3)	Диагрит (19)	Гранит (52)
SiO ₂	49,48	51,07	54,08	58,13	62,14	63,62	69,16	73,26	73,41
TiO ₂	1,38	1,74	1,46	0,94	0,73	0,78	0,73	0,31	0,35
Al ₂ O ₃	17,01	17,37	16,80	16,95	15,74	16,69	15,37	13,40	13,36
Fe ₂ O ₃	6,96	6,09	6,53	5,02	3,77	4,01	1,80	1,91	1,97
FeO	3,72	4,48	3,50	2,52	1,60	2,22	1,73	1,75	1,39
MnO	0,18	0,17	0,29	0,13	0,07	0,12	0,12	0,09	0,07
MgO	5,50	3,69	2,85	2,26	2,68	1,21	0,47	0,47	0,36
CaO	7,58	5,81	4,96	4,35	3,10	1,92	0,54	0,69	0,50
Na ₂ O	3,31	4,46	4,18	4,43	3,58	4,85	5,17	2,68	3,72
K ₂ O	1,48	2,31	1,41	2,71	3,17	4,42	4,03	4,62	4,57
P ₂ O ₅	0,58	0,85	0,57	0,36	0,22	0,27	0,19	0,10	0,06
П. п. п.	3,16	2,48	3,05	1,85	3,55	0,96	0,18	1,12	0,53
С у м м а	100,34	100,52	99,68	99,65	100,30	101,01	100,11	100,50	100,29

рийском [Никульченко, 1961] и даже докембрийском возрасте [Рассказчиков, 1957]. Данными геохронологии возраст вулкани- тов Агульского прогиба был определен как среднепалеозойский [Поляков, 1971; Телешев, 1974], что подтвердилось результатами палинологических исследований, впервые проведенных в районе А. Н. Смагиным, Н. А. Севрюком и В. К. Тетерюком: определения микрофоссилий свидетельствуют о раннедевонском возрасте формации [Смагин и др., 1981].

Развитие вулканизма в связи с тектоно-магматической активизацией нам представляется в следующем виде. Первоначально в условиях растяжения земной коры при активизации Байкало-Енисейского глубинного разлома и его оперяющих были заложены вулканотектонические впадины, погружение которых компенсировалось накоплением продуктов эволюции базальтовой магмы, дифференцировавшей от базальтов до трахиандезитов, возможно, трахитов. Следующий этап связан со сменой условий растяжения сжатием. Тепловой запас промежуточных очагов базальтовой магмы и сквозьмагматические флюиды обусловили анатектическое плавление докембрийского кристаллического фундамента Агульского прогиба и возникновение вторичных магматических очагов. Вероятность такого процесса подтверждается в других районах единой направленностью эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм [Литвиновский, Летников, 1981].

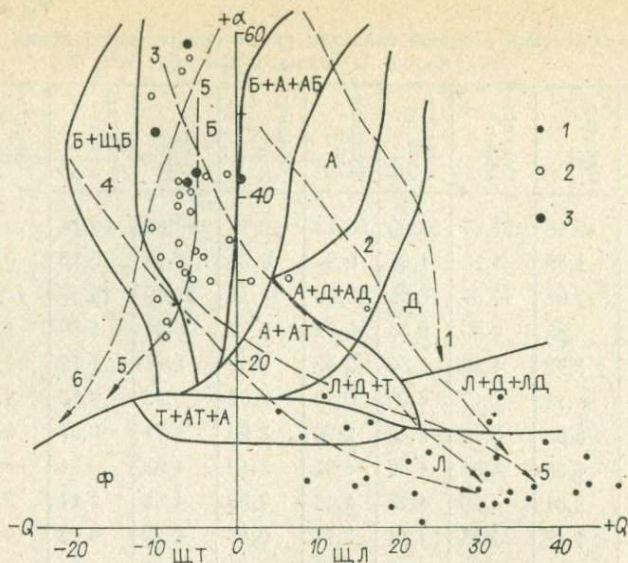


Рис. 19. Диаграмма химических составов (по Д. С. Штейнбергу) эффузивов Агульского прогиба.

1 — липариты и трахилипариты мануйской свиты; 2 — базальты — трахиандезиты агульской свиты; 3 — базальты тайбиской свиты. Оконтурены поля составов: Б — базальты, ЩБ — щелочные базальты, АБ — андезитобазальты, А — андезиты, АД — андезитодациты, Д — дациты, Т — трахиты, АТ — андезитотрахиты, Л — липариты (риолиты), ЛД — липаритодациты (риодациты), Ф — фонолиты, ЩТ — щелочные трахиты, ЩЛ — щелочные липариты. 1—6 — направления дифференциации следующих серий, по А. Н. Заварицкому: 1 — Пеле и Лассен-Пик, 2 — Сьерра-Невада, 3 — Сан-Франциско; 4 — Этна и Липарские острова, 5 — Йеллоустонский парк, 6 — Гавайские острова.

Анатектоническая магма явилась родоначальной для развития низкоплавных пород кислого состава — липаритов и их пирокластов. Это хорошо согласуется с опытами Г. Винклера [1969], а также О. Татла и Н. Боуэна [Tuttle, Bowen, 1958] по плавлению гранитов и получению регенерированного кислого расплава. Магма анатектических расплавов возникла в условиях низкого давления H_2O и не пришла в «равновесное состояние». Не исключено, что часть вулканических пород Агульского прогиба была сформирована при смешении ювенильной базитовой и вторичной кислой магм, на возможность чего в последнее время указывают многие исследователи [Соболев, 1981; и др.]. Дальнейшее сжатие закупорило вулканические каналы, и в конце нижнего девона вулканическая деятельность сменилась интрузивной.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Среднепалеозойские граниты и сиениты, выделенные Л. П. Рик [1961] в огнистый комплекс, в Восточном Саяне слагают интрузивный пояс, протягивающийся от р. Оки на юго-востоке до р. Агул на северо-западе. Отдельные интрузивные тела

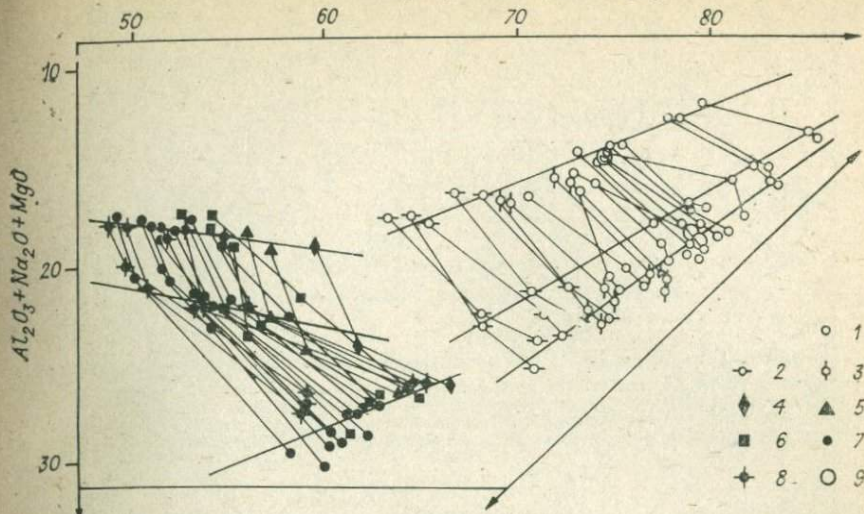
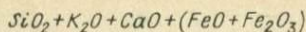


Рис. 20. Комплементарные ряды вулканитов Агульского прогиба.

1—3 — мануйская свита: 1 — липариты, 2 — трахилипариты, 3 — липарито-дациты; 4—7 — агульская свита: 4 — трахиандезиты, 5 — андезито-базальты, 6 — трахибазальты, 7 — базальты; 8 — базальты тайбинской свиты; 9 — средний гранит огнического комплекса.

этого комплекса известны и в южной части Енисейского кряжа, где выделены Ю. И. Парфеновым в порожненский комплекс.

В бассейне рек Агул и Туманшет комплекс проявлен интрузией аляскитовых и субщелочных гранитов, редко сиенитов, которыми сложены лакколиты, мелкие штоки и межформационные гранитные залежи. Схема их размещения показана на рис. 21. Корневые зоны гранитных массивов тяготеют к активизированным в среднем палеозое разломам, контролирующим размещение продуктов вулканической деятельности. Интрузивные залежи приурочены к поверхности раздела кристаллического фундамента района и его эффузивного чехла. Положение их в ядрах брахиантиклиналей, образованных вулканогенной толщей, позволяет считать их соскладчатыми по отношению ко времени проявления сибиретипной тектоники. Вместе с эффузивами мануйской свиты интрузивные породы образуют сложную вулcano-плутоническую ассоциацию.

На межформационное положение гранитов р. Агул первым обратил внимание Л. П. Зоненшайн [1956]. Его данные подтверждаются нами на примере Верхне-Бельского массива, расположенного в истоке одноименной реки, правого притока р. Туманшет. Массив является сложным односторонним (по М. А. Усову) лакколитом, подводящий канал которого приурочен к разлому в кристаллических сланцах и гнейсах бирюсинской серии нижнего структурного яруса. Лакколит интродуцирован в пространство

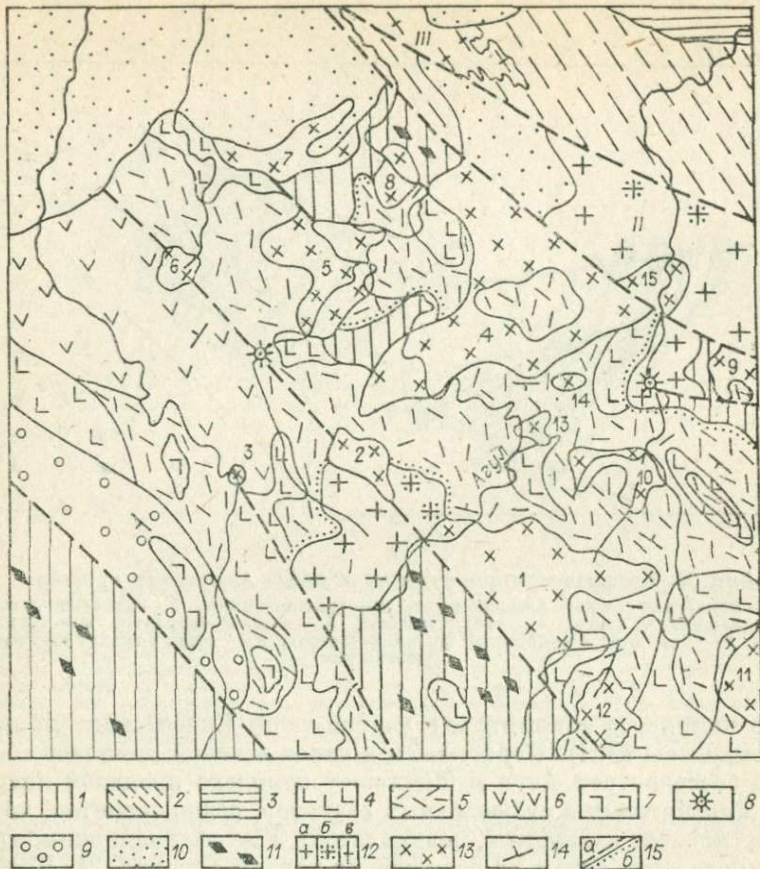


Рис. 21. Схема размещения гранитоидных массивов огнистого комплекса в северо-западной части Агульского прогиба.

1 — гнейсы и кристаллические сланцы (бирюсинская свита); 2 — зеленые сланцы, кварциты (кувайская серия); 3 — кварцитовидные песчаники, конгломераты (карагасская серия). 4—8 — среднепалеозойская вулканогенная толща: 4 — эффузивы преимущественно основного состава; 5 — то же, кислое; 6 — то же, смешанного; 7 — оливиновые базальты (тайбинская свита); 8 — жерла вулканов; 9 — конгломераты (карымовская свита); 10 — красноцветы и мергели (павловская свита). Магматические образования: 11 — протерозойские гипербазиты идарского комплекса; 12 — рифейские граниты (а), гранодиориты (б) и гнейсограниты (в) саянского комплекса (I — Березовский, II — Туманшетский, III — Улькинский массивы); 13 — среднепалеозойские граниты огнистого комплекса (I — Верхне-Краснинский, 2 — Мало-Телегашский, 3 — Тайбинский, 4 — Миусинский, 5 — Телегашский, 6 — Ягашский, 7 — Уланчинский, 8 — Ахтарминский, 9 — Верхне-Бельский, 10 — Костинский, 11 — Тагульский, 12 — Халдарминский, 13 — Мануйский, 14 — Кармештинский, 15 — Нижне-Туманшетский массивы); 14 — элементы залегания; 15 — тектонические (а) и трансгрессивные (б) границы.

между опущенным блоком кристаллического «цоколя» и толщей вулканогенных пород, «мощность» его 420 м (рис. 22).

Общая площадь выходов гранитов комплекса в северо-западной части Агульского прогиба 1750 км², площадь отдельных массивов достигает 300—600 км². За исключением мелких штоков

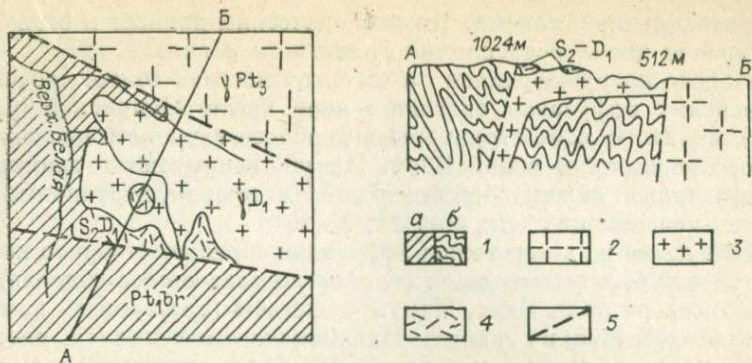


Рис. 22. Схема строения западной части Верхне-Бельского массива. 1 — кристаллические сланцы и гнейсы бирюсинской свиты (а), то же в разрезе (б); 2 — протерозойские граниты саянского комплекса; 3 — среднепалеозойские граниты огнистого комплекса (Верхне-Бельский массив); 4 — среднепалеозойские кварцевые порфиры и трахиандезиты (мануйская свита); 5 — разрывные нарушения.

массивы имеют прихотливые в плане очертания, что определяется пластовой их формой при расчлененном рельефе. В то же время с глыбами фундамента контакты интрузий близки к вертикальным и довольно прямолинейным. Эродированы массивы слабо, на поверхности их нередки останцы кровли, представленной среднепалеозойскими вулканитами. Поверхность контакта согласна залеганию вмещающих эффузивов, обычно ороговикованных и эпидотизированных.

Одним из наиболее представительных является Верхне-Краснинский массив, расположенный в бассейне одноименной реки, правого притока Агула (см. рис. 21, № 1). Площадь его несколько превышает 300 км². Массив очень полого погружается на север под среднепалеозойские эффузивы, прорыв которых гранитами можно наблюдать в скальных обнажениях Агула примерно в 1 км ниже устья р. Верх. Красной. Поверхность контакта параллельна флюидалности трахиандезитовых порфиров, изменяющих здесь свою светло-розовую окраску на темно-серую и содержащих прожилки граносиенитов мощностью до 5 см и протяженностью до 0,5—4 м. Зона ороговикования не превышает 10—15 м, в эффузивах развиваются кварц, полевой шпат, магнетит и особенно характерные эпидот и биотит, причем кварц и полевой шпат обособляются в скопления размером до 1—2 см. Граниты на контакте переходят в более мелкозернистые разновидности, но процессы гибридазма для них совершенно не характерны. Это касается как описанного участка, так и контактов агульских гранитов с гнейсами бирюсинской серии, докембрийскими гранитами и габбро-диоритами, среднепалеозойскими эффузивами основного состава и т. д.

Юго-западный контакт массива приурочен к крутой тектонической зоне северо-восточного направления и залечен гранитами. Гнейсы бирюсинской серии у контакта послойно инъецированы

гранитными прожилками. По геофизическим данным к этой зоне приурочен канал поступления гранитного расплава.

Полого погружающаяся на север от массива толща среднепалеозойских эффузивов слагает южное крыло Мануйской брахисинклинали. В ядре структуры в наиболее глубоком эрозионном окне, прорезанном рекой Верх. Мануй, вскрываются граниты с горизонтально залегающей поверхностью кровли, неотличимые от верхне-краснинских (см. рис. 21, № 13).

Еще далее на север толща эффузивов образует северное крыло Мануйской брахисинклинали (т. е. принимает южное падение) и в 7 км к северу от р. Верх. Мануй «налегает» (претерпевая контактное воздействие) на граниты Минусинского массива (см. рис. 21, № 4), кровля которого под углом 12—14° погружается в южном направлении. Приведенное описание свидетельствует о существовании крупного пластового тела гранитов под среднепалеозойскими эффузивами.

Верхне-Краснинский массив, как и другие в северо-западной части Агульского прогиба, сложен среднезернистыми лейкогранитами, минералогический и химический состав которых несколько меняется в вертикальном разрезе. У кровли, останцы которой сохранились на водоразделе рек Верх. Красной и Туманшета, это мелко-среднезернистые однопалевошпатовые субщелочные граниты порфириковой структуры с микрографической основной массой. Гинсометрически ниже располагается зона среднезернистых аляскитовых гранитов также преимущественно однопалевошпатовых, ниже которых развиты средне-крупнозернистые двуполевошпатовые граниты гипидиоморфнозернистой структуры, по химизму являющиеся переходными между гранитами нормального ряда и лейкогранитами [Даденко, 1971а]. В узких эндоконтактных зонах незначительно развиты граносиениты.

Гранитоиды бассейна р. Агул в разное время изучались Л. П. Рик, П. В. Дубиным, Л. П. Зоненшайном, нами, Г. В. Поляковым, А. Е. Телешевым, Г. С. Федосевым, А. Н. Смагиным, А. Д. Ножкиным и др. Детальное описание их приведено А. С. Телешевым [1974]. Граниты относятся преимущественно к группе гиперсольвус — высокотемпературной разновидности, плагиоклаз в них либо отсутствует, либо занимает не более 2—3% объема. Макроскопически это красные или красновато-желтые породы микрочешуйчатой структуры, содержащие около 30% кварца (фото 28). Однако установить это можно только под микроскопом, поскольку не менее половины объема кварца завуалировано в микропегматитовых сростаниях его с калинастровым полевым шпатом. В свое время это послужило основанием считать, что прорывающие эффузивы массива бассейна р. Агул сложены граносиенитами, и лишь более детальное изучение позволило отказаться от таких представлений.

Таким образом, граниты сложены кварцем (26—37%) и гомогенным калинастровым полевым шпатом (55—72%) (фото 29). Кроме того, они содержат около 2,5—8% биотита, альбита, магнети-

та и аксессуарных минералов, количественный состав которых приведен в табл. 21.

Кварц представлен хорошо ограненными, но корродированными кристаллами (фото 30) размером от 0,1 до 0,8 см, либо корродированными округлыми зернами (фото 31). Подобные фенокристаллы присущи лиаритовым кварцевым порфирам вулканической толщи [Даценко, 1974а]. Устанавливаются и промежуточные разности между округлыми с многочисленными кавернами выделениями кварца и кристаллами, имеющими облик гексагональной дипирамиды или октаэдра (высокотемпературный β -кварц).

Калинатровые полевые шпаты представлены только моноклинными модификациями: бесструктурным промежуточным ортоклазом с содержанием альбита 30—40%, мезопертитом или анортоклазом. Форма их неправильная или таблитчатая, размеры достигают 0,3—1 см. Ортоклаз-пертиты пелитизированы и замутнены настолько, что изучение их в шлифах затруднено. Мезопертиты, наоборот, замутнены слабо. Угол оптических осей ($-2V$) изменяется в пределах 49—73° (табл. 18), двойники обычно простые.

В описываемых гранитах широко распространено обрастание агрегатами микропегматита фенокристаллов кварца или ортоклаза, реже обоих одновременно. Отмечается увеличение размеров образующих микропегматит частиц по мере отдаления от фенокристалла, а также вытянутость вростков перпендикулярно границам ортоклаза (фото 32). Вростки кварца обычно гаснут одновременно и в отдельных конусах роста не выходят за их пределы. Содержание кварца в микропегматите достигает 37—40%, что свидетельствует о вулканическом типе гранитов и первично-магматической природе микропегматита.

В двуполевошпатовых гранитах огнитского комплекса плагиоклаз представлен альбитом, реже альбит-олигоклазом, обычно

Таблица 18

Свойства калинатриевых полевых шпатов среднепалеозойских гранитов Агульского прогиба

№ образца	Массив	Ng:1(010)	$-2V$	Степень упорядоченности
9 343	Верхне-Краснинский	2,0	63,5; 73,0	0,1
		4,0	73,0	0,2
10 429	Минусинский	4,0	49,0; 51,0	0,2
		1,0	58,0	0,2
		1,5	62,0	0,1
153	Телегашский	8,0	72,0	0,4
		—	56,0; 60,0; 61,0	—
634	Халдарминский	3,5	71,0	—
		3,5	72,0; 73,0; 74,0	—

разложением, с неправильными ограничениями. Размеры его не превышают долей миллиметра. В основном он, по мнению А. Е. Телешева, ксеногенный. Биотит также разложен, замещен агрегатами кварца, серицита и рудного минерала. В реликтовых участках устанавливается принадлежность его к высокожелезистой разновидности. Обычно плагиоклаз ассоциирует с магнетитом, образующим зерна неправильной формы или октаэдры со сглаженными ребрами и вершинами, реже изометричные зерна в той или иной степени мартитизированные. Содержание магнетита достигает 8000 г/т. Присутствует три разновидности циркона: 1) непрозрачный бурый в виде плохо сохранившихся оплавленных кристаллов с высокой радиоактивностью. Отношение ширины к длине в них (удлинение) составляет 1 : 2, но есть и остропирамидальные зерна с удлинением 1 : 3; 2) светло-бурый, почти прозрачный, слаборадиоактивный циркон, кристаллы которого образованы комбинацией призм и дипирамид, иногда сильно угнетенных. Удлинение 1 : 2—1 : 3, изредка 1 : 4. В отдельных случаях кристаллы усложняются появлением призмы второго рода, довольно часты включения черного непрозрачного вещества; 3) относительно редкий очень мелкий светло-розовый совершенно прозрачный циркон с удлинением 1 : 2—1 : 2,5. Кроме того, встречаются сфен, флюорит, апатит, анатоз, мартит, ильменит, лейкоксен, лимонит, единичные зерна рутила, монацита, оранжита, спессартина, пирита и молибденита (см. табл. 21).

Минеральный состав субщелочных гранитов и граносиенитов района отличается незначительно. В первых плагиоклаз отсутствует полностью, а во вторых кварц встречается только в составе микропегматита, вместе с биотитом появляется щелочной амфибол.

Дайковая фация огнитского комплекса представлена гранит-и сиенит-порфирами, и, вероятно, диабазами. Однако генетическая связь последних с гранитами не доказана, они могут оказаться подводящими каналами эффузивов тайбинской свиты.

По химизму граниты Агульского прогиба относятся к пересыщенным кремнеземом и насыщенным щелочами породам с очень низким содержанием полевошпатовой извести (табл. 19). При пересчете анализов по методу А. Н. Заварицкого выявляется резкая перенасыщенность гранитов глиноземом, хотя абсолютное содержание Al_2O_3 в породах ниже нормативного для гранитов. Отмечаются низкое содержание магния и высокая железистость гранитоидов Агульского прогиба. Содержание в них K_2O и Na_2O примерно одинаковое. Это свидетельствует о вхождении почти всего количества Na_2O в состав пертита, поскольку содержание альбита в виде самостоятельного минерала в агульских гранитах незначительно.

Возраст гранитоидов Агульского прогиба определен в очень узком временном интервале: граниты прорывают нижнедевонские эффузивы мануйской свиты и трансгрессивно перекрываются отложениями среднего девона. Последнее было установлено нами при

Химический состав среднепалеозойских гранитоидов северо-западной части Агульского прогиба, вес. %

Окисел	Ахтар- минский	Нижне-Туманшетский			Верхне-Краснинский							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	77,05	77,36	77,02	76,76	78,96	77,58	76,30	75,70	75,66	75,28	75,21	73,99
TiO ₂	0,16	0,06	0,15	0,17	0,37	0,30	0,32	0,25	0,45	0,38	0,27	0,38
Al ₂ O ₃	12,76	11,96	10,52	11,91	10,97	12,10	11,87	12,17	11,78	11,69	11,98	12,58
Fe ₂ O ₃	0,81	1,12	1,01	1,19	2,16	1,88	2,30	3,33	1,43	1,42	1,60	4,05
FeO	0,72	0,43	1,79	1,58	0,40	1,01	0,54	1,64	2,44	2,23	1,80	1,53
MnO	0,04	0,04	0,02	0,01	0,02	0,07	0,07	0,03	0,03	0,08	0,08	0,06
MgO	0,05	0,12	0,86	0,23	—	0,06	—	0,05	0,38	0,31	0,21	0,16
CaO	0,28	0,18	0,66	0,44	—	0,18	0,11	0,08	0,48	0,36	0,35	0,52
Na ₂ O	3,54	2,90	2,70	2,93	2,60	4,40	4,20	3,55	4,10	3,70	4,15	3,01
K ₂ O	4,85	4,70	4,50	4,75	4,50	2,35	4,40	4,35	2,90	4,30	4,35	4,07
P ₂ O ₅	0,021	0,011	0,034	0,034	0,002	0,022	0,007	0,05	0,034	0,029	0,028	0,06
П. п. п.	0,24	0,75	0,52	0,32	0,64	0,66	0,46	0,25	0,38	0,02	0,20	0,42
С у м м а	100,52	99,63	99,78	100,38	100,72	100,61	100,58	101,45	100,11	99,80	100,24	100,83

Окисел	Верхне-Краснинский			Тагульский													Верхне-Бельский
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
SiO ₂	73,86	73,18	69,90	75,42	75,78	74,94	74,64	73,72	73,20	72,30	76,26	75,24	74,38	70,68	74,38	74,36	
TiO ₂	0,40	0,31	0,30	0,30	0,35	0,31	0,46	0,28	0,39	0,31	0,20	0,24	0,26	0,52	0,30	0,35	
Al ₂ O ₃	13,56	12,45	13,40	13,23	12,05	12,50	12,73	13,13	13,04	14,30	12,30	12,68	12,45	15,74	13,76	13,40	
Fe ₂ O ₃	3,22	3,55	0,73	1,52	0,26	0,79	1,12	2,14	1,49	1,71	1,83	0,97	1,73	1,41	1,09	1,60	
FeO	1,23	1,55	4,02	0,43	2,01	1,72	1,69	0,68	1,72	0,35	0,53	0,93	1,71	0,79	1,72	0,72	
MnO	0,08	0,09	0,06	0,13	0,15	0,05	0,03	0,03	0,14	0,09	0,16	0,05	0,18	0,02	0,03	0,05	
MgO	0,33	0,36	1,28	0,28	0,18	0,10	—	0,27	0,20	0,16	0,08	0,09	0,14	0,65	0,30	0,12	
CaO	0,36	0,34	0,92	0,26	0,37	0,14	0,22	0,25	0,18	0,52	0,38	0,48	0,10	0,43	0,11	0,17	
Na ₂ O	3,36	3,65	3,00	4,20	4,20	3,77	4,20	4,00	3,97	4,10	4,15	3,00	3,84	2,90	2,50	4,50	
K ₂ O	4,49	4,40	5,10	4,80	4,60	5,00	4,60	4,80	5,00	5,10	4,25	5,00	4,48	5,15	5,00	4,80	
P ₂ O ₅	Сл.	0,14	0,082	0,049	0,049	0,031	0,011	0,029	0,034	0,06	0,022	0,045	0,04	0,038	0,029	0,035	
П. п. п.	0,26	0,01	0,73	0,41	0,35	0,36	0,11	0,53	0,37	0,38	0,33	0,94	0,95	1,56	1,33	0,20	
Сумма	101,15	100,03	99,52	101,03	100,35	99,71	99,81	99,86	99,73	99,38	100,49	99,65	100,26	99,89	100,55	100,31	

Окисел	Минусинский														Халдарминский	
	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	76,70	75,00	74,66	69,60	69,28	70,18	70,70	71,34	69,64	69,90	70,00	73,10	74,62	74,83	74,36	72,10
TiO ₂	0,23	0,21	Сл.	0,29	0,64	0,44	0,31	0,42	0,43	0,45	0,36	0,33	0,22	0,14	0,38	0,48
Al ₂ O ₃	12,32	13,90	13,09	13,26	15,26	14,75	13,94	14,93	14,95	14,02	14,67	13,92	12,70	12,78	12,79	13,04
Fe ₂ O ₃	1,17	2,35	2,74	3,43	3,16	1,32	1,54	1,58	3,80	1,95	3,53	2,54	1,02	0,74	1,27	1,28
FeO	0,57	1,26	1,53	1,79	1,06	2,23	0,50	1,01	2,50	2,15	1,88	1,08	0,90	1,33	1,69	2,00
MnO	0,03	0,07	Сл.	0,08	0,10	0,07	0,059	0,05	0,07	0,06	0,10	0,03	0,07	0,10	0,04	0,03
MgO	0,07	0,50	0,18	0,65	0,98	0,63	0,47	0,46	0,51	0,52	0,56	0,01	0,48	0,37	0,26	0,51
CaO	0,48	0,53	0,30	1,99	0,65	0,56	0,74	0,61	1,22	0,88	0,85	0,42	0,64	0,64	0,24	0,25
Na ₂ O	2,87	3,10	3,18	4,00	4,00	4,35	4,80	4,20	3,80	3,80	3,90	3,60	3,56	3,51	3,74	3,77
K ₂ O	4,40	4,20	4,04	3,40	5,00	4,90	4,80	5,20	4,80	4,90	5,10	4,60	4,65	4,45	4,85	4,80
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,06	0,08	0,18	0,062	0,96	0,046	0,06	0,10	0,05	0,05	0,05	0,13	0,037	0,034
П. п. - П.	0,80	0,30	0,45	0,90	0,30	0,76	0,46	0,84	0,02	1,06	0,06	0,40	0,43	0,45	0,25	1,04
С у м м а	99,75	101,50	100,23	101,47	100,61	100,25	99,28	100,69	101,80	99,79	101,10	100,08	99,34	99,47	99,91	99,33

Окончание табл. 19

Окисел	Кармештинский		Костинский			Телегашский			Среднее
	45	46	47	48	49	50	51	52	
SiO ₂	73,29	72,38	73,92	73,86	64,14	70,99	66,66	64,89	73,45
TiO ₂	0,33	0,30	0,33	0,22	0,90	0,57	0,67	0,80	0,35
Al ₂ O ₃	13,80	14,57	13,40	13,85	14,98	14,63	17,34	16,82	13,36
Fe ₂ O ₃	1,65	1,69	1,47	1,44	2,95	3,87	4,24	4,70	1,98
FeO	0,61	0,86	0,57	0,32	3,56	1,27	1,60	1,87	1,37
MnO	0,03	0,02	0,08	0,03	0,14	0,10	0,10	0,08	0,07
MgO	0,09	0,54	0,12	0,32	1,34	0,25	0,85	1,00	0,34
CaO	0,23	0,40	0,59	0,37	2,10	Сл.	0,87	1,71	0,49
Na ₂ O	4,00	3,71	3,67	3,80	4,60	3,60	4,20	4,50	3,66
K ₂ O	5,10	4,90	4,90	4,80	4,32	4,53	4,56	3,90	4,56
P ₂ O ₅	0,022	0,068	0,046	0,021	0,27	0,05	Сл.	0,35	0,04
П. п. п.	0,49	0,16	0,77	0,82	0,58	0,70	0,73	1,14	0,56
Сумма	99,64	99,60	99,87	99,85	99,88	100,56	101,82	101,76	100,32

обр. 1425, то же, там же; 32 — обр. 4488, то же, правый борт р. Агула, в р-не устья р. Верх. Мануй; 33 — обр. 2705, субщелочной гранит, водораздел рек Агула и Корока; 34 — обр. 10431, то же, вершина р. Корока, левый борт; 35 — обр. 10432, то же, там же; 36 — обр. 10429, то же, там же; 37 — обр. 1422, аляскитовый гранит, правый борт р. Агула, в 3,5 км ниже устья р. Минусинки; 38 — обр. 10414, то же, вершина р. Корока; 39 — обр. 2699, то же, водораздел рек Агула и Корока; 40 — обр. 1414, то же, правый борт р. Агула, в 8 км ниже устья р. Минусинки; 41 — обр. 499, то же, вершина р. Таган (левый приток Агула, впадающий в 2 км ниже р. Минусинки); 42 — обр. 456, то же, там же; 43 — обр. 634, то же, водораздел рек Халдармы и Гнилого Туманшета; 44 — обр. 1679, то же, среднее течение р. Халдармы, правого притока р. Туманшета; 45 — обр. 9946, субщелочной гранит, водораздел рек Агула и Туманшета, в 6 км к западу от устья р. Ульки; 46 — обр. 9944, аляскитовый гранит, там же; 47 — обр. 1895, то же, верховье р. Верх. Мануй; 48 — обр. 1889, то же, там же; 49 — обр. 1887, граносенит, там же; 50 — обр. 3545, гранит, левый борт р. Агула, в р-не устья р. Седелочной; 51 — обр. 1021, граносенит, левый борт р. Телегаша, в 7 км ниже устья р. Поперечного Телегаша; 52 — обр. 3542, то же, водораздел рек Телегаша и Седелочной, в 2 км южнее перешейка рек Агула и Телегаша.

Примечание. Анализы выполнены по коллекции автора в химлаборатории Красноярского геологуправления в 1962—1964 гг.

1 — обр. Д-300, аляскитовый гранит, правый берег р. Агула, в 4,2 км ниже устья р. Мануй; 2 — обр. 5520, то же, правый берег р. Туманшета, в 3 км ниже устья р. Верх. Белой; 3 — обр. 1929-а, гранит нормального ряда, р. Туманшет в р-не устья р. Ульки; 4 — обр. 1929, то же, там же; 5 — обр. 1664, то же, водораздел рек Верх. Красной и Туманшета; 6 — обр. 609, то же, р. Агуд, левый борт, р-н устья р. Плещиковой; 7 — обр. 9343, субщелочной гранит, водораздел рек Костиной и Туманшета; 8 — обр. 2386, аляскитовый гранит, левый борт р. Верх. Красной, в 2 км от устья; 9 — обр. 608, гранит нормального ряда, р. Агуд, левый борт, в 7 км ниже устья р. Березовой; 10 — обр. 611, аляскитовый гранит, р. Агуд, р-н устья р. Верх. Красной; 11 — обр. 9341, субщелочной гранит, водораздел рек Костиной и Туманшет; 12 — обр. 2450, гранит нормального ряда, правый борт р. Верх. Красной, в 2 км от устья; 13 — обр. 1275, аляскитовый гранит, р. Агуд, правый борт, в 1 км ниже устья р. Верх. Красной; 14 — обр. 3326-4, то же, среднее течение р. Верх. Красной; 15 — обр. 610, гранит нормального ряда, левый борт р. Агула, в р-не устья р. Плещиковой; 16 — обр. 706, субщелочной гранит, левый борт р. Мал. Тагула; 17 — обр. 668, то же, там же; 18 — обр. 705, то же, там же; 19 — обр. 703, то же, там же; 20 — обр. 700, то же, там же; 21 — обр. 701, то же, там же; 22 — обр. 667, то же, там же; 23 — обр. 670-а, аляскитовый гранит, там же; 24 — обр. 702-а, то же, там же; 25 — обр. 670, то же, там же; 26 — обр. 666, то же, там же; 27 — обр. 702, гранит нормального ряда, там же; 28 — обр. 899, субщелочной гранит, вершина р. Верх. Белой, правого притока р. Туманшета, рек Верх. Белой и Ульки; 29 — обр. Д-56, гранит нормального ряда, вершина р. Мануй; 30 — обр. 1397, то же, правый борт р. Агула, в 4 км ниже устья р. Минусинки; 31 —

Содержание аксессуарных элементов в гранитоидах северо-западной части Агульского прогиба, $\mu \cdot 10^{-4}$ %

Элемент	Чувствительность анализа	Массивы								Среднее содержание в гранитоидах исследованных массивов	Среднее содержание в кислых породах литосферы (по А.П. Виноградову)
		Тагульский	Уланчинский	Верхне-Красинский	Ахтарминский		Телегашский				
					1545	1546	1548	1549			
V	3,0	21,0	6,9	12,0	13,0	1,3	17,0	35,0	15,2	40,0	
Cr	1,0	14,0	1,6	13,0	28,0	Сл.	25,0	Сл.	14,7	25,0	
Co	3,0	Сл.	Сл.	Сл.	4,2	»	Сл.	4,1	2,6	5,0	
Ni	3,0	12,0	24,0	11,0	26,0	14,0	10,0	8,7	15,0	8,0	
Ga	3,0	27,0	22,0	24,0	27,0	35,0	21,0	27,0	26,0	20,0	
Sr	100,0	130,0	100,0	100,0	190,0	140,0	200,0	270,0	156,0	300,0	
Ba	150,0	210,0	200,0	180,0	350,0	230,0	500,0	470,0	306,0	830,0	
Sn	3,0	5,2	3,0	6,5	10,0	8,7	4,7	5,9	7,9	3,0	
Mo	3,0	4,4	2,0	Сл.	Сл.	Сл.	1,0	3,2	2,7	1,0	
Pb	3,0	49,0	26,0	23,0	26,0	12,5	27,0	22,0	27,0	20,0	
Li	5,0	12,0	15,0	7,0	10,0	70,0	12,0	14,0	20,0	40,0	
Rb	50,0	140,0	200,0	160,0	205,0	230,0	140,0	135,0	173,0	200,0	
Cs	6,0	6,0	4,0	6,0	4,0	—	4,0	4,0	4,0	5,0	
Be	11,0	14,0	2,7	4,0	1,8	3,0	2,2	2,4	4,3	5,5	
Sn	3,0	3,6	1,7	3,4	2,0	—	4,8	5,4	3,0	3,0	
Y	3,0	41,0	25,0	35,0	51,0	51,0	30,0	44,0	39,7	34,0	
Zr	3,0	160,0	100,0	260,0	120,0	120,0	130,0	220,0	159,0	200,0	
Nb	10,0	14,0	Сл.	17,0	14,0	14,0	10,0	12,0	12,0	20,0	
La	10,0	48,0	25,0	55,0	58,0	31,0	41,0	43,0	43,0	60,0	
Ce	100,0	130,0	Сл.	Сл.	130,0	Сл.	120,0	Сл.	50,0	100,0	
Yb	1,0	10,0	7,4	9,0	9,2	18,0	6,0	8,1	9,7	4,7	
U	1,0	3,5	2,0	4,0	~5	~5	3,0	3,0	4,1	3,5	

изучении Уланчинского массива огнистого комплекса (см. рис. 21, № 7) в районе стрелки рек Бол. и Мал. Уланчи.

Данные по химическому составу, минералогическим особенностям, времени проявления и принадлежности к единому тектоническому этапу магматической активности позволяют считать граниты огнистого комплекса комагматами эффузивов мануйской свиты [Шелковников, 1962; Телешев, 1974; и др.].

По составу аксессуарных элементов они близки к среднему типу кислых пород литосферы и отличаются несколько пониженными содержаниями бария, стронция, лития, ниобия, лантана, цезия и элементов группы железа. В то же время они содержат от-

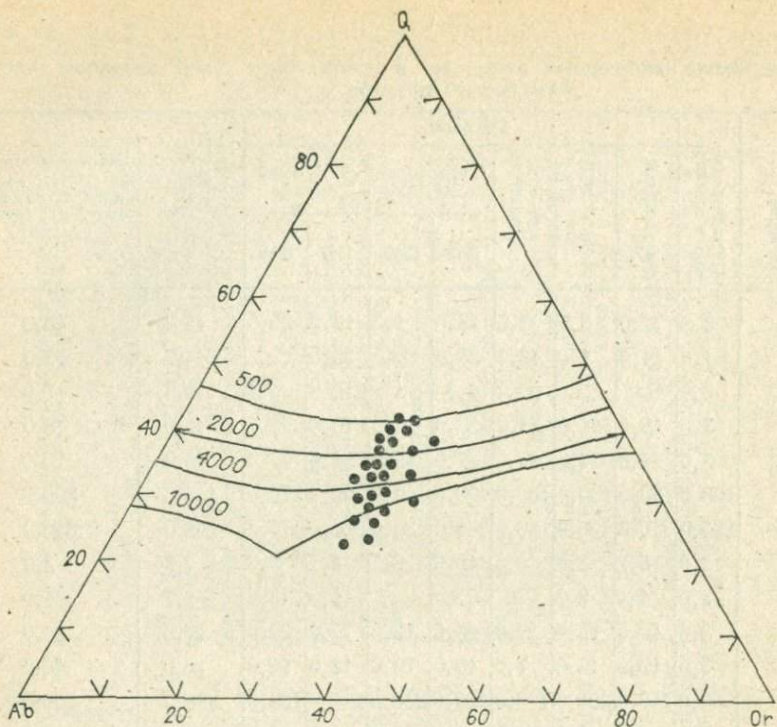


Рис. 23. Положение составов гранитов огнитского комплекса на тройной диаграмме системы Ab—Or—Q.

носительно повышенные количества олова, молибдена, свинца, иттрия, иттербия и урана (табл. 20). Металлогения их изучена еще недостаточно. В 1974 г. А. Н. Смагин, А. А. Севрюк и др. открыли гидротермальные среднетемпературные проявления молибденовой минерализации кварц-халькопирит-молибденит-серицитовый и кварц-молибденит-серицитовый рудных формаций [Смагин, Рубанов, 1982].

Об условиях формирования гранитов огнитского комплекса можно судить по положению фигуративных точек их составов на диаграмме Ab — Or — Q (рис. 23). Граниты кристаллизовались при давлении от 10 до 0,5 кбар. Приведенные данные свидетельствуют о большой глубине начала кристаллизации гранитного расплава, а наличие в гранитах корродированных зерен кварца указывает на очень быстрый подъем магмы к поверхности.

Изложенный материал позволяет прийти к следующим выводам:

1. Среднепалеозойские вулканогенные породы, сформированные в связи с тектоно-магматической активизацией области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, образуют гетерохимическую ассоциацию, включающую производ-

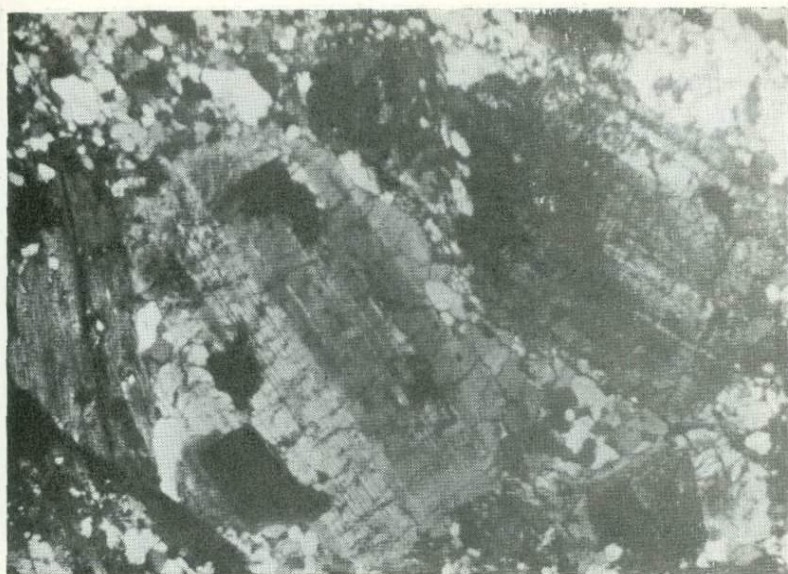


Фото 1. Катаклазированный плагиогранит приенисейского комплекса. Правый борт Енисея в р-не устья Каменки. Шлиф 1171-4, николи+, увел. 24.

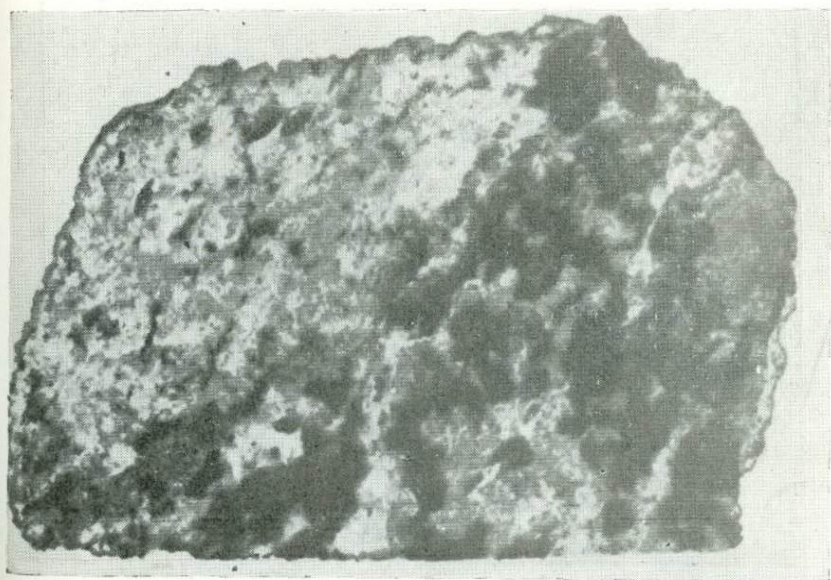


Фото 2. Контакт чарнокита богунаевского комплекса (светлое) с гиперстеновым кристаллическим сланцем. Р. Енисей, Казачинский порог. Полированный штуф, обр. 1634-1, 3/4 натур. вел.

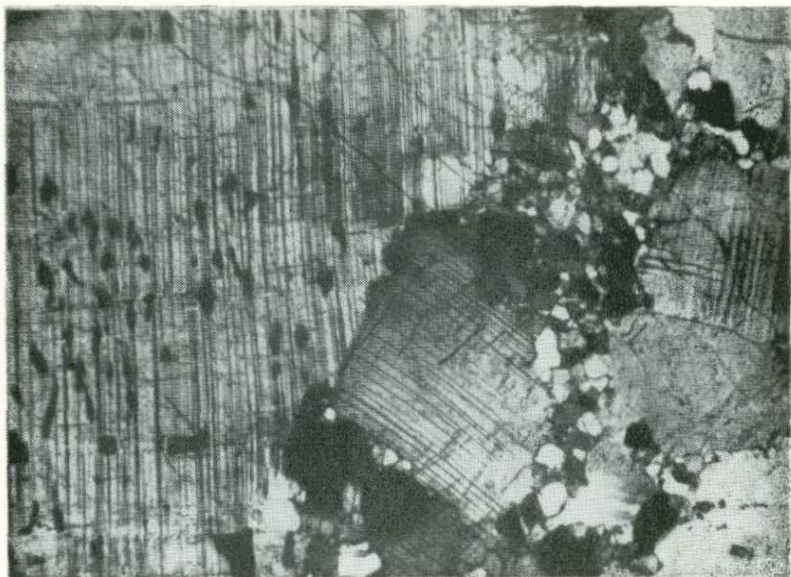


Фото 3. Антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата в плагиоклазе. Богунаевский комплекс. Р. Енисей, Казачинский порог. Шлиф 1636, николи+, увел. 38.

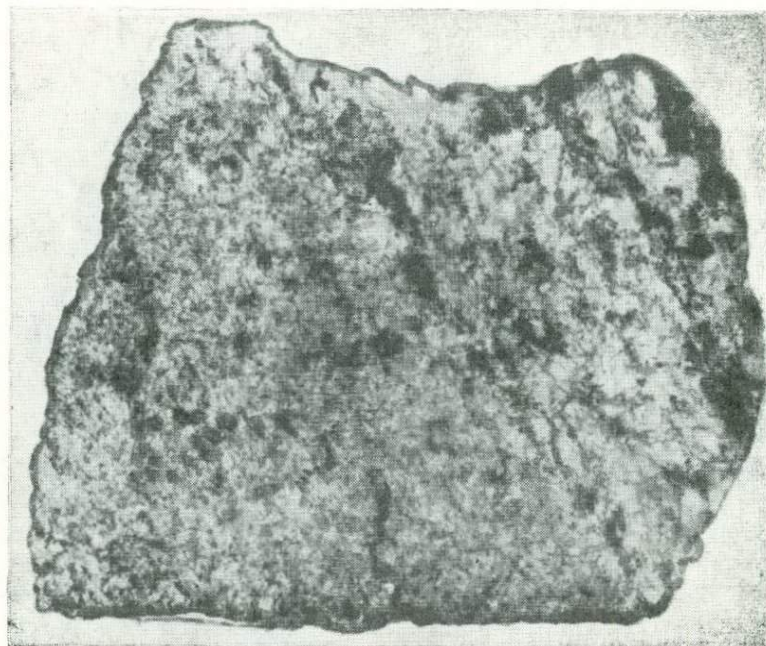


Фото 4. Интрузивный контакт чарнокитов кузевского (слева) и богунаевского комплексов. Гнейсовидность последних сечется под углом 15° . Правый борт Енисея в Казачинском пороге, 300 м выше начала о. Каменного. Полированный штупф, обр. 1637, $1/3$ натур. вел.



Фото 5. «Капельный» кварц в аллохтонном чарноките кузеевского комплекса.
Шлиф 1637, николи+, увел. 12.

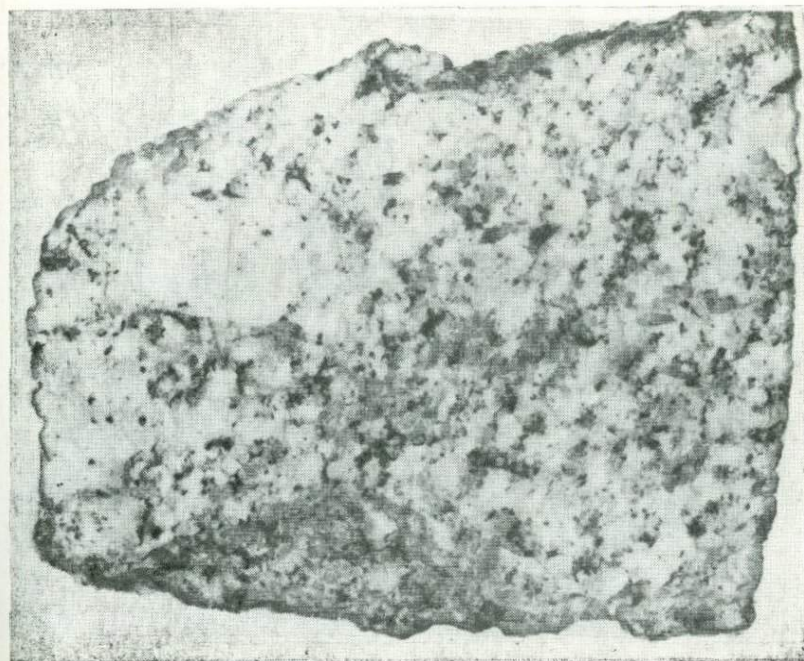


Фото 6. Порфиroidный биотитовый гранит Таракского массива. Р. Курыш.
Полированный шгуп, обр. 1579, натур. вел.

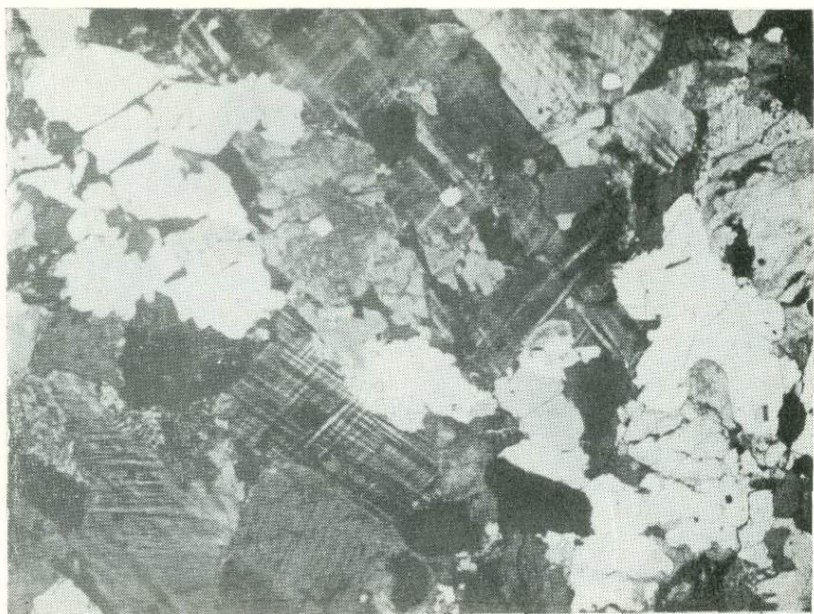


Фото 7. Развитие микрелита и «капельного» кварца в микроклиновом граните Таракского массива. Р. Казачья. Шлиф 1565, николи+, увел. 12.



Фото 8. Порфиробластический микроклиновый гранит. Справа внизу — симплективный сросток амфибола с плагиоклазом. Посольненский массив, среднее течение Верх. Горевой. Шлиф 1625, николи+, увел. 12.



Фото 9. Порфиробласт микроклина в метасоматическом граните Посольненского мигматит-плутона. Р. Посольная, 100 м ниже устья Средней Горевой. Шлиф 1628, николи +, увел. 35.

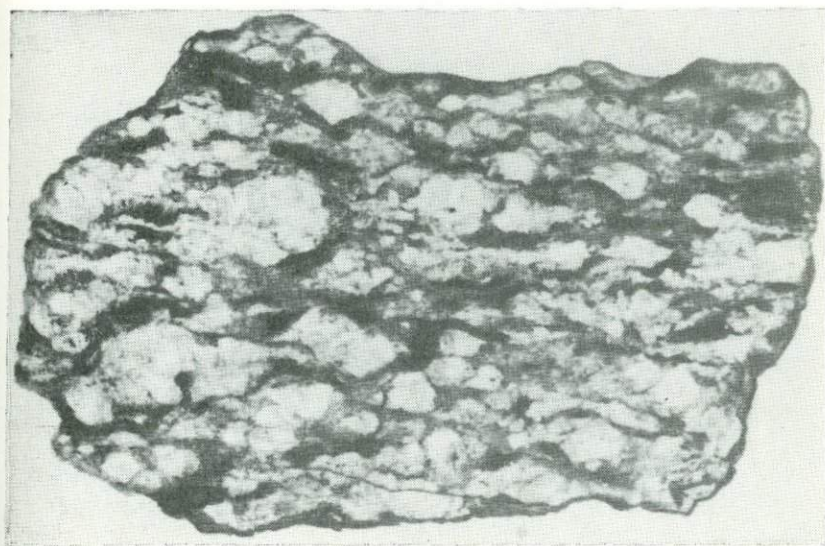


Фото 10. Порфиробластический гнейсо-гранит Полойского мигматит-плутона. Р. Гаревка в р-не устья р. Полой. Полированный штуф, обр. 1507, натур. вел.

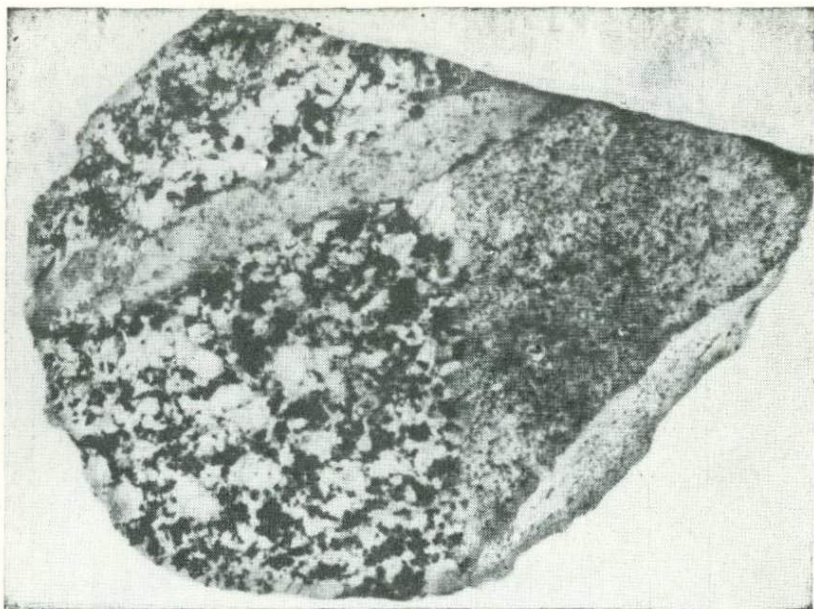


Фото 11. Аплитовая жила прорывает порфиридные граниты главной и мелкозернистые лейкограниты дополнительной фаз Татарского массива. Правый борт р. Печенги. Полированный штуф, обр. 89-6, 1/2 натур. вел.

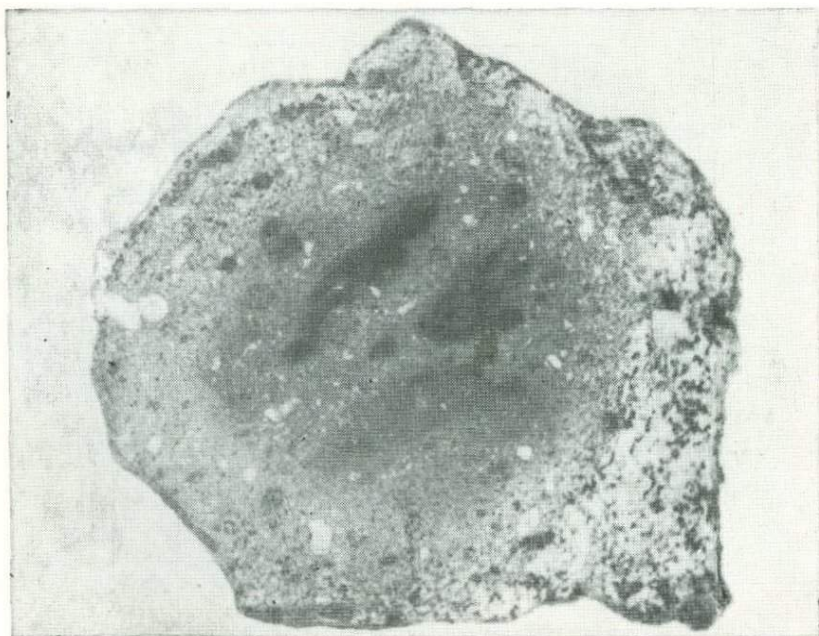


Фото 12. Ксенолит в гранитах Татарского массива, в краевых частях гранитизированный. Там же. Полированный штуф, обр. 1389, 1/4 натур. вел.

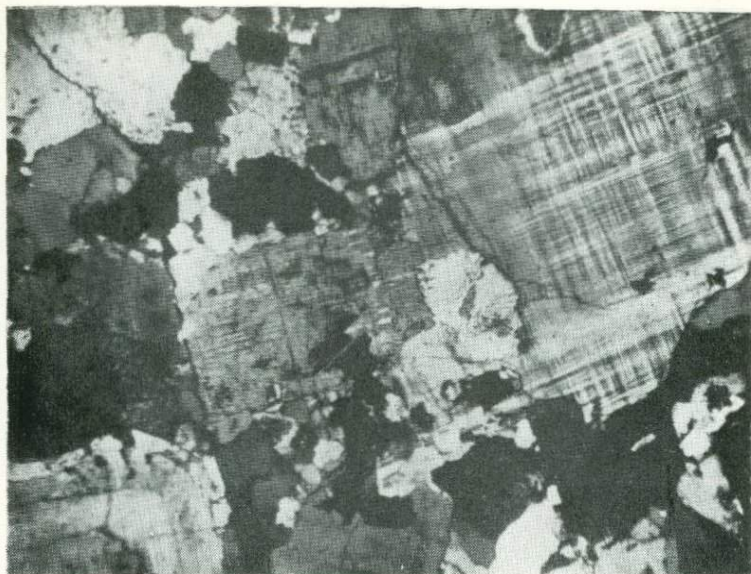


Фото 13. Структура мезоабиссального микроклинового гранита. Татарский массив, р. Баламутиха. Шлиф 1354, николи+, увел. 12.

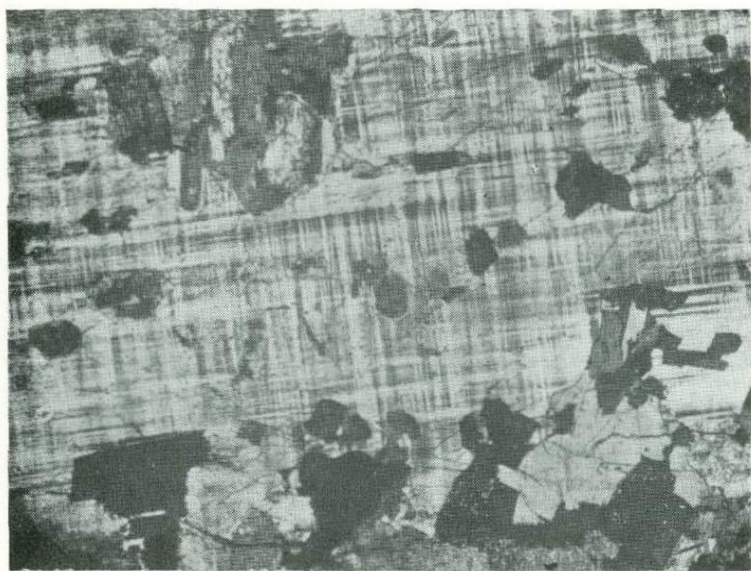


Фото 14. Субидиоморфные включения мелких зерен плагиоклаза в микроклине из порфиробласт порфировидных гранитов главной фазы Татарского массива. Водораздел рек Индыглы и Татарки. Шлиф 1390, николи+, увел. 36.

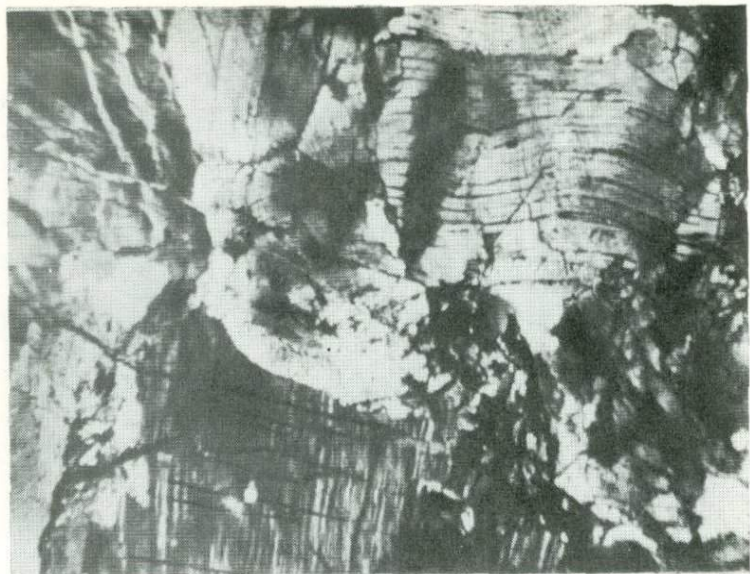


Фото 15. Деформация плагноклаза (вверху) порфиробластом микроклина. Порфирированный гранит Татарского массива. Шлиф 1342-1, николи+, увел. 12.

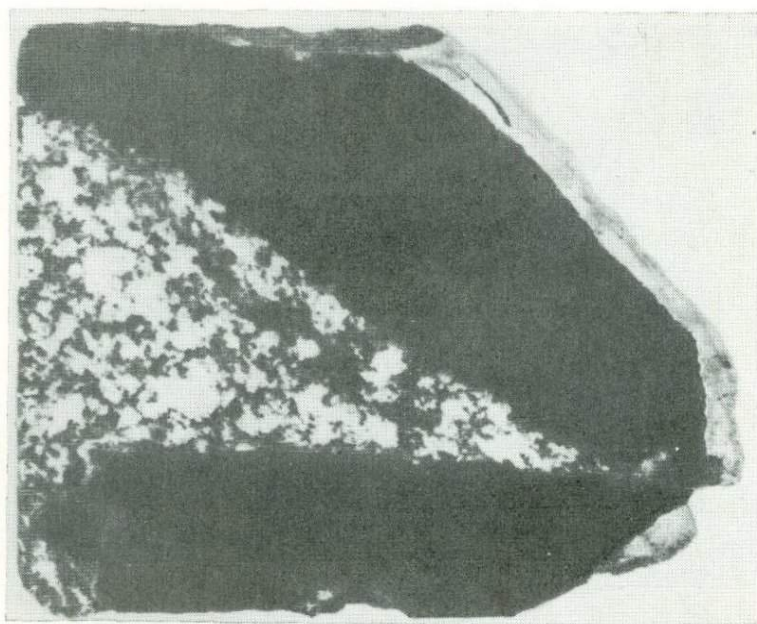


Фото 16. Интрузивный контакт гранитов с роговиками. Юго-западная часть Ляхтинского массива, Полированный штуф, обр. 93-1, 1/2 натур. вел.



Фото 17. Раздробленный ксенолит, отдельные части которого развернуты на 100° — свидетельство течения магмы. Томновский массив, правый борт р. Каменки (приток Пецяengi). Полированный штуф, обр. 90-16, $1/2$ натур. вел.

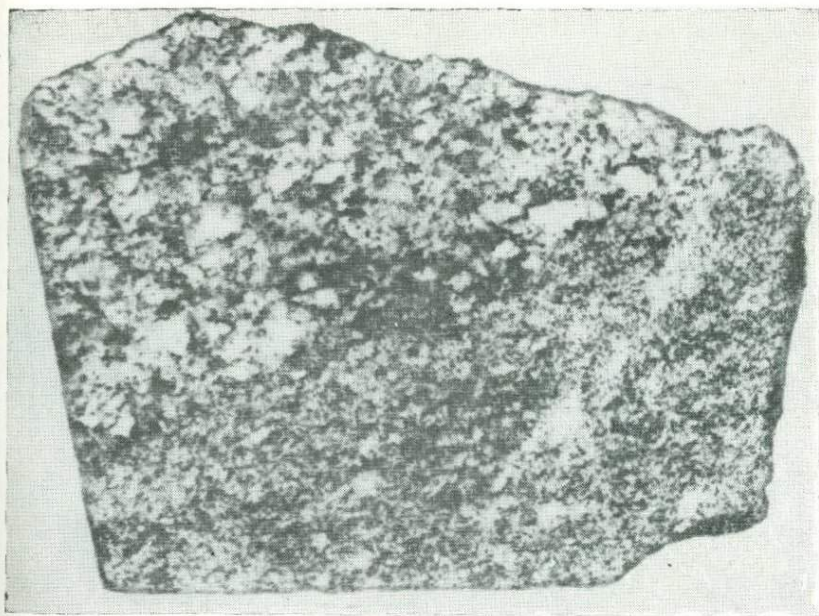


Фото 18. Контакт порфировидных гранитов татарско-аяхтинского комплекса (вверху) с магнетитовыми гнейсо-гранитами тейского комплекса. Чиримбийский массив, р. Хаикта в 3,5 км выше устья. Полированный штуф, обр. 1428, $2/3$ натур. вел.

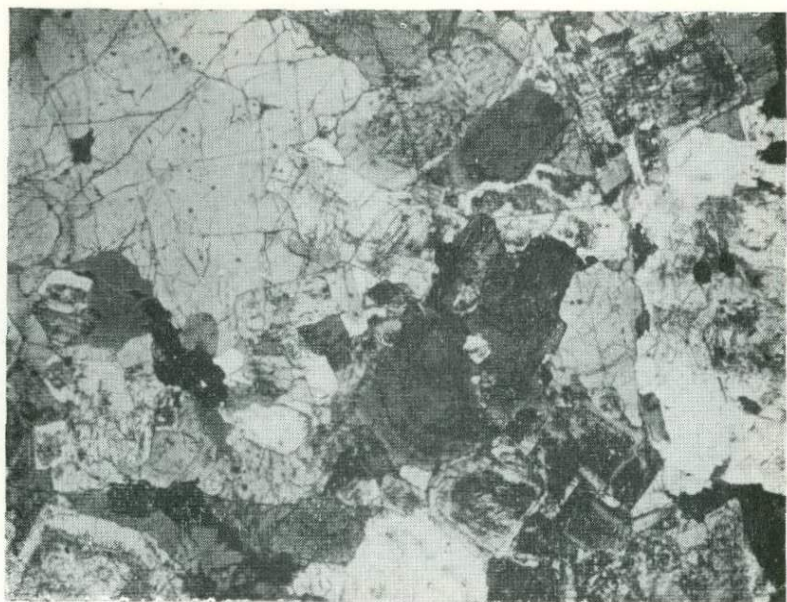


Фото 19. Гнейдиоморфнозернистая структура в гранодиорите главной фазы Нижнеканского массива. Шлиф 1594, николи+, увел. 12.

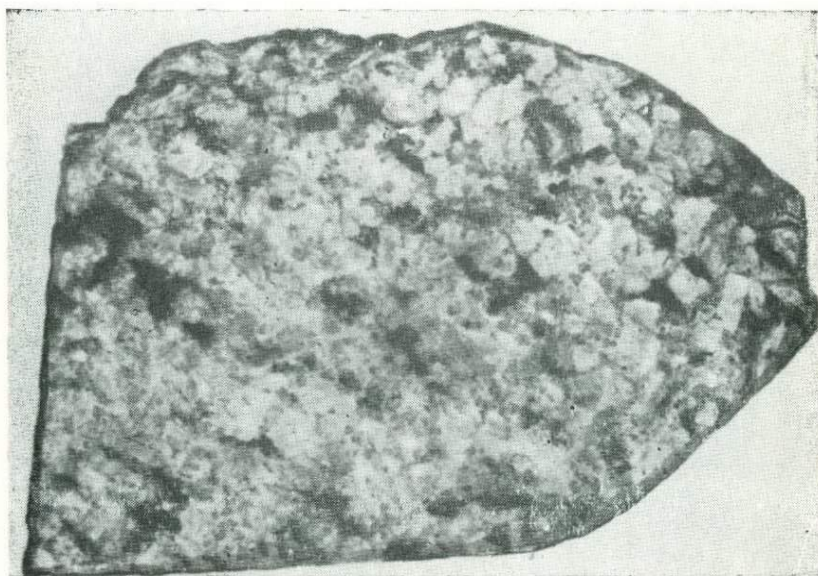


Фото 20. Магнетитсодержащий калиевый лейкогранит Гаревского массива. Р. Гаревка в 5 км ниже устья р. Подой. Полированный шугф, обр. 1518, натур. вел.



Фото 21. Амебовидные включения кварца в каликатровом полево шпате. Лейкогранит Гаревского массива. Р. Гаревка, в 5 км ниже устья р. Полой. Шлиф 1518-3, николи+, увел. 38.



Фото 22. Гранофировая «рубашка» каликатрового полево шпате. Там же, 6 км ниже устья р. Полой. Шлиф 1519-3, николи+, увел. 38.

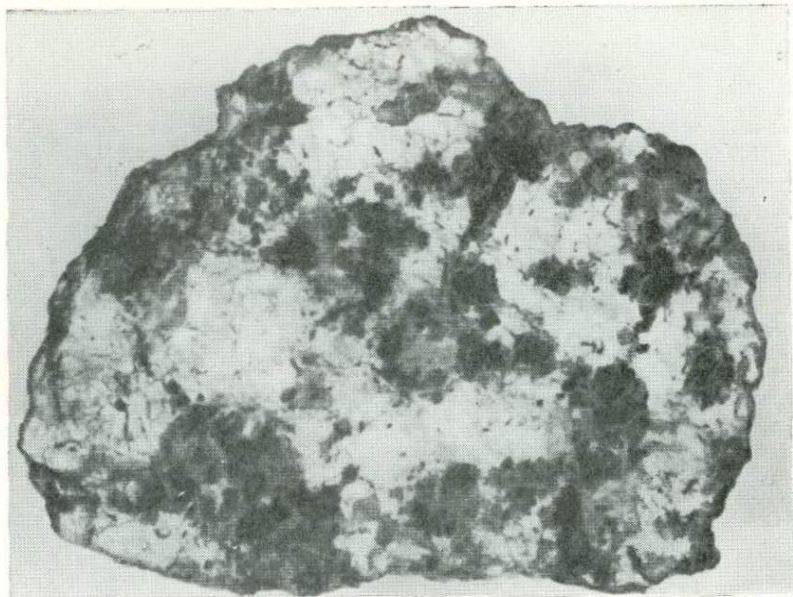


Фото 23. Гранит первой фазы глушихинского комплекса. Лендахский массив. Полированный шлиф, обр. 628, натур. вел.

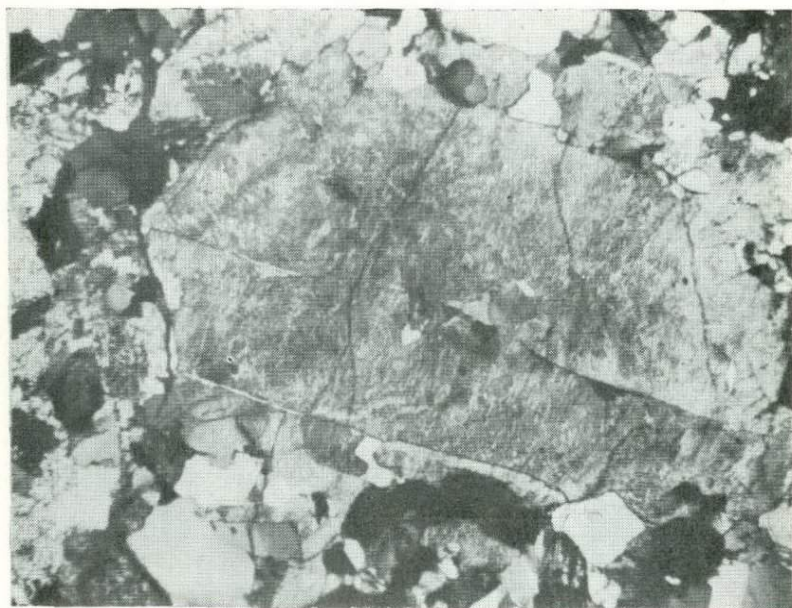


Фото 24. Ортоклаз-пертит в микрогранит-порфире второй фазы глушихинского комплекса. Лендахский массив. Шлиф 615-4, николи+, увел. 15.



Фото 25. Идиоморфный кварц в лейкограните глушихинского комплекса. Верхнекиликейский массив. Левый борт р. Северной в 4 км выше устья р. Мал. Северной. Шлиф 648-6, николи+, увел. 38.

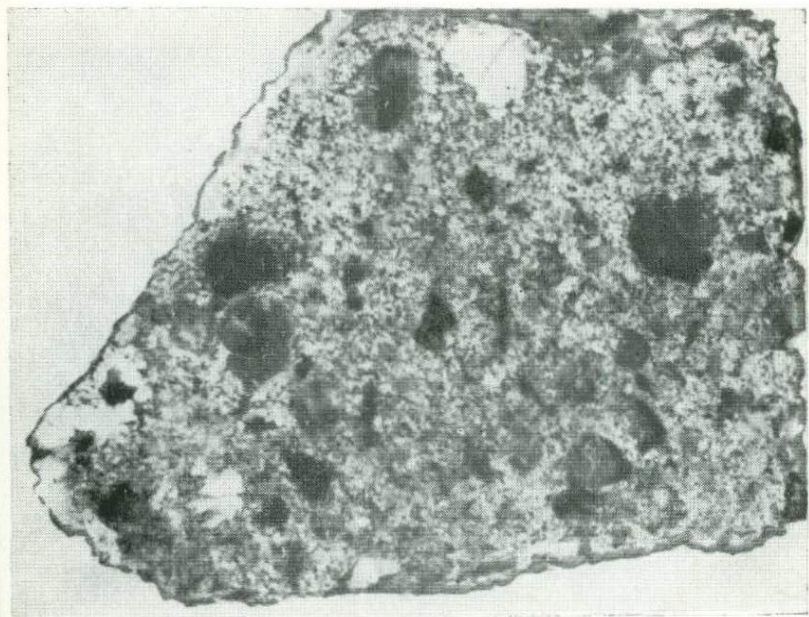


Фото 26. Микрогранит-порфир второй фазы глушихинского комплекса с горошковидным кварцем. Лендахский массив. Полированный штафф, обр. 618, натур, вел.

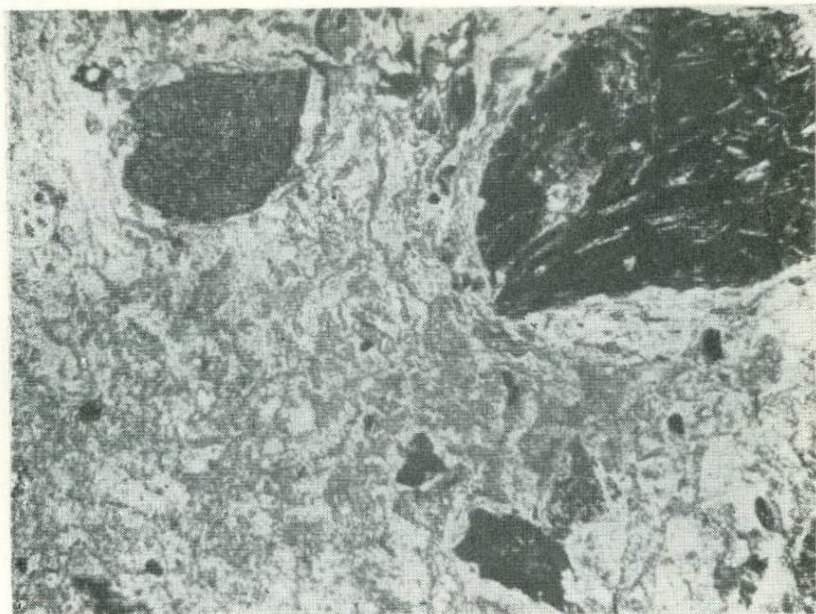


Фото 27. Обломки порфиритов агульской свиты в агломератовой лаве кислото-го состава мануйской свиты. Нижнее течение р. Мунуй. Шлиф VII-18, николи ||, увел. 38.

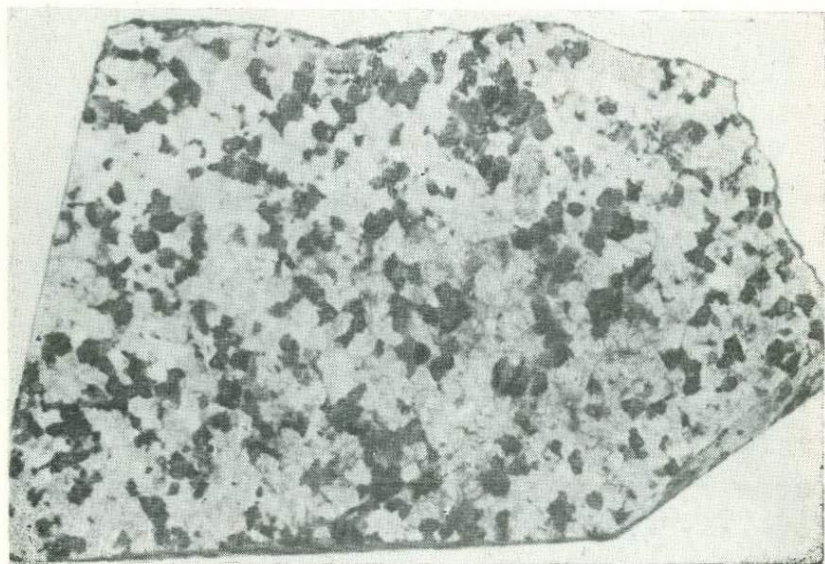


Фото 28. Однополевошпатовый гранит огнищенного комплекса. Р. Агул, район устья р. Верх. Красной. Полированный штупф, обр. Д-56, натур. вел.



Фото 29. Аляскитовый (гиперсолъвус) гранит огнистого комплекса. Характерна интенсивная пелитизация калинатрового полевого шпата. Костинский массив, верхнее течение р. Костинной. Шлиф 1889, николи \parallel , увел. 38.



Фото 30. Идиоморфный кристалл кварца в лейкограните. Верхне-Краснинский массив, западный эндоконтакт; водораздел рек Агула и Верх. Красной. Шлиф 2392, николи \parallel , увел. 38.



Фото 31. Оплавление и корродирование фенокристалла кварца в однополе-
вошпатовом лейкограните Верхне-Красинского массива. Шлиф 04,
никели \parallel , увел. 38.

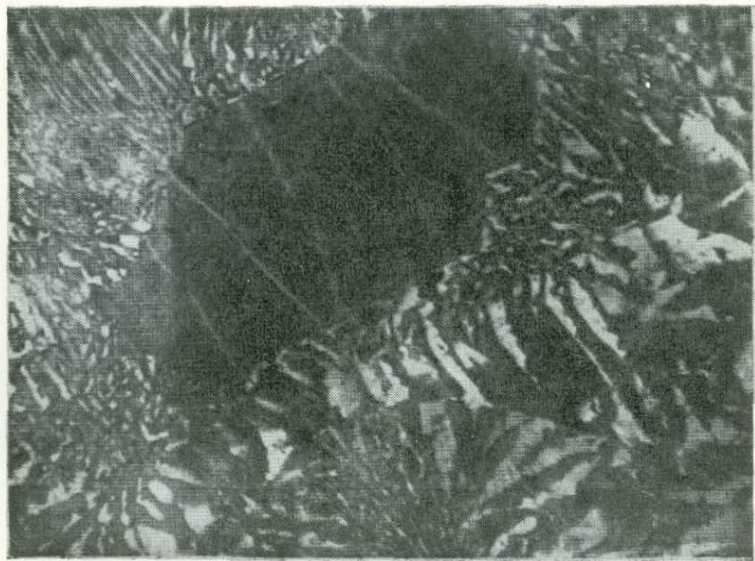


Фото 32. Фенокристалл ортоклаз-микрпертита, окруженный агрегатом
микрпегматита. Порфиридовый гранит огнищенного комплекса, Холдар-
минский массив. Шлиф 635, никели \perp , увел. 65.

ные как мантийной (ювенильной), так и коровой (вторичной) магм.

2. Отсутствие генетической связи между трахиандезит-базальтами и трахит-липаритами и признание комагматичности последних с гранитами указывают на отсутствие генетической связи между дифференцированными базальтоидами района и среднепалеозойскими гранитами.

3. Происхождение гранитных расплавов в областях тектономагматической активизации связано с процессами дифференциального расплавления силикатных пород под влиянием тепла и летучих высокотемпературной базальтовой магмы [Даценко, 1972]. Этим оно коренным образом отличается от геосинклинального гранитообразования, где ведущая роль принадлежит процессам ультраметаморфизма, магматического замещения и последующего переплавления пород коры. Регулятором магматического процесса в обоих случаях являются интрателлурические мантийные флюиды.

Глава 4

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Приведенный материал по составу, строению и формационной принадлежности архейских, протерозойских и палеозойских гранитоидных комплексов региона позволяет представить в обобщенном виде сведения по их петрогеохимии, а также наметить основные черты эволюции корового гранитообразования.

Подтверждается общая закономерность о смене инициального базальтового магматизма гранитовым в ходе развития тектономагматических циклов, причем закономерность эта проявилась уже в архее. Внутри циклов при этом устанавливается отчетливое возрастание в гранитах содержания кремнезема и окиси калия, что наблюдается и при сравнении комплексов во временном ряду от древних к молодым [Корнев и др., 1974; Корнев, Даценко, 1976]. Одновременно в однотипных гранитах разных циклов возрастает содержание редких и редкоземельных элементов, но снижается — рассеянных петрогенных и элементов группы железа. Во всех «молодых» гранитоидах при этом усматривается определенная преемственность геохимических особенностей от предшествовавших им более древних гранитов.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ

Эволюция состава гранитоидов находит отражение и в изменениях видового состава акцессорных минералов (табл. 21). Здесь отчетливо проявлены закономерности, установленные ранее

Акцессорные минералы гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы, г/т

Минерал	Комплексы, число проб									
	Богучанский и Кузнецкий (9)	Тараканский (6)	Посольненский (21)	Татарско-Аячтинский, фазы		Нижнеканский, фазы		Гаревский (6)	Глушихинский (31)	Оргинский (7)
				главная (44)	дополнительная (19)	мезоабиссальная (6)	гипабиссальная (2)			
Магнетит	13 399	1	3847	3	207	4900	6460	2030	17	1906
Титаномагнетит	—	—	—	—	—	16	—	140	0,8	—
Мартит	—	—	(98)	(Зн.)	0,1	0,2	—	—	0,03	806
Анастаз	—	3	(Зн.)	0,07	1,1	Зн.	0,1	0,3	1,2	10
Сфен	—	Зн.	Зн.	71	39	172	66	(6)	(60)	7
Ильменит	3278	6	31	4,6	49	138	855	51	9,4	12
Рутил	(Зн.)	Зн.	4	(Зн.)	1	Зн.	—	—	(Зн.)	Зн.
Лейкоксен	—	—	(5)	»	1	28	—	—	2,6	4
Ильменорутил	—	—	—	»	3,4	Зн.	—	—	—	—
Апатит	21	245	382	31	62	135	10	0,5	18	24
Циркон	185	64	175	35	27	84	120	130	31	136
Циртолит	—	—	—	(7)	(2)	—	—	—	—	—
Ортит	—	Зн.	(39)	(Зн.)	—	—	—	—	—	—
Монацит	98	56	(7)	1	10	12	6	Зн.	3,6	Зн.
Тантало-ниобаты	—	—	(1)	0,01	0,5	—	2	—	—	—
Поликраз	—	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—
Бетафит	—	—	—	—	Зн.	—	—	—	—	—
Торит	(Зн.)	—	(Зн.)	0,2	0,5	0,2	0,8	1	0,3	0,2
Ксенотим	—	—	(0,5)	0,02	0,2	0,6	—	—	0,3	—
Фергусонит	—	—	(Зн.)	—	—	—	—	—	—	—
Коппит	—	—	—	(Зн.)	(17)	—	—	—	—	—
Гранат	11 188	11	12	3,7	166	0,2	2	Зн.	12	Зн.
Флюорит	—	1	(15)	0,08	1,1	Зн.	3	126	36	83
Турмалин	(Зн.)	Зн.	(1500)	—	0,4	—	4	—	6	—
Пирит	(Зн.)	Зн.	22	1	23	Зн.	8,9	0,7	2,2	Зн.
Пирротин	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	—
Халькопирит	—	Зн.	(Зн.)	0,1	1	—	—	Зн.	Зн.	—
Арсенопирит	—	—	—	(Зн.)	(3)	—	—	—	0,1	—
Галенит	—	—	—	Зн.	(Зн.)	(Зн.)	—	—	0,02	—
Сфалерит	—	—	—	(Зн.)	—	—	0,1	—	—	—
Молибденит	—	Зн.	Зн.	0,16	0,03	—	Зн.	0,05	0,04	Зн.
Касситерит	—	—	—	—	—	—	—	0,2	0,03	—
Шеелит	—	—	—	(10)	(9180)	—	—	—	—	—
Висмутин	—	—	—	—	—	—	—	(Зн.)	—	—
Лимонит	—	Зн.	20	3	30	(Зн.)	Зн.	10	11	—
Малахит	—	—	—	(Зн.)	—	—	Зн.	—	Зн.	—
Азурит	—	—	—	—	—	—	—	—	Зн.	—
Корунд	(Зн.)	Зн.	0,5	0,1	(Зн.)	Зн.	0,2	—	(Зн.)	Зн.
Диоксид	—	—	—	1	0,05	—	—	—	—	—
Тулит	—	—	(6)	—	(Зн.)	—	—	—	—	—
Брукит	—	—	(3)	—	—	—	—	—	—	—
Дистен	—	—	Зн.	0,05	(Зн.)	—	—	Зн.	0,05	—
Золото	—	—	(1)	—	—	—	—	—	—	—
Муассонит	—	Зн.	—	Зн.	0,04	—	—	—	—	—

Минерал	Комплекс, число проб									
	Богучанский и кузевский (9)	Таракский (6)	Посолюненский (21)	Татарско-Аяхтинский, фазы		Нижнеканский, фации		Таракский (6)	Глушихинский (31)	Органический (7)
				главная (44)	дополнительная (19)	мезобазальная (8)	глиббиссальная (2)			
Свинец самородный	—	—	—	(Зн.)	(Зн.)	—	Зн.	(Зн.)	(Зн.)	—
Ртуть самородная	—	—	—	(Зн.)	—	—	—	—	(Зн.)	—
Минерал из группы сульфосолей	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—

Примечание. Расчет произведен без учета контаминированных и жильных пород. В скобках показаны содержания минералов, встречающихся в единичных пробах.

Ю. Б. Мариным [1976] для других регионов. В частности, увеличивается количество аксессуарных минералов в палингенных плутонических гранитах от протерозоя (таракский комплекс) к рифею (татарско-аяхтинский комплекс).

Весьма интересные результаты получены при анализе распределения и морфологии цирконов в гранитоидных комплексах. Этот вопрос нами уже рассматривался [Даценко и др., 1975]. Для ультраметагенных гранитов характерны округлые, зачастую безусловно окатанные зерна * (чарнокитоиды и посолюненские гнейсо-граниты). В сининверсионных гранитах байкальского тектономагматического цикла преимущественно встречаются цирконы гнацинового габитуса, в посторогенных лейкогранитах — цирконового (рис. 24). Таким образом, аксессуарный циркон может с успехом использоваться как для корреляционных целей, так и для решения вопросов генезиса гранитов.

Если эволюция габитусных форм циркона в магматических гранитах находится в соответствии с закономерностями, установленными для других регионов, то совершенно неожиданными следует признать результаты анализа распределения первично-магматического магнетита в гранитоидах (табл. 22).

Минерало-геохимическое изучение магматизма юго-западного обрамления Сибирской платформы позволило выделить здесь две протяженные зоны, отличающиеся условиями гранитообразования [Даценко, 1977б, 1978]. В Приплатформенной зоне, вклю-

* Широкое развитие ксеногенных цирконов в докембрийских гранитах показывает, что использование валовых проб цирконов для целей радиометрического датирования без предварительного определения генезиса гранита бессмысленно.

Средние составы гранитоидов юго-западного

Формация (комплекс), возраст	Число анализов	Средний химический						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFe	MnO
<i>Зона Байкало-Енисейского</i>								
Соскладчатых чарнокит-мигматитов (богунаевский), AR ¹	32	64,91	0,79	14,88	4,90	5,08	6,79	0,06
Позднескладчатых чарнокитов (кузевский), AR ²	3	69,17	0,89	13,56	2,56	3,02	5,32	0,04
Автохтонных мигматитов и гнейсо-гранитов (посольненский), PR ₃ ¹	39	70,10	0,31	14,15	1,62	2,02	3,48	0,05
Гранитных батолитов (нижнеканский), PR ₃ ³	11*	72,77	0,23	13,88	0,70	1,89	2,52	0,05
Позднескладчатых каменных гранитов (гаревский), PR ₃ ⁴	22	73,57	0,20	13,02	0,96	1,95	2,81	0,03
Постороженных лейкогранитов (глушихинский), PR ₃ ⁵	143	74,98	0,21	12,96	1,07	1,58	2,54	0,04
Аляскитовых гранитов (осиновский), PR ₃ ⁶	4	73,27	0,40	13,27	0,92	1,38	2,21	0,05
Внегеосинклинальных гранитов (огнитский), D ₁	52	73,41	0,35	13,36	1,97	1,39	3,16	0,07
<i>Приплатфор</i>								
Синиверсионных гранитных батолитов (таракский), PR ₁	14*	71,46	0,32	13,88	0,96	2,58	3,44	0,04
Синиверсионных гранитных батолитов (татарско-аяхтинский), PR ₂ ²	78*	71,58	0,30	14,20	0,74	2,07	2,74	0,06

Примечание. Звездочкой отмечены выборки, в которых при подсчете сред гибридных пород не характерны. ΣFe = 0,9, Fe₂O₃ + FeO.

чающей Бирусинскую глыбу Восточного Саяна, восточную часть Ангаро-Канской глыбы и миеосинклинальную часть Енисейского кряжа (см. рис. 1), в течение двух тектоно-магматических циклов формировались умеренно кислые известково-щелочные безмагнетитовые граниты. Вторая зона протягивается западнее и

обрамления Сибирской платформы

состав, вес. %							Содержание аксессуарных минералов железа, г/т					
MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.		Число проб	Магнетит	Мартит	Титано-магнетит	Ильменит	Лимонит
<i>глубинного разлома</i>												
2,59	3,23	2,11	3,56	0,14	0,41		7	14 514	—	—	3450	—
0,46	1,97	2,08	6,96	0,12	0,17		1	21 000	—	—	2500	—
0,61	1,60	3,61	4,58	0,13	0,54		6	13 094	—	—	448	67
0,50	1,67	3,49	4,37	0,16	0,42		3	4600	Зн.	13	150	Зн.
0,46	0,75	3,26	5,06	0,15	0,60		8	2040	»	—	52	10
0,44	0,86	2,65	4,70	0,08	0,87		17	12	—	—	19	1
0,63	1,04	3,29	4,70	0,07	0,60		2	6460	—	—	855	Зн.
0,36	0,50	3,72	4,57	0,06	0,53		3	1463	787	Зн.	9	3
<i>менная зона</i>												
0,69	1,20	2,93	5,06	0,10	0,56		3*	Зн.	—	—	8	Зн.
0,57	1,66	3,44	4,29	0,08	0,50		21*	6	Зн.	—	2	»

них составов гранитов гибридные породы не учитывались. Для остальных комплексов

отстоит от Приплатформенной на 20—60 км. В общих чертах она совпадает с зоной Байкало-Енисейского глубинного разлома. С ней связаны более лейкократовые разновозрастные и разнофациальные гранитоиды, отличающиеся повышенным содержанием магнетита среди аксессуаров (вулканический тип). По предло-

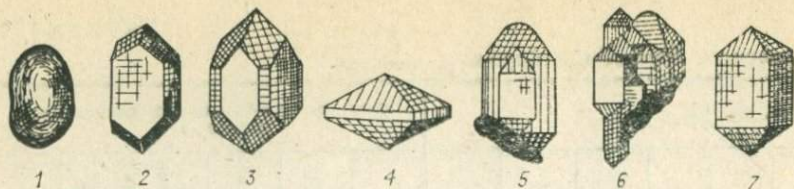


Рис. 24. Особенности цирконов из разновозрастных гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы (схематизировано).

1—7 — циркон: 1 — автохтонных чарнокитоидов богуняевского комплекса (детритовый); 2, 3 — сининверсионных гранитов байкалд (гацинтовый тип); 2 — Татарский и 3 — Чиримбинский массивы); 4—6 — посторогенных лейкогранитов байкалд (дипирамидальный и цирконовый типы; 4 — Гаревский, 5 — Лендакский и 6 — Тырадисский массивы); 7 — интееосинклинальных гранитов (цирконовый тип, Верхне-Красинский массив).

женной Г. Б. Ферштатером и др. [1978] схеме феррофаций гранитоидов, первые относятся к безмагнетитовой, вторые — к магнетитсодержащей и магнетитовой фациям.

Содержания магнетита были определены в протолочках из 182 проб гранитоидов весом 5—40 кг, отобранных из 46 гранитоидных массивов региона в полосе протяженностью более 700 км. Анализы их проведены в минералого-геохимической лаборатории СНИИГГиМС Л. И. Орловой и Т. Н. Винокуровой по методике Н. Н. Амшинского [1967]. Относительные количества магнетита и биотита в гранитоидах использовались нами для приближенной оценки парциального давления кислорода, которая может служить показателем окислительно-восстановительных условий минералообразования, поскольку речь идет о породах примерно одной щелочности.

Для магматических гранитов окислительно-восстановительные условия становления определяют эволюцию магм, порядок ее раскристаллизации и характер минералов переменного состава. Высокое кислородное давление, характерное для становления гранитов вулканического типа (условия растяжения), предопределяет связь большей части железа с кислородом еще до образования Fe-Mg-силикатов, что приводит к накоплению кремния в остаточном расплаве и кристаллизации маловодных высокотемпературных гранитов. Когда гранитообразование происходит в более восстановительных условиях при высоком общем и водном давлении (плутонический тип, условия сжатия), раньше магнетита кристаллизуются силикатные минералы, в том числе такие гидратные феррические минералы, как слюда, а в остаточном расплаве накапливаются окислы железа. На восстановительные условия формирования плутонических гранитов в исследованном районе указывают случаи обнаружения в них альмандина магматического генезиса, муассонита, пирита и др. Анализ $P_{H_2O} - T - P_{O_2}$ условий нахождения сосуществующих биотита и магнетита, а также становления безмагнетитовых гранитов дают Д. Уонз и Х. Эйгстер [Wones et al., 1965], Г. Б. Ферштатер и др. [1975], А. А. Маракушев [1976], Ф. А. Летников и др. [Флюидный ре-

жим..., 1977] подтверждают их аналитическими исследованиями и расчетами.

В исследованном районе вулканический и plutонический типы гранитов различаются не только по содержанию магнетита, которое совершенно не коррелируется с валовым содержанием в них железа (рис. 25). Здесь отчетливо устанавливается более кислый характер гранитов вулканического типа (рис. 26). На диаграммах $Ab - Or - Q$ граниты plutонического типа занимают поле более высокого водного давления по сравнению с вулканическими (см. рис. 2, 6, 7, 12, 15 и 23).

Различной была и температура магматических расплавов, формирующих разные по водонасыщенности граниты. На рис. 27 приведены декрептограммы гранитов вулканического и plutонического типов, полученные в геохимической лаборатории Красноярского отделения СНИИГГиМС А. И. Григорьевым под руководством В. Г. Прохорова. Оказалось, что температуры формирования plutонических гранитов как в протерозое, так и в рифее значительно ниже, чем рифейских гипабиссальных гранитов.

И, наконец, различия между этими типами касаются (а по всей вероятности, определяют) металлогенической специализации гранитоидов. Зона Байкало-Енисейского разлома представляет собой полиметаллический пояс (Pb, Zn, Cu, Mo), а с Приенисейской связана редкометалльная и золоторудная минерализация.

Впервые на металлогеническую специализацию гранитоидов в

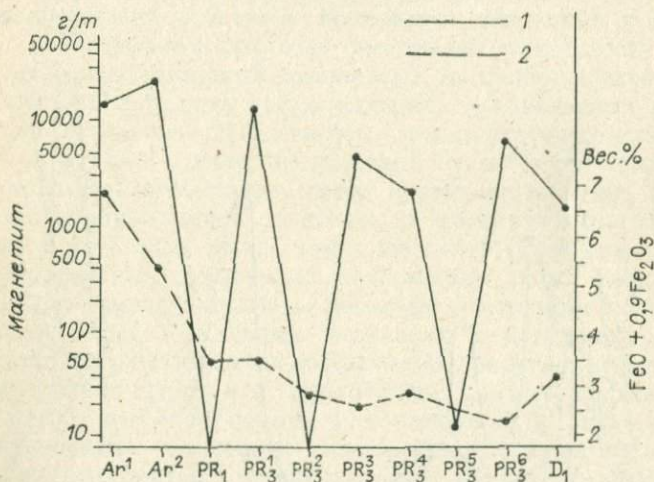
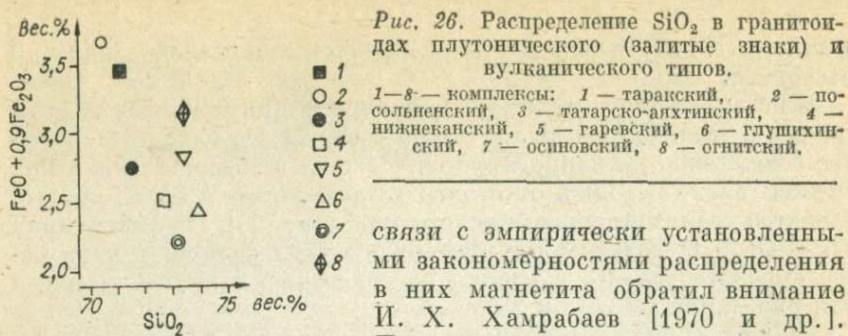


Рис. 25. Содержание акцессорного магнетита (1) и валового железа (2) в разновозрастных гранитоидах юго-западного обрамления Сибирской платформы.

Комплексы: Ar¹ — богунаевский, Ar² — кузеевский, PR₁ — таракский, PR₃¹ — посольненский, PR₃² — татарско-ахтинский, PR₃³ — нижнеканский, PR₃⁴ — гавревский, PR₃⁵ — глушихинский, PR₃⁶ — осиновоый, D₁ — огнитский.



связи с эмпирически установленными закономерностями распределения в них магнетита обратил внимание И. Х. Хамрабаев [1970 и др.]. Полученные нами материалы заставляют с особым вниманием отнестись к этому вопросу. Окислительно-восстановительные условия определяют состав флюидной фазы гранитных магм, имеющий определяющее значение в формировании гидротермального оруденения. Новые данные по этому вопросу приводят Л. В. Таусон [1977], Ф. А. Летников и др. [Флюидный режим..., 1977] и др.

Остановимся еще на одном следствии, вытекающем из анализа распределения магнетита в гранитоидах региона. По данным В. В. Ляховича [1967], повышенные содержания магнетита (превышающие некоторые «предельные», равные 7,5 кг/т) являются характерным признаком железосных гранитов. В исследованном районе количество магнетита, превышающее предельное, присуще чарнокитам и гранитам Посольненского массива. Первые из-

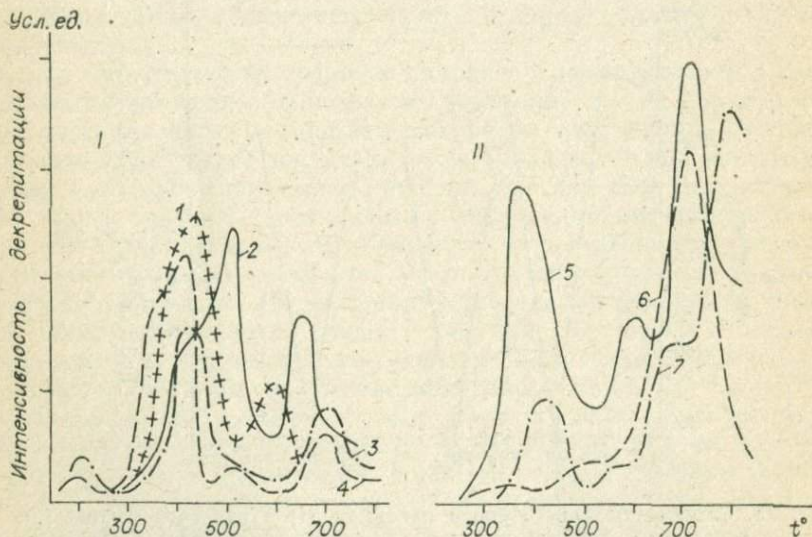


Рис. 27. Декрептограммы гранитов плутонического (I) и вулканического (II) типов.

1—7 — массивы: 1 — Тараский, 2 — Татарский, 3 — Аляхтинский, 4 — Каламинский, 5 — Гаревский, 6 — Куликовско-Вятский, 7 — Глушихинский.

за ограниченного распространения, малой мощности тел и особенностей формирования не представляют особого интереса, тогда как Посольненский массив, содержание магнетита в котором составляет 13 кг/т и в отдельных пробах достигает 28 кг/т, заслуживает специального изучения. Посольненские гранитоиды обогащены железом в результате замещения ими железосодержащих пород субстрата, и дальнейшие процессы щелочного метасоматоза могли привести к выносу значительного количества железа и отложению его в благоприятной тектонической и термодинамической обстановке.

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОВ

В области геохимических исследований следует подчеркнуть результаты, полученные по распределению редких щелочей в исследованных гранитах. Данные о их содержании получены по валовым анализам навесок, отквартованных от 156 минералогических проб. Анализы были выполнены под руководством А. Д. Бакулова в СНИИГГиМСе методом фотометрии пламени. Содержания петрогенных щелочей взяты из полных силикатных анализов тех же проб. Последнее обстоятельство заставило нас в дальнейших расчетах видоизменить традиционное отношение K/Rb [Ставров, 1978; Таусон, 1977; и др.] на K_2O/Rb , что не играет роли при корреляции комплексов (табл. 23).

В распределении лития проявилась тенденция к накоплению его в биотитовых гранитах умеренной кислотности (татарский и татарско-аяхтинский комплексы), но наиболее отчетливо — в обогащенных летучими лейкогранитах, завершающих развитие байкальского тектоно-магматического цикла (глушихинский комплекс). В остальных случаях содержание его в 1,5 раза ниже кларка. Отметим, что содержание лития в двух выделенных нами зонах гранитообразования различно: в массивах Приенисейской зоны оно в 2—3 раза ниже, чем в массивах Приплатформенной. В разновозрастных комплексах содержание лития неодинаково, а в пределах одного массива — довольно постоянное и несколько понижается лишь в жильных дериватах и контаминированных разностях. Содержания лития не превышают аксессуарных значений.

Распределения цезия аналогично, но полученные данные зачастую находятся на пороге чувствительности анализа и требуют дальнейшего уточнения. Для массивов, охарактеризованных значимыми величинами, устанавливается близкое содержание цезия в породах различных фаз: 5,4 и 7 г/т в Татарском массиве, 15 и 16 г/т — в Лендахском и т. д. В то же время отмечается резкое обеднение цезием аплитов всех комплексов. Максимальные содержания этого элемента характерны для калиевых глушихинских гранитов, в меньшей степени — гаревских.

Из редких щелочей связь с калием наиболее отчетливо устанавливается для рубидия, что неоднократно отмечалось мно-

Распределения щелочей и K/Rb отношение в гранитоидных комплексах

Комплекс	Массив	Порода	Число проб	Среднее (числитель) и предельное (знаменатель) содержания щелочей						K/Rb	Rb/Cs
				редких, $n \cdot 10^{-4} \%$			петрогенных, вес. %				
				Li	Rb	Cs	K ₂ O	Na ₂ O			
Богунаевский, AR ¹	Мелкие тела среди кристаллических сланцев	Чарнокитоид аллохтонный	7	$\frac{8,79}{4-15}$	$\frac{87}{50-128}$	$\frac{4}{3-9}$	4,62	2,22	532	24	
Кузеевский, AR ²	Мелкие тела среди кристаллических сланцев	Чарнокитоид аллохтонный	3	13	290	Не обн.	6,28	2,18	216	—	
Березовский, AR ³	Мелкие тела среди кристаллических сланцев	Гранит ортоклаз-биотитовый	12	$\frac{13}{4-23}$	$\frac{1231}{128-420}$	$\frac{3}{3-9}$	6,45	2,53	279	89	
Таракский, PR ₁	Таракский	Граниты, гранодиориты	6	$\frac{26}{9-45}$	$\frac{223}{160-264}$	$\frac{3}{3-6}$	3,80	2,87	170	74	
Посольненский, RF ¹	Посольненский, Полойский, Колмогоровский и более мелкие	Граниты, гнейсо-граниты, порфиробластические граниты	20	$\frac{14}{4-32}$	$\frac{161}{31-300}$	$\frac{3}{3-10}$	5,05	3,84	314	54	
Татарско-Аяхтинский, RF ²	Татарский, Аяхтинский, Чиримбинский, Каламенский, Рязановский, Верхнеахтминский, Подголецный	Граниты с подчиненным развитием диоритов и гранодиоритов	65	$\frac{34}{4-99}$	$\frac{196}{56-280}$	$\frac{4,2}{3-18}$	4,26	3,47	218	47	
Нижнекамский, RF ³	Нижнекамский, Атамановский, Осиновский	Граниты с подчиненным развитием диоритов и гранодиоритов	12	$\frac{15}{14-27}$	$\frac{128}{38-224}$	$\frac{3}{3-5}$	3,98	4,02	311	43	

Гаревский, Rf ⁴	Гаревский	Граниты калиевые	11 4—20	322 260—455	6 3—13	5,37	3,47	167	57
Глушихинский, Rf ⁵	Лендахский, Киликский, Савинский, Вятский, Гремихинский, Черво-ченский, Стрелковский, Чистопольский, Ягодкин-ский, Тырадинский	Лейкограниты и гранит-порфиры	26	234	15	4,82	2,49	111	29
Огитский, PZ ₂	Тагульский, Улагинский, Красинский, Ахтармин-ский, Телегашский	Граниты, аляскитовые граниты	7	11 7—15	4 3—6	4,55	3,76	288	40
	Порожнинский	Щелочные слениты	7	14 3—28	Не обя.	5,77	6,75	387	—
Средний гранитоид юго-западного обрамления Сибирской платформы			153	221	6				
Средний гранит (по А. П. Виноградову)			40	200	5				

гими авторами. Отношение этой пары щелочных металлов, остающееся постоянным в течение главной стадии магматической дифференциации генетически связанных серий пород, успешно используется для расчленения гранитоидов на комплексы.

Наиболее высокие содержания рубидия характерны для комплексов интрузивных магматических гранитоидов (глушихинский, гаревский, кузеевский), низкие — для ультраметаморфических (богунаевский, посольненский). В отдельно взятых массивах устанавливается накопление его в жильных фазах при некотором обеднении эндоконтактных зон, что не мешает установлению различий в содержании рубидия для комплексов в целом. Отчетливо эти различия выявляются на диаграмме отношения $K_2O/Rb - K_2O$ (рис. 28), по крайней мере, для комплексов, охарактеризованных достаточным числом анализов (березовский, посольненский, гаревский, татарско-аяхтинский и глушихинский). Точки ультраметаморфических гранитоидов образуют весьма неопределенные поля, что особенно характерно для богунаево-

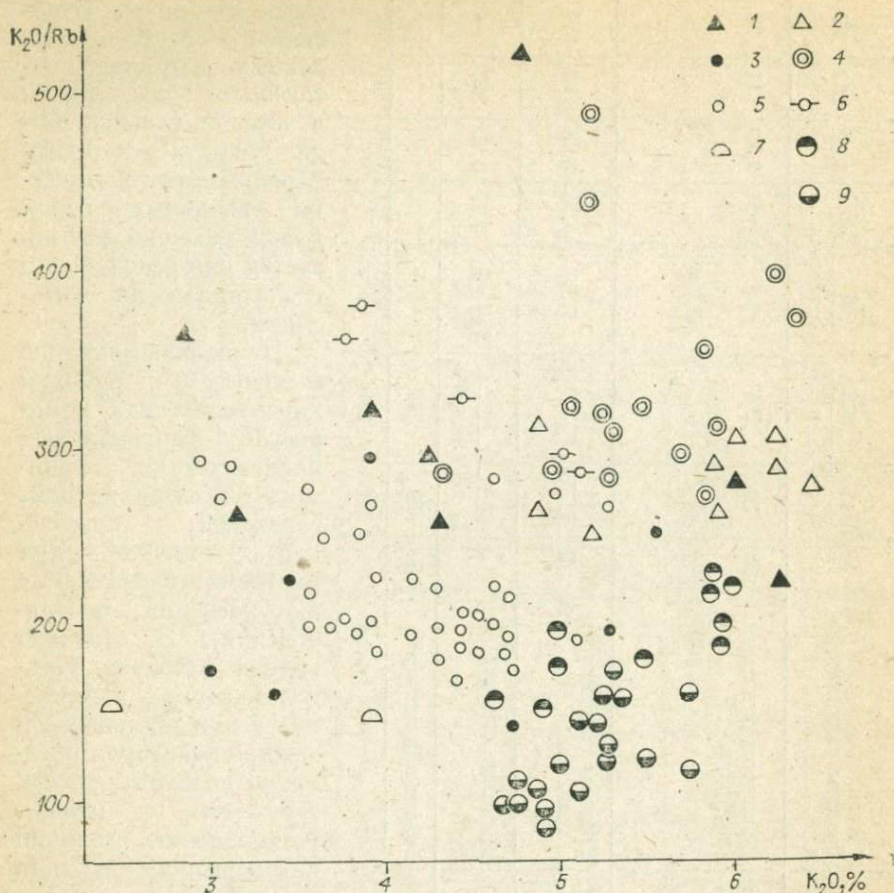


Рис. 28. Диаграмма $K_2O/Rb-K_2O$ для докембрийских гранитов юго-западного обрамления Сибирской платформы.

1-9 — комплексы: 1 — богунаевский, 2 — березовский, 3 — таракский, 4 — посольненский, 5 — татарско-аяхтинский, 6 — нижнеканский, 7 — приенисейский, 8 — гавревский, 9 — глушихинский.

кого и кузеевского комплексов, в меньшей степени — для посольненского. Несмотря на незначительное число анализов гранитоидов таракского и нижнеканского комплексов, намечающиеся их поля не накладываются на другие.

Столь же дискретное положение занимают гранитоидные комплексы на диаграмме, построенной в координатах $Sr - Rb$ (рис. 29), примененной К. Конди [Condie, 1973] для определения мощности земной коры в момент генерации магматических расплавов. Обратим внимание на ярко проявленную здесь тенденцию наращивания мощности коры при формировании гранитоидов во временном интервале от архея до палеозоя. Фигуративные точки содержаний стронция и рубидия опробованных докембрийских

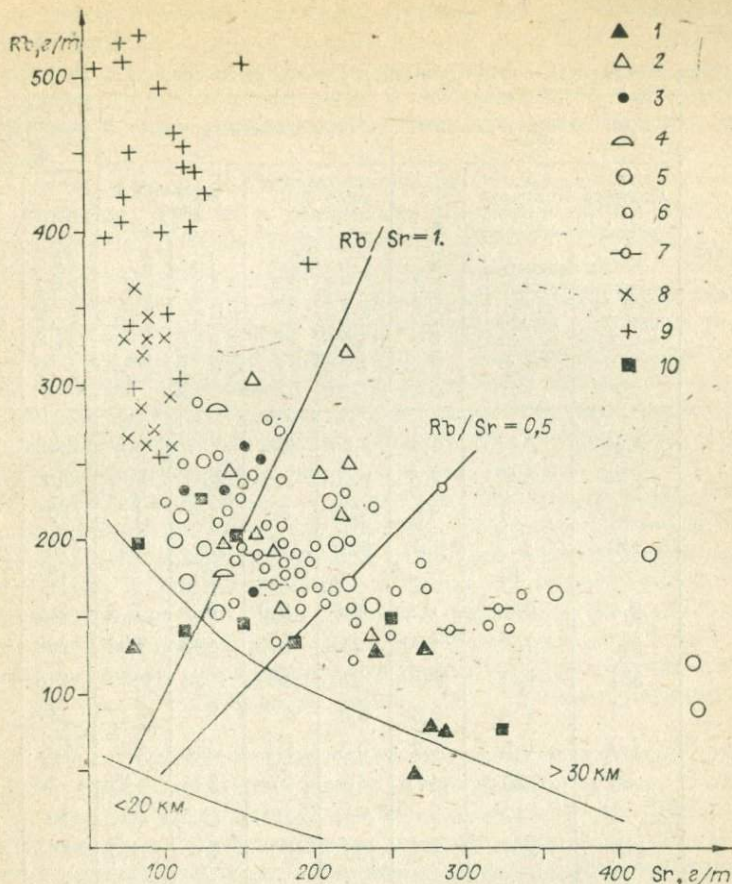


Рис. 29. График Sr—Rb для гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы.

1—10 — комплексы: 1 — чарнокитоидов (архей), богунаевский; 2 — калиевых гранитов (архей), березовский; 3 — маловодных биотитовых гранитов (нижний протерозой), таракский; 4 — плагногранитов (средний рифей), приенисейский; 5 — гнейсо-гранитов (средний — верхний рифей), посольненский; 6 — плутонических гранитов (верхний рифей), татарско-аяхтинский; 7 — маловодных плутонических гранитов (верхний рифей), нижнеканский; 8 — мезоабиссальных лейкогранитов (верхний рифей), гаревский; 9 — гипабиссальных лейкогранитов (верхний рифей), глушихинский; 10 — внегеосинклинальных лейкогранитов (средний палеозой), огинский.

гранитов занимают на диаграмме последовательно все более «высокое» положение. Однако точки содержаний этих элементов среднепалеозойских внегеосинклинальных гранитов вновь попадают в поле чарнокитоидов, что мы связываем с деструкцией коры к началу среднепалеозойской активизации [Даценко, 1981б]. Возможно, что она является обязательной предпосылкой для развития процессов активизации и в других регионах, где маскируется «новой» корой, создаваемой уже в связи с тектоно-магматической активизацией.

Редкоэлементный состав гранитов Енисейского края, $n \cdot 10^{-4} \%$

Элемент	Ультраматагенные гранитоиды			Палингенные граниты				Плюмазитовые редкометалльные лейкограниты	
	Енисейского края		Средний состав по Л.В. Таусону	известково-щелочного ряда		щелочного ряда		Енисейского края (16 ан.), глумихинский комплекс	Средний состав типа по Л.В. Таусону
	гранулитовой фации (6 ан.), чарнокитоиды	амфиболитовой фации (11 ан.), поан., чарносольненский массив		Енисейского края (33 ан.), татарско-ахтинский комплекс	средний состав типа по Л.В. Таусону	Енисейского края (11 ан.), нижнеганский комплекс	средний состав типа по Л.В. Таусону		
K, %	3,24	3,67	4,6	3,30	3,3	3,47	4,1	3,82	3,9
Na, %	1,56	2,42	2,3	2,60	2,8	2,53	3,5	2,0	2,9
Pi	12	9	11	49	50	19	17	50	180
Rb	113	143	140	185	175	104	140	410	440
Cs	—	10	—	7	—	10	—	18	(17,5)
Be	2,4	0,6	0,6	2,6	3,0	0,3	2,8	3,8	8,8
Sr	345	789	280	356	330	800	650	202	70
Ba	837	959	2800	520	830	1052	1150	218	175
Sn	13	6,8	2,8	6,8	6,2	5	3,8	11	22
Mo	1,9	0,5	1,2	0,3	1,1	Сл.	1,5	1,8	1,5
Pb	30	29	(14)	56	27	22	19	20	28
Nb	5	17	—	15	19	(1,5)	22	12	33
Zr	340	396	90	123	190	70	(410)	86	140
Y	18	16	—	15	—	3	—	4,7	—
Yb	4	26	—	2,7	—	3	—	4,7	—
Ga	36	25	—	32	17	21	—	21	(23)
V	270	52	9	28	(21)	64	24	4	(11)
Cr	Не опр.	Не опр.	6	3	(36)	(1)	18	—	(4)
Ni	9	6	4	3	(17)	(6)	7	9	(3)
Co	13	4	3	7	(11)	(1)	8	—	—
Cu	Не опр.	Не опр.	(17)	4,7	(23)	Не опр.	11	20	—
U	1	2,4	—	2,9	—	2	—	~ 5	—
K/Rb	287	257	330	179	200	333	300	147	90
Ba/Rb	7,4	6,7	20	2,7	5	10	11	0,5	0,4

Примечание. Скобками выделены данные, которые необходимо уточнить. Для сравнения приведены составы гранитоидов различных геохимических типов, % [Таусон, 1977].

Типизация гранитоидов по геохимическим признакам — одна из актуальных проблем, решение которой позволит более объективно оценивать их потенциальную рудоносность. Системати-

ческое геохимическое опробование гранитоидов Енисейского кряжа и применение количественных методов при оценке содержаний в них редких элементов позволяет установить здесь геохимические типы гранитов, близкие к выделенным Л. В. Таусоном [1977] для других регионов. Полученные данные суммированы в табл. 24.

В отличие от Л. В. Таусона мы подразделяем группу ультраметаморфических гранитов по степени преобразования вмещающих изофациальных метаморфических комплексов [Даценко, 1979]. Необходимость такого разделения очевидна уже из тех соображений, что кристаллохимическое рассеяние редких и других элементов при неодинаковых термодинамических условиях различно. Поэтому архейские чарнокитоиды, являющиеся ультраметаморфическими образованиями гранулитовой фации метаморфизма, рассматриваются нами отдельно от рифейских метаморфогенных гранитов (посоленейский комплекс), становление которых происходило в условиях амфиболитовой фации.

К палингенным гранитам известково-щелочного ряда мы относим рифейский татарско-аяхтинский комплекс. Становление его связано с инверсионным этапом развития байкалид (Татарский, Аяхтинский и Чиримбинский массивы). В группу палингенных гранитов щелочного ряда условно выделены позднеорогенные граниты Нижнеканского и Осиновского массивов, субстратом которых являлись грубокометаморфизованные архейские породы. Щелочность их несколько ниже, чем в классическом типе Л. В. Таусона.

К плюмазитовым редкометальным гранитам отнесены посторогенные рифейские лейкограниты Енисейского кряжа. В подсчет их состава были включены данные по Лендахскому, Киликейскому, Савинскому и другим более мелким массивам. Для геохимической типизации других (описанных нами) комплексов имеющих в настоящее время сведений по их редкоэлементному составу недостаточно.

Анализ табл. 24 показывает, что установленные в Енисейском кряже геохимические типы гранитоидов вполне согласуются с таковыми в других регионах, что позволяет считать их потенциально рудоносными на некоторые металлы. Так, по данным Л. В. Таусона, с палингенными гранитами известково-щелочного ряда (мезоабиссальный уровень) связаны месторождения золота и олова; с плюмазитовыми редкометальными лейкогранитами (гипабиссальный уровень) — олова, вольфрама, тантала, свинца и цинка. Проявления и месторождения некоторых из указанных металлов в Енисейском кряже уже отмечены. Научно-исследовательские работы в дальнейшем должны быть направлены на решение вопросов рудной продуктивности гранитоидов (комплексные геолого-геохимические исследования с изучением состава летучих компонентов, времени отделения их от магматического очага и других, как это предлагает Л. В. Таусон).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований разработана схема магматических комплексов и охарактеризованы типы гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. С использованием типоморфных особенностей полевых шпатов и ряда акцессорных минералов, а также данных по распределению редких щелочей, стронция и других элементов установлены критерии различия однотипных, но разновозрастных гранитов.

Развитие геосинклинали приводит к смене метаморфогенного гранитообразования магматическим. Внегеосинклинальные граниты отличаются совершенно особым происхождением, связанным с переплавлением земной коры под воздействием тепла и летучих ювенильной базальтовой магмы.

Все исследованные гранитоидные комплексы имеют коровое происхождение. Различия в их составе предопределялись степенью зрелости земной коры, тектоническими условиями (сжатие — растяжение), режимом летучих и фациальной обстановкой. Показано, что зоны становления гранитоидов плутоического типа, характеризующиеся высоким водным давлением, и зоны гранитов вулканического типа, отличающиеся повышенным давлением кислорода, необычайно консервативны и «функционировали» в течение сотен миллионов лет. При этом окислительно-восстановительные условия определяли не только тип гранитоидов, но и металлогенический профиль этих зон.

Впервые проведенное выделение геохимических типов гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы позволяет оценить их потенциальную рудоносность, которая подтверждается как известными месторождениями региона, так и новейшими открытиями проявлений полезных ископаемых.

Приведенная схема магматизма региона, безусловно, нуждается в уточнении. Больше внимания следует уделять получению оценок термодинамических условий гранитообразования и решению спорных вопросов о возрасте проблематичных плутонов, что позволит уверенно реставрировать геологическую историю региона в целом и более надежно сопоставить его с другими районами. Необходимость этого очевидна, поскольку в поисковой геологии метод аналогий является наиболее апробированным и надежным.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеевский Ю. Ф. Геолого-геохимические особенности Гремихинского и Лендахского гранитных интрузивов в заангарской части Енисейского кряжа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975, с. 45—52.
- Амшинский Н. Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных комплексов.— В кн.: Вопросы геологии, методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1967, с. 70—80.
- Амшинский Н. Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов. Новосибирск: Западно-Сибирское книжное изд-во, 1973. 200 с.
- Амшинский Н. Н. Минералого-геохимические исследования гранитоидных пород при геологическом картировании и поисках. М.: Недра, 1978. 101 с.
- Белов В. П. Верхнепротерозойская (рифейская) габбро-плагиогранитная формация Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 4, с. 926—929.
- Белов В. П. Геология и петрология Кийского щелочного комплекса (Енисейский кряж). Автореф. канд. дис. М., 1970. 20 с.
- Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 331 с.
- Белянкина М. Н. Связь гранитоидного магматизма с тектонической структурой рифея Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1969, № 8, с. 25—32.
- Благодатский А. В., Владимиров А. И., Галимова Т. Ф., Диденко А. Н., Карлова Г. А., Карпинский Р. Б., Образцов В. Н., Шенфельд В. Ю. О корреляции верхнедокембрийских отложений Присяянья и юга Енисейского кряжа.— В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 113—128.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.
- Волобуев М. И., Зыков С. И. К вопросу об абсолютном возрасте пород и минералов Енисейского кряжа.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961, с. 91—100.
- Волобуев М. И., Зацепина Е. Ф., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Магматические комплексы и формации Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М.: МГУ, 1964, с. 22—52.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. Магматические формации Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1962, с. 246—252.
- Волобуев М. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. Енисейский кряж.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1973, с. 189—201.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохронология докембрийских формаций Саяно-Енисейского региона Сибири.— В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976а, с. 96—123.

- Волобуев М. И., Зыков С. И., Стушников Н. И., Стрижов В. П., Мясникова В. Л. Возраст фундамента геосинклинальных формаций гренвельда Енисейского кряжа. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976б, с. 39—47.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Стушников Н. И., Стрижов В. П. Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 14—30.
- Глико О. А. Геологическое строение и металлогеническое районирование Енисейского кряжа. — Сов. геология, 1957, № 62, с. 64—91.
- Гордиенко И. В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улаш-Удэ, 1969. 114 с.
- Даценко В. М. О петрографических различиях гранитоидов разного генезиса северо-западной части Енисейского кряжа. — В кн.: Записки Красноярского отделения ВМО. Вып. 1. Красноярск, 1968, с. 35—42.
- Даценко В. М. О разновозрастности гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агула. — В кн.: Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, 1969, с. 181—186.
- Даценко В. М. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Геотектоника, 1970, № 6, с. 88—94.
- Даценко В. М. Вертикальная зональность распределения петрогенных элементов в гранитоидах бассейна р. Агула. — В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971а, с. 68—74.
- Даценко В. М. Тектонические закономерности размещения гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1971б, с. 81—84.
- Даценко В. М. К вопросу о происхождении гранитоидов в областях проявления квазикратонного магматизма. — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 905—908.
- Даценко В. М. Среднепалеозойский внегеосинклинальный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск, 1974а, с. 109—129.
- Даценко В. М. О латеральной изменчивости вулканогенного разреза Агульской грабен-синклинали (Восточный Саян). — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1974б, с. 66—71.
- Даценко В. М. Комплементарные ряды гранитоидов батолитовой формации Енисейского кряжа (к вопросу о первой фазе татарско-ахтинского комплекса). — В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Средней Сибири. Красноярск, 1976а, с. 66—72.
- Даценко В. М. Относительная глубина становления гранитоидов Енисейского кряжа по петрогеохимическим данным. — В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, 1976б, с. 105—109.
- Даценко В. М. О потенциальной рудоносности посторогенных гранитов Енисейского кряжа. — В кн.: Геология рудных месторождений Красноярского края. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977а, с. 63—72.
- Даценко В. М. Распределение магнетита и некоторые вопросы петрогенезиса гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск, 1977б, с. 4—19.
- Даценко В. М. Окислительно-восстановительные условия формирования гранитоидов и эндогенное оруденение (на примере юго-западного обрамления Сибирской платформы). — В кн.: XI съезд Международной Минералогической Ассоциации. Т. 1. Тезисы докладов. Новосибирск: ИГиГ, 1978, с. 179.

- Даценко В. М. Геохимические типы гранитоидов Енисейского края и их потенциальная рудоносность. — В кн.: Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. Томск: ТГУ, 1979, с. 107—111.
- Даценко В. М. О соотношении базитового и гранитоидного магматизма в областях активизации континентальных окраин. — В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования (тезисы докладов). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981а, с. 47—48.
- Даценко В. М. Щелочи и стронций — показатели формационной и геотектонической принадлежности гранитоидов (на примере магматизма юго-западного обрамления Сибирской платформы). — В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования (тезисы докладов). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981б, с. 128—129.
- Даценко В. М., Бондарева Д. М. Об эволюции магматизма областей автономной активизации (Присяянье и Енисейский край). — В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 86—87.
- Даценко В. М., Корнев Т. Я. Магматические комплексы северо-западной части Енисейского края. — В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1968, с. 43—47.
- Даценко В. М., Корнев Т. Я. Размещение эффузивов спилито-кератофировой группы формаций и некоторые вопросы тектоники Енисейского края. — Сов. геология, 1969, № 7, с. 119—121.
- Даценко В. М., Кумеев С. С. Постороженные граниты байкалид Енисейского края. — В кн.: Экспериментальные исследования в области геохимии, петрографии, минералогии и кристаллографии. Элиста: КГУ, 1976, с. 3—22.
- Даценко В. М., Кумеев С. С., Орлова Л. И. К характеристике маловодных разнофациальных гранитов Енисейского края. Геологическая позиция аллохтонных гранитов. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1982, с. 43—49.
- Даценко В. М., Ли Л. В. К геохимии гранитоидов Южно-Енисейского края. — В кн.: Полезные ископаемые Средней Сибири. Красноярск, 1974, с. 129—137.
- Даценко В. М., Орлова Л. И., Винокурова Т. Н., Горб А. М. Распределение и морфология цирконов в гранитоидах юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. Красноярск, 1975, с. 28—40.
- Даценко Л. М., Даценко В. М. Акцессорные элементы и минералы как критерии глубины формирования и эрозивного среза гранитоидных массивов Енисейского края. — В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 48—59.
- Дембо Т. М. Гурахтинские и каламинские граниты Северо-Енисейской тайги. — Сов. геология, 1948, № 32, с. 14—25.
- Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М.: Недра, 1964. 334 с.
- Додин А. Л. Основные черты тектоники Восточного Саяна. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л.: Недра, 1967, с. 214—231.
- Жиров К. К., Артемов Ю. М., Волобуев М. И., Жирова В. В., Ступникова Н. И., Стеньков В. А., Тихонов В. Е. Об абсолютном возрасте некоторых образований юга Енисейского края. — Материалы по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.
- Жиров К. К., Урусова М. А. К геохимии щелочей в гранитах Таракского массива Енисейского края. — Геохимия, 1962, № 2, с. 105—115.
- Забялка И. Д. Особенности акцессорной минералогии гранитоидов Посольненского массива (Енисейский край) как индикатор условий их формирования. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1974, с. 72—77.

- Забродин В. Ю., Мальшев А. А. Новый комплекс щелочных — основных пород и карбонатитов в Енисейском кряже. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 5, с. 1223—1226.
- Злобин В. А. Ассоциация высокомагнезиальных вулканитов в колчеданосной панимбинской толще докембрия Енисейского кряжа и ее геохимическая характеристика. — Геол. и геофиз., 1980, № 11, с. 49—62.
- Зоненшайн Л. П. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян). — В кн.: Материалы по региональной геологии. Вып. 2. М.: Гостеолтехиздат, 1956, с. 96—97.
- Качевская Г. И., Даценко В. М. Петрология Вороговской трапповой интрузии Енисейского кряжа. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 46—48.
- Кириченко Г. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М.: Гостеолтехиздат, 1960, с. 30—35.
- Ковригина Е. К. Петрология метаморфических толщ раннего докембрия Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. Автореф. канд. дис. Л., 1973. 27 с.
- Комов И. Л. О выделении тейского магматического комплекса в Енисейском кряже. — Геол. и геофиз., 1969, № 1.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во СО АН СССР, 1955, с. 220—234.
- Корнев Т. Я. К генезису чарнокитов южной части Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 7, с. 115—116.
- Корнев Т. Я. Магматические формации южной части Енисейского кряжа. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 1, с. 204—206.
- Корнев Т. Я. Новые данные о возрасте и составе щелочно-базальтоидной формации Енисейского кряжа. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 1, с. 146—149.
- Корнев Т. Я. Магматические формации Енисейского полиметаллического пояса. — В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск, 1976, с. 12—23.
- Корнев Т. Я. Кимбирский комплекс. — В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1980, с. 148—153.
- Корнев Т. Я., Даценко В. М. Эволюция магматизма Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Материалы к V Всеоюзному петрографическому совещанию. Т. 1. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата: Наука, 1976, с. 382—384.
- Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 132 с.
- Креиделев Ф. П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М.: Наука, 1971. 376 с.
- Крылов И. Н., Мануйлова М. М., Митрофанов Ф. П., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 3—102.
- Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Материалы по геологии Западной Сибири, № 15 (57). Томск: изд. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941. 240 с.
- Кузнецов Ю. А. Гранитные интрузии Южно-Енисейского кряжа. — Изв. Томск. индустриальн. ин-та, 1944, т. 62, вып. 1, с. 129—175.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы мамоконтролирующих структур и магматические формации. — Геол. и геофиз., 1970, № 9, с. 3—24.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 108—119.
- Ли Л. В., Даценко В. М. Положение гранитоидных формаций и место золото-

- го оруденения в истории развития Енисейского кряжа. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск: Изд-во ТГУ, 1970, с. 60—66.
- Ли Л. В., Шохина О. И.** Особенности распределения золота в гранитоидных породах различных генетических типов и некоторые признаки золотоносности интрузий в Енисейском кряже. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, 1975, с. 113—119.
- Литвиновский Б. А., Летников Ф. А.** Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм. — В кн.: Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981, с. 119—132.
- Лучицкий И. В.** Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири. — В кн.: Каледонская орогенция. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 105—111.
- Ляхович В. В.** О некоторых особенностях акцессорного циркона гранитоидов. — В кн.: Редкие элементы и акцессорные минералы в ультраосновных, щелочных и кислых породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 136—151.
- Ляхович В. В.** Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 447 с.
- Магматические формации раннего докембрия территории СССР.** Кн. 1. Магматизм древнейшего докембрия. М.: Недра, 1980. 285 с.
- Магматические формации СССР/Масайтис В. Л., Москалева В. Н., Румянцев Н. А. и др. Т. 2. Л.: Недра, 1979. 279 с.**
- Маракушев А. А.** К проблеме чарнокитов. — В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. М.: Наука, 1966, с. 165—178.
- Маракушев А. А.** Анализ окислительно-восстановительных условий глубинного минералообразования. — В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 11—29.
- Марин Ю. Б.** Гранитоидные формации малых и умеренных глубин. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1976. 143 с.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.** Структуры «дива» Восточной Азии. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 156—167.
- Махлаев Л. В., Забияка И. Д.** О природе и возрасте гранитоидов Таракского массива. — В кн.: Материалы по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, 1976, с. 99—105.
- Мейстер А. К.** Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Спб., 1910. 668 с.
- Миронов А. Г., Ножкин А. Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.
- Мусатов Д. И.** Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. — Автореф. канд. дис. Красноярск, 1966. 113 с.
- Нагбина М. С.** О тектонических структурах, связанных с активизацией и ривизацией. — Геотектоника, 1967, № 4, с. 15—26.
- Найвкина Э. Б.** О кератофирово-спилитовой формации Южно-Енисейского кряжа и возможной природе Касской магнитной аномалии. — Геол. и геофиз., 1965, № 1, с. 169—172.
- Николаев И. Г.** Маршрутные исследования в бассейне правых притоков р. Енисей к северу от р. Гаревки, произведенные в 1928 г. — Изв. Зап.-Сиб. отд. геол. комитета. 1929, т. 10, № 1, с. 1—27.
- Никульченко В. Г.** Новые данные по геологическому строению бассейна рек Агул и Туманшет. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961, вып. 1, с. 57—61.
- Ножкин А. Д.** Сиенит-щелочно-сиенитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., 1972, № 11, с. 51—57.
- Ножкин А. Д.** Послепротерозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже и особенности их металлогении. — Геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 24—31.
- Ножкин А. Д.** Магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов Енисейского кряжа. — В кн.: Магматические формации складчатых облас-

- тей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 106—107.
- Ножкин А. Д., Трофимов Ю. П.** Щелочно-гранит-сиенитовая ассоциация Средневоороговского массива (Енисейский кряж).— В кн.: Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1982, с. 61—69.
- Парфенов Л. М.** Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 144 с.
- Парфенов Ю. И.** К вопросу о самостоятельности немкинского интрузивного комплекса.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, 1962, с. 243—245.
- Петров В. Г.** Архейские (?) породы северной половины Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1969, № 11, с. 61—67.
- Петров В. Г.** Новые данные о проявлении протерозойского вулканизма в северной части Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1970, № 1, с. 77—83.
- Петров В. Г.** Гранитные купола и золотое оруденение Енисейского кряжа.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 34—54.
- Петров С. Г.** Распределение типов натриево-калиевого полевого шпата в гранитоидах Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1969, № 4, с. 38—48.
- Петров С. Г., Решетова С. А.** Геология и петрология татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л.: Недра, 1967, с. 108—139.
- Поляков Г. В.** Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 310 с.
- Попеко В. А.** Структурные условия развития мезозойского магматизма западной части Олекмо-Витимской горной страны.— Автореф. канд. дис. Чита, 1974. 24 с.
- Постельников Е. С.** Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 70 с.
- Рассказчиков А. Н.** К вопросу о возрасте вулканогенной толщи западной части Восточного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск: ИГУ, 1957, вып. 1 (XXII), с. 127—131.
- Рик Л. П.** Огнитский интрузивный комплекс.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Иркутск: ИГУ, 1961, с. 82—91.
- Ритман А.** Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975. 288 с.
- Свешникова Е. В., Семенов Е. И., Хомяков А. П.** Заангарский щелочной массив, его породы и минералы. М.: Наука, 1976. 76 с.
- Слободской Р. М.** Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск: Наука, 1974. 172 с.
- Смагин А. Н., Рубанов Н. И.** Молибденоносность одной из структур палеозойской тектоно-магматической активизации Восточного Саяна.— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1982, с. 156—163.
- Смагин А. Н., Тетерюк В. К., Ножкин А. Д.** Обоснование девонского возраста вулканогенных пород и гранитоидов Агульского прогиба (Восточный Саян).— В кн.: Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 118—128.
- Смирнов А. М.** Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 158 с.
- Соболев В. С.** Проблема смещения магм при образовании изверженных пород.— Зап. ВМО, 1981, № 6, с. 641—645.
- Ставров О. Д.** Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 213 с.
- Таусон Л. В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

- Телешев А. Е. Сиенит-гранитовые интрузии Гутаро-Агульского района.— В кн.: Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974, с. 208—228.
- Туркин И. С. Методика расчленения гранитоидных комплексов.— В кн.: Вопросы геологии, методики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1967, с. 81—90.
- Усов М. А. Структурная геология. М.—Л.: Госгеолиздат, 1940. 135 с.
- Усов М. А. Фации и фазы интрузивов.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 57—97.
- Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Чащухина В. А. Феррофации гранитоидов.— Геохимия, 1978, № 2, с. 147—160.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий В. О. М.: Наука, 1977. 214 с.
- Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа.— Сов. геология, 1965, № 7, с. 3—17.
- Хамрабаев П. Х. Фемические минералы как критерии потенциальной металлогенности магматических формаций и некоторые аспекты полярности их составов и парагенезисов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 3, с. 3—16.
- Хренов П. М., Комаров Ю. В. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 277—315.
- Хренов П. М. Особенности металлогении областей тектонической активизации и орогенных этапов геосинклинальных зон.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XIII. М.: Наука, 1981, с. 57—67.
- Шахов Ф. Н. Вулканизм и металлогения Енисейского кряжа.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., вып. 5. 1938, с. 1—29.
- Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1962, с. 65—96.
- Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск: ИГ УФАИ СССР, 1964. 106 с.
- Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения.— В кн.: Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. М.: ЦНИГРИ, 1970, с. 57—73.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л.: ВСЕГЕИ, 1969, с. 364—366.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968. 180 с.
- Чайка В. М., Хайретдинов И. А., Забияка А. И., Бармина А. А. О детритовых акцессориях и петрогенезисе гранитов Енисейского кряжа.— Геол. и геофиз., 1964, № 12, с. 134—140.
- Яцук В. И. Магматизм Манского прогиба.— В кн.: Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах». Новосибирск: Наука, 1978, с. 149—174.
- Condie K. C. Arhean Magmatism and crustal Thickening.— Bull. Geol. Soc. Amer. 1973, vol. 84, N 9, p. 2981—2991.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.— Geol. Soc. Amer. Mem. 1958, vol. 74, p. 3—153.
- Wones D. R., Eugater H. P. Stability of biotite: experiment, theory and application.— Amer. mineral., 1965, v. 50, N 9, p. 75—84.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. <i>Краткий геологический очерк и схема развития магматизма юго-западного обрамления Сибирской платформы</i>	5
Историческая справка	—
Общие сведения о геологии района	7
Схема развития магматизма	10
Прогеосинклинальный (архейский) этап	11
Протогеосинклинальный (карельский) этап	—
Протоплатформенный этап	16
Геосинклинальный (байкальский) этап	18
Послебайкальский этап	26
Глава 2. <i>Петрология гранитоидов подвижных областей</i>	—
Архейский магматизм	27
Богучаевский комплекс	31
Кузеевский комплекс	34
Березовский комплекс	36
Условия формирования архейских гранитоидов	37
Протерозойский магматизм	—
Таракский комплекс	45
Рифейский магматизм	—
Посольненский комплекс	50
Татарско-аяхтинский комплекс	60
Нижнекамский комплекс	65
Гаревский комплекс	70
Глушихинский комплекс	75
Глава 3. <i>Внегеосинклинальный магматизм</i>	80
Вулканизм	84
Интрузивный магматизм	97
Глава 4. <i>Закономерности развития гранитоидного магматизма</i>	—
Акцессорные минералы и флюидный режим гранитообразования	105
Редкоэлементный состав гранитов	112
Заключение	113
Литература	120
Приложение	—

1 р. 50 к.

4197



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ