

Б. А. Дьячков

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ КАЛБЫ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КазССР
ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКОЕ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Б. А. ДЬЯЧКОВ

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
ВОСТОЧНОЙ КАЛБЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1972



600

Дьячков Б. А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М., «Недра», 1972, с. 212

В работе приведены новые данные по магматизму и металлогении Восточной Калбы, уточнена геологическая позиция и морфология Калбинского плутона, показана зависимость механизма формирования массивов верхнепалеозойских гранитоидов от структурно-тектонических условий периода магматической деятельности, обусловивших определенную зональность в размещении гранитоидов, метасоматитов и оруденения. Детально охарактеризованы разновозрастные группы даек порфирирового облика и гранитоидные интрузии, их размещение, возраст, состав и рудоносность. Особое внимание уделено метасоматическим процессам и экзоконтактным изменениям вмещающих пород, связи магматизма и оруденения. Впервые для района выделены золотоносные малые интрузии кулушского комплекса и установлен более древний возраст золотого оруденения по отношению к редкометальному. Показана общая направленность процессов магматизма и металлогении, обосновывается разновозрастность жильных пород, метасоматитов и редкометального оруденения, сопровождающих определенные группы гранитоидов. Описаны ярусность в распределении оруденения и разработанная автором классификация эндогенных проявлений по формационным признакам. С новых позиций рассматриваются общие закономерности размещения золотого и редкометального оруденения и дается прогнозная оценка территории.

Книга представляет интерес для геологов-съемщиков, петрографов и металлогенистов.

Таблиц 55, иллюстраций 76, список литературы — 164 названия.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная Калба входит в состав Калба-Нарымской тектонической зоны Юго-Западного Алтая, в которой широко развиты верхнепалеозойские гранитоидные интрузии, сопровождающиеся редкометальным и золотым оруденением. Территория площадью 3300 км² административно относится к Восточно-Казахстанской области, охватывая юго-восточное окончание Калбинского хребта (рис. 1). Абсолютные отметки в районе изменяются от 410 до 1608 м, составляя в среднем 600—1000 м. Главная водная артерия — р. Иртыш, наиболее крупные населенные пункты — Самарское, Миролюбовка, Палатцы и Каракол.

Изученный район издавна привлекал внимание исследователей, которыми было открыто более 100 точек проявлений редких металлов и золота, решены многие вопросы магматизма и металлогении в региональном плане (В. К. Котульский, Б. Н. Ерофеев, М. П. Русаков, Н. А. Елисеев, Н. К. Морозенко, С. Д. Кончаков, Г. Б. Чернышев, А. П. Никольский, В. П. Нехорошев, Г. Н. Щерба, Ж. А. Айтиалиев, В. И. Кузнецов, А. И. Гинзбург, С. Г. Шавло, К. Г. Богданова и др.). Однако ввиду мелких рудных объектов в конце 50-х годов интерес к ним уменьшился.

В последние годы в связи с проблемой увеличения сырьевой базы страны возникла необходимость расширения здесь детальных поисковых работ и углубленного изучения некоторых геологических вопросов. Главные из них: уточнение систематики магматитов, взаимосвязь гранитоидов, метасоматитов и оруденения; возрастное соотношение золотого и редкометального оруденения; вопросы морфологии и внутреннего строения Калбинского плутона; закономерности размещения рудных узлов и месторождений и др. Нерешенность этих вопросов затрудняла проведение крупномасштабных металлогенических исследований и направление детальных поисковых работ в районе.

В работе приводится обобщение большого фактического материала по магматизму и металлогении Восточной Калбы, собранного автором в 1958—1967 гг. при проведении крупномасштабных геологосъемочных работ Алтайской поисково-съёмочной экспедицией ВКГУ. Используются также материалы поисково-разведочных работ по наиболее важным рудным узлам района.

Для решения поставленных задач широко использованы материалы полевого геологического картирования, структурного анализа (по методу Е. Н. Пермякова — В. К. Монича), петрографических, петрохимических и минералого-геохимических исследований в совокупности с данными геофизики и определениями абсолютного возраста пород. Кроме того, применялись методы термолюминесценции

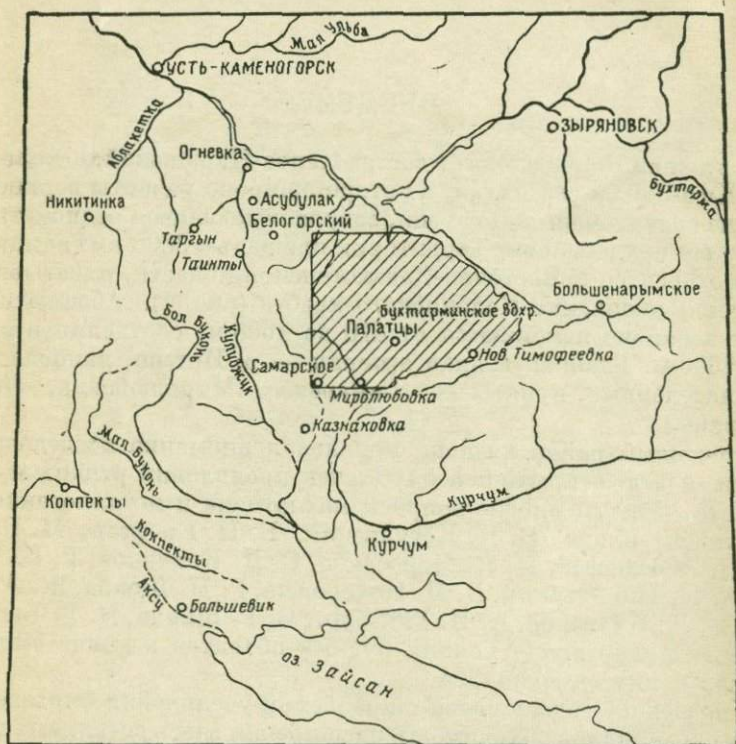


Рис. 1. Обзорная карта района исследований

и декрепитации кварца. В работе использованы результаты полуколичественных спектральных анализов (30 000 проб), обработка которых производилась на вероятностных бланках и электронно-вычислительной машине в КазВИРГ. Сделано более 200 силикатных анализов с пересчетом их по методам А. Н. Заварицкого, Н. И. Наковника, Т. Барта, просмотрено более 1000 шлифов, выполнен количественный минералогический анализ 225 протолок. Изучено 180 мономинеральных фракций кварца, полевого шпата, слюд, ильменита, циркона, апатита, турмалина, касситерита и др., проведены количественные определения редких металлов (Ta, Nb, Sn, W), редких щелочей (Li, Rb, Cs), золота и серебра. Аналитические работы производились в лаборатории Алтайской поисково-съёмочной экспедиции, Центральной лаборатории ВГУ, КазИМС и частично во ВСЕГЕИ.

Эти исследования позволили уточнить общую направленность развития магматизма и металлогении района, выявить минералогическо-геохимические особенности разновозрастных интрузивных комплексов, показать взаимосвязь магматитов и оруденения, наметить зональность в размещении рудоносных интрузий и на этой основе разработать рекомендации по направлению дальнейших поисковых работ в районе.

Совместно с автором в разные годы работали Н. И. Годовников, А. В. Зобков, И. В. Казакевич, Н. П. Киселев, Ю. Н. Логунов, Б. А. Мельник, Е. А. Гредюшко, В. М. Простихина, А. Е. Степанов, В. А. Кузнецов, Г. И. Мартыновский, В. В. Лопатников, М. А. Сейдидов, Л. И. Лавренко и другие геологи.

При выполнении настоящей работы автор пользовался советами и помощью акад. Ю. А. Кузнецова, чл.-корр. АН КазССР Н. Л. Бубличенко, доктора геол.-минерал. наук И. П. Новохатского, канд. геол.-минерал. наук Ю. Ю. Воробьева, В. С. Кузубного, Ю. А. Садовского, В. А. Нарсеева, В. А. Филиппова, А. Н. Бугайца, Р. К. Григайтис, В. В. Попова, геологов — Н. И. Стучевского, В. В. Лопатникова, Л. Д. Полевой, В. С. Кузнецова, А. М. Мысника, П. В. Серикова, В. Ф. Кашеева, А. Р. Бутко, Г. П. Нахтигала, Г. М. Шука, а также многих товарищей по работе. Автор получил поддержку и помощь от руководства Алтайской поисково-съёмочной экспедиции и Восточно-Казахстанского геологического управления (В. Я. Лиходед, М. Х. Юсупов, М. А. Кузьменко, В. Н. Ишутин и др.).

Обобщение материалов осуществлялось под научным руководством чл.-корр. АН КазССР профессора Г. Н. Щербы, который оказал большую помощь при выполнении работы.

Всем указанным товарищам автор выражает искреннюю благодарность.

Глава I

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ РАЙОНА

Природные богатства Калбы с давних времен привлекали к себе внимание исследователей. Систематическое геологическое изучение Калбы проводилось в начале XX в. В. А. Обручевым (1913 г.), М. Э. Янишевским и Н. Н. Павловым (1912—1915 гг.), В. В. Резниченко (1913 г.) и В. К. Котульским (1916—1917 гг.). Эти работы носили региональный характер, и некоторые из них не потеряли своего значения до настоящего времени. Дальнейшее детальное изучение района началось в советское время (Н. Н. Падуров, 1924—1928 гг.; Д. М. Мурашев, 1925 г.; Г. Л. Падалка, 1929 г.).

Открытие Карашской группы оловянно-вольфрамовых месторождений в 1929 г. явилось толчком для бурного роста поисково-разведочных работ в Восточной Калбе, которые проводились под руководством Б. Н. Ерофеева, А. В. Безлюдного и др. В 1932 г. Н. А. Елисеев, проводивший поисковые исследования на Алтае и Калбе, выделил четыре интрузивных комплекса: каледонский, доварисский, змеиногорский и калбинский. По его мнению, породы калбинского комплекса сформированы в одну фазу, не считая жильной фации. Такого же мнения впоследствии придерживался Г. Б. Чернышев.

В 1933—1934 гг. сотрудники ЦНИГРИ (Б. Н. Ерофеев, Н. К. Морозенко, В. С. Трофимов, А. П. Никольский и др.) под руководством Н. С. Яговкина провели геологосъемочные работы м-ба 1 : 100 000 в восточной части Калбы и выяснили, что Калба-Нарымский массив складывается тремя последовательными гранитными интрузиями. Н. К. Морозенко (1937) впервые отметил приуроченность рудоносных кварцевых жил к крупнозернистым «осветленным» гранитам монастырского типа, имеющим более молодой возраст по сравнению с калбинскими гранитами. Он детально изучил дайки лампрофиров в Мирлобовском массиве и дал классификацию редкометалльных месторождений Восточной Калбы.

В 1934 г. В. П. Нехорошев выделил в районе отложения тапирской, промежуточной и даланкаринской свит и определил их возраст как верхнедевонский — нижнекаменноугольный. М. П. Русаков изучил два разновозрастных типа гранитов — монастырские и калбинские, причем первые по его данным являются более ранними. В дальнейшем была доказана ошибочность этого мнения.

По мнению Н. А. Елисеева (1938), в варисскую эпоху тектогенеза возникло два разновозрастных комплекса гранитоидов (змеиногорский и калбинский), отличающихся по составу и особенностям металлогении. Точку зрения Н. А. Елисеева по этому вопросу поддержал А. И. Семенов (1953).

С 1934 по 1945 г. в Калбе проведены поисково-разведочные работы под руководством Ж. А. Айтиалиева, Г. К. Чертушкина, С. Д. Кончакова, Г. Б. Чернышева, А. М. Михайлова, М. А. Орра, М. Ф. Стрелкина и др. В результате этих исследований были открыты россыпные и коренные месторождения олова и вольфрама. Большое значение имели работы А. М. Калика (1938—1939 гг.), указавшего на связь золота с порфировыми интрузиями.

В 1938—1941 и 1948—1950 гг. в Нарымском хребте геологические исследования провел Г. Н. Щерба, обобщивший свои материалы в монографии (1957₁). В составе калбинского комплекса он выделил три группы гранитоидов: гранодиориты I, среднезернистые граниты II и мелкозернистые граниты III. Высказанное им мнение о докалбинском возрасте золотого оруденения подтверждено новейшими наблюдениями.

С 1942 по 1945 г. А. С. Иванов и К. Г. Богданова составили геологическую карту Миролюбовского массива. В годы Великой Отечественной войны в результате поисково-разведочных работ в Восточной Калбе открыт ряд оловянно-вольфрамовых проявлений.

Большое значение имели обобщающие работы Ж. А. Айтиалиева, Г. Н. Щербы, С. Г. Шавло, А. И. Гинзбурга, В. И. Кузнецова, А. И. Семенова, К. Г. Богдановой, проведенные в 1948—1958 гг. Ж. А. Айтиалиевым была произведена морфогенетическая классификация редкометальных месторождений Калба-Нарымского района, сохранившая свое значение до настоящего времени. С. Г. Шавло (1958) детально описал пегматиты и гидротермалиты Калбы. Материалы исследований Ж. А. Айтиалиева, Г. Н. Щербы, С. Г. Шавло, А. Е. Ергалиева и др. послужили основой для прогнозной карты Калба-Нарымского района.

В конце 50-х годов поисками редких металлов на Калбе занимались Г. К. Чертушкин, Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов, Г. И. Казарян, В. Ф. Кащеев, В. А. Нарсеев, А. Р. Бутко, В. В. Лопатников, С. Д. Кончаков, О. И. Садовская, Н. И. Годовников и др. В это же время на Южном Алтае и Калбе развернулись геологосъемочные работы, возглавляемые группой геологов ВСЕГЕИ (Н. П. Иванов, Э. Г. Моисеева, Д. П. Авров, А. А. Прияткин, Р. К. Григайтис, А. Х. Кагарманов, Б. Ф. Баранов и др.).

Б. Ф. Барановым в районе выделены отложения такырской, байсумской, даланкаринской и аркаульской свит, а в составе калбинского комплекса — гранитоиды калбинской и монастырской групп. Последующими работами выводы этого автора были значительно уточнены.

В 1959—1967 гг. на Калбе проведены крупномасштабное геологическое картирование и тематические исследования большим коллективом геологов Алтайской экспедиции ВГУ (А. Г. Алексеев,

А. Р. Бутко, Е. А. Гредюшко, Б. А. Дьячков, А. В. Зобков, Н. П. Иванов, В. Ф. Кашеев, А. Х. Кагарманов, Н. П. Киселев, В. В. Лопатников, Ю. Н. Логунов, Э. Г. Моисеева, А. М. Мыслик, Б. А. Мельник, О. В. Навозов, И. А. Ротараш, А. Е. Степанов, М. А. Сейидов, В. И. Татаренко, В. С. Шибко, Т. К. Кашапов и др.). Геофизической основой съемок служили среднemasштабные гравиметрические работы (П. В. Сериков, 1958—1960 гг.), а на части территории — комплекс крупномасштабных геофизических методов, выполненных Алтайской экспедицией ВКГУ и КазВИРГ. Указанные работы проводились в увязке с геологами поисково-разведочных организаций (Г. И. Казарян, Е. П. Пушко, В. А. Филиппов) и АО ИГН АН КазССР (В. С. Кузбный, Д. Н. Гаджи) и КазИМС (Ю. А. Садовский, В. А. Нарсеев, А. Н. Бугаец).

В итоге исследований в Калба-Нарымской зоне были получены новые данные по стратиграфии, магматизму и металлогении. Особенно ценными являются сводные работы по стратиграфии (Н. П. Киселев, А. В. Нечаев и др., 1966 г.), магматизму, геохимии и металлогении (В. В. Лопатников, 1966 г.; В. Ф. Кашеев, А. Р. Бутко и др., 1966 г.; В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, М. А. Сейидов, 1968 г.), литологии (Н. П. Киселев, 1969 г.; М. Н. Кожемяко, 1969 г.) и крупным рудным полям (Ю. А. Садовский, В. А. Филиппов и др.). Основные результаты исследований по магматизму были доложены на I Казахском петрографическом совещании (1965 г.) и I республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов КазССР (1968 г.).

В настоящее время в Северо-Западной Калбе и Нарыме продолжают крупномасштабные геологосъемочные работы.

Глава II

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНА

Изученный район является частью Калба-Нарымской тектонической зоны Алтайского геотектоногена (Г. Н. Щерба, 1970 г.), которая примыкает к Рудно-Алтайской с юго-запада и прослеживается в северо-западном направлении более чем на 450 км. Границами Восточной Калбы являются крупные тектонические структуры — Иртышская зона смятия и Теректинский глубинный разлом, ограничивающие ее соответственно на северо-востоке от Рудного Алтая и на юго-западе от Западной Калбы. На западе Восточная Калба отделяется от Центральной Калбы Черновинским разломом субмеридионального направления, а на юго-востоке эта структура отграничена от Нарыма субширотным разломом. В геологическом строении территории принимают участие осадочные породы девона — среднего карбона, магматиты герцинского времени и отложения кайнозоя. Для нее характерно развитие многообразных складчатых и разрывных структур,

усложненных интрузивной деятельностью и альпийскими разрывными деформациями.

В структурно-металлогеническом отношении эта территория расположена в центральной части Калба-Нарымского редкометального пояса и ограничена с северо-востока Прииртышской линией медно-пирротинового оруденения, а с юго-запада — золотым поясом Калбы (Нехорошев, 1966). Здесь широко развиты верхнепалеозойские интрузии, с которыми связаны грейзеновые и гидротермальные месторождения олова и вольфрама, и, в меньшей степени, редкометальные пегматиты и золоторудные проявления.

СТРАТИГРАФИЯ

Начальная стадия развития Калба-Нарымской зоны в герцинское время характеризовалась повсеместным расширением области прогибания и накоплением различных по литологическому составу осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. По характеру и времени осадконакопления здесь четко выделяются два крупных макоритма: девонский и верхневизейско — намюрский.

Наиболее древние отложения кыстав-курчумской и пугачевской свит, выделяемые в морскую пестроцветную карбонатно-терригенную формацию (D_2e-gv), развиты в пограничной полосе с Иртышской зоной смятия (рис. 2). Они представлены глинисто-кремнистыми, известково-глинистыми алевролитами, известковистыми песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, которые в зоне метаморфизма превращены в различные контактовые роговики, мигматиты, кристаллические сланцы и гнейсы. Мощность формации, с учетом данных Д. П. Аврова, Р. К. Григайтис, Н. И. Стучевского, составляет 3,4—4 км.

Такырская свита (D_3) занимает большую часть территории и по В. П. Нехорошеву (1966) относится к черносланцевой аспидной формации. Она сложена черными углито-глинистыми алевролитами, алевропелитами, переслаивающимися в различных соотношениях с мелкозернистыми аркозовыми песчаниками. По составу и относительному возрасту отложения свиты подразделены на три пачки: нижнюю алевролитовую, среднюю преимущественно песчаниковую и верхнюю существенно алевролитовую. Суммарная мощность отложений 1,3—1,8 км. Верхнедевонский возраст свиты обосновывается палинологическими исследованиями Н. И. Михайловой (1963).

Опановская свита (C_1v_2) развита в бассейне рек Черневой и Малой Каинды. Впервые для Калбы в 1965 г. автором поставлен вопрос о несогласном налегании отложений этой свиты на породы такырской свиты и о существовании перерыва в осадконакоплении на границе девона и карбона. Свита сложена преимущественно терригенными песчано-сланцевыми отложениями, выделяемыми в флишoidную формацию (Н. П. Киселев и др., 1969 г.).

Отложения свиты подразделены на две пачки. Нижняя пачка сложена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками и туфопес-

чаниками, содержащими известковистые конкреции, гравелиты и прослой алевролитов (3—10 м), мощность пачки 400—500 м. Встречаются отпечатки флоры, споры *Trachytriletes punctulatus*, *Acanthotriletes multischus* (L u b e r). Верхняя пачка характеризуется неравномерным переслаиванием серых, пятнистых углистых глинистых алевролитов, известковистых алевропесчаников, полимиктовых и туфогенных песчаников. Мощность пластов песчаников 0,5—5 м, реже 8 м, алевролитов до 15 м. Мощность пачки 500 м.

В конце начальной стадии развития в наиболее интенсивно развивающихся прогибах Калба-Нарымской зоны образовались терригенные ритмично сложенные алевролитопесчаниковые толщи («грубый флиш» по В. Е. Хаину, 1964 г.), объединяемые в молассоидную и грауваквовую формации (Н. П. Киселев, 1969 г.).

Отложения намюрского яруса (C_{1n_1}) пользуются широким распространением в бассейне рек Лайлы, Каинды, Кулуджун и др. Они подразделены на две пачки. Нижняя пачка представлена преимущественно массивными полимиктовыми и туфогенными песчаниками, содержащими известковистые конкреции, линзы гравелитов и конгломератов. Фауна криноидей *Pentagonocyclicus concasus* St u k a l i n a, *P. priskus* St u k a l i n a; *Hexacrinites* (col.) sp. и пелеципод *Posidoniella elongata* P h i l l.; *Posidonia* sp. Мощность пачки 450—500 м. Верхняя преимущественно алевритовая пачка сложена пятнистыми алевролитами, переходящими в туфовидные алевропесчаники с прослоями песчаников. Фауна криноидей *Pentagonocyclicus concovus* St u k a l i n a, *P. priskus* St u k a l i n a.

Отложения намюр-среднекаменноугольного возраста (C_{1n_2} — C_2 ?), сформировавшиеся, вероятно, в среднюю (инверсионную) стадию развития зоны, автором сопоставляются с нижней молассовой формацией по В. Е. Хаину (1964 г.). Они представлены разнозернистыми гравелитистыми туфопесчаниками, грауваквовыми песчаниками и конгломератами с галькой известняков, гранитоидов и андезитодацитовых пород. В этой же толще И. А. Ротаршем собрана фауна пелеципод. Мощность толщи 1,2—1,5 км.

Кайнозойские отложения характеризуются осадками неогеновой и четвертичной системы. К неогеновым отложениям отнесены краснобурые гипсоносные глины, развитые в районе пос. Самарское, Пантелемоновка и в других местах. Четвертичные отложения характеризуются непостоянной мощностью (0,5—50 м). По возрасту известны осадки от раннечетвертичных до современных, сложенные палевожелтыми суглинками, супесями, глинами, песками, галечниками и валунами.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В рассматриваемом районе интрузивные образования, пользующиеся широким распространением, представлены породами нижнекаменноугольного и верхнепалеозойского возраста.

Наиболее ранние габбро-диабазовые и ультрабазитовые интрузии связаны с тектоническими движениями саурской фазы складчатости

и приурочены к региональным глубинным разломам, образуя систему линейных поясов северо-западного направления (Кузевный, Попов, 1966). В краевой северо-восточной части Калба-Нарымской зоны они залегают в форме штоков, даек и силлов габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, диоритов и плагиогранитов. Ширина тел составляет 3—20 м, а длина достигает 3—5 км. Возраст этих пород до недавнего времени оставался спорным, однако в последние годы он определен как верхневизейский — намюрский (Марьян и др., 1966).

Ультрабазитовая (C_{1n1}) формация развита преимущественно в пределах Чарского горст-антиклинория.

Широко развитые в районе верхнепалеозойские магматиты проявились в позднюю (орогенную) стадию развития тектонической зоны в период активизации древних систем северо-западных и субширотных глубинных разломов, связанных с перемещением масс в подкоровых областях. В начале орогенной стадии наиболее активными были северо-западные и субмеридиональные глубинные разломы, контролировавшие размещение добатолитовых интрузий кунушского (верхнекаменноугольного) комплекса и поясов гранитов «батолитового» типа калбинского (нижнепермского) комплекса, а в конечный этап развития герцинид — поперечные северо-восточные разрывы, залеченные роями и поясами даек посткалбинского (верхнепермского) комплекса.

Кунушский комплекс, выделяемый впервые для Калба-Нарымского района, относится к добатолитовой формации и представлен мелкими интрузиями гранодиорит-плагиогранитного состава и жильными дериватами, прослеживающимися в виде протяженных поясов северо-западного направления на сотни километров. Эти породы во времени сопоставляются с змеиногорским комплексом на основании того, что они прорывают отложения среднего карбона и сами пересекаются и метаморфизуются гранитами калбинского (пермского) комплекса. С кунушским комплексом связано золотое оруденение.

Гранитоиды калбинского комплекса, образующие серию крупных массивов, являются представителями формации гранитных батолитов (Кузнецов, 1964). Внедрение гранитоидов происходило после формирования главной складчатости района нижнего и среднего карбона по ослабленным зонам. Процесс формирования интрузий сопровождался контактово-метасоматическим метаморфизмом осадочных пород, интенсивность проявления которого ослабевает от ранней к поздним фазам.

Геолого-геофизические исследования морфологии и внутренней структуры массивов (В. В. Лопатников, П. В. Сериков, Г. П. Нахтигаль и др.) показали, что Калбинский плутон представляет не сплошное монолитное тело, а состоит из отдельных пластовых тел, которые осложнены штокообразными выступами над магмоподводящими каналами и расположены в три этажа. Мощность каждого этажа составляет 3—4 км, с учетом корневых частей (штоков) — 6—8 км, а по данным В. Н. Любецкого — 10—14 км. Гранитоиды сопровождаются редкометальным оруденением.

Посткалбинский комплекс представлен дайками габбро-диабазов, диоритовых порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, сформированных в конечный этап развития герцинского тектоно-магматического цикла и относящихся к постбатолитовой формации (Ажгирей и др., 1967). Дайки образуют региональные пояса северо-восточного направления, рассекая структуры вмещающей толщи и более ранние магматические породы. Они не сопровождаются рудной минерализацией.

ТЕКТОНИКА

Границами Калба-Нарымской тектонической зоны в нашем понимании являются продольные глубинные разломы — Калба-Нарымский (на северо-востоке) и Чарско-Преображенский (на юго-западе). Северо-западное и юго-восточное продолжение зоны скрыто под покровом кайнозоя Кулундинской и Зайсанской впадин.

Калба-Нарымская зона заложилась на каледонском фундаменте с эйфельского времени (Нехорошев, 1966), располагающемся на глубине порядка 14—16 км (Любецкий, 1965). В начальную стадию герцинского тектоно-магматического цикла эта область в целом развивалась как структура миогеосинклинали типа, где накапливались преимущественно терригенные отложения девона — нижнего карбона мощностью 9—16 км (Горжевский, Козеренко, 1965; Нехорошев, 1958; Иванкин и др., 1961; Хисамутдинов, 1963). В пределах моноклинория происходило постепенное омоложение стратиграфического разреза с северо-востока на юго-запад (Нехорошев, 1966). Здесь проявились карбонатно-терригенная ($D_{2e} - gv$), аспидная (D_3), флиш-идная (C_1v_2) и граувакковая (C_1n_1) терригенные формации. В пограничной области с Иртышской зоной смятия сформировались линейные пояса габбро-диабазовых интрузий (C_1).

В среднюю стадию крайне ограниченное распространение получили морские отложения молассовой формации ($C_{1n_2} - C_2$). В верхнем карбоне в отдельных участках структуры проявился вулканизм дацит-липаритового состава, с которым в тесной возрастной близости связано образование субвулканических и гипабиссальных золотоносных интрузий плагиигранит-гранодиоритов (кунушский комплекс).

Среди интрузивных пород поздней (орогенной) стадии резко преобладают нижнепермские слюдяные граниты (калбинский комплекс), сопровождающиеся редкометальной минерализацией. Подчиненное значение имеют послепатолитовые дайки, стерильные в отношении оруденения.

По геолого-геофизическим особенностям Калба-Нарымская зона является неоднородной и подразделяется на две подзоны: Калба-Нарымскую и Западно-Калбинскую.

Собственно Калба-Нарымская подзона граничит по одноименному глубинному разлому на северо-востоке с Иртышской зоной смятия, а на юго-западе от Западно-Калбинской подзоны отделяется Теректинским глубинным разломом. В результате многократных тектони-

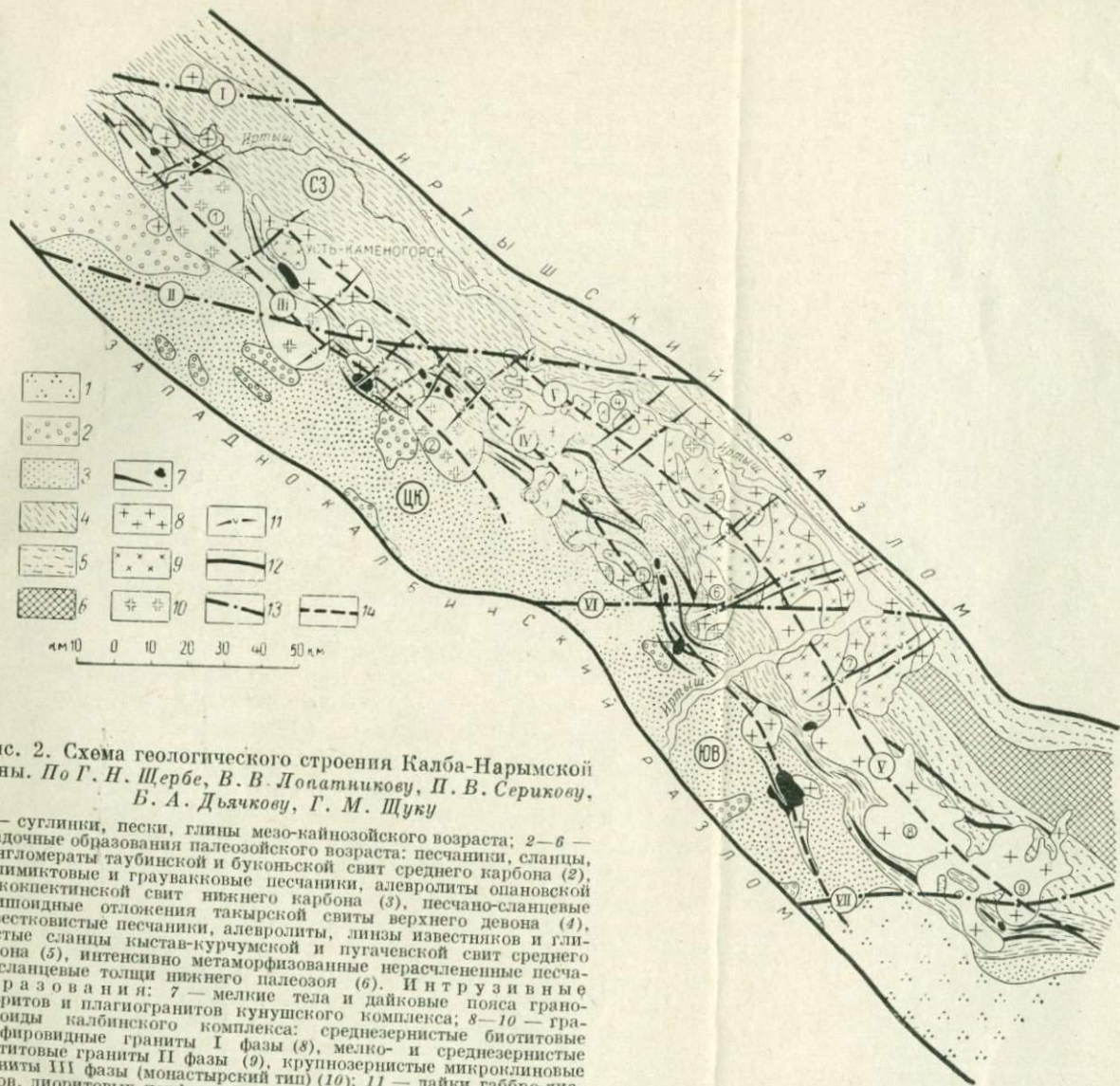


Рис. 2. Схема геологического строения Калба-Нарымской зоны. По Г. Н. Щербе, В. В. Лопатникову, П. В. Серикову, Б. А. Дьячкову, Г. М. Шуку

1 — суглинки, пески, глины мезо-кайнозойского возраста; 2—6 — осадочные образования палеозойского возраста: песчаники, сланцы, конгломераты таубинской и буковской свит среднего карбона (2), полимиктовые и граувакковые песчаники, алевролиты опановской и кокпектинской свит нижнего карбона (3), песчано-сланцевые флишеидные отложения такырской свиты верхнего девона (4), известковые сланцы кыстав-курчумской и пугачевской свит среднего девона (5), интенсивно метаморфизованные нерасчлененные песчано-сланцевые толщи нижнего палеозоя (6). Интрузивные образования: 7 — мелкие тела (8) — гранитоиды калбинского комплекса; 8—10 — гранитоиды порфировидные граниты I фазы (8), мелко- и среднезернистые биотитовые граниты II фазы (9), крупнозернистые микроклиновые граниты III фазы (монастырский тип) (10); 11 — дайки габбро-диабазов, диоритовых порфиритов и гранит-порфиров посткалбинского комплекса. Глубинные разломы: 12 — обусловившие блоковое строение структурно-формационной зоны; 13 — поперечные субширотные разломы, контролирующие размещение гранитоидов. Римские цифры в кружочках — названия разломов: Лениногорско-Семинаплатинский (I), Зырянско-Гремячинский (II), Себинский (III), Чебундинский (IV), Прииртышский (V), Миролобовский (VI), Калгутинский (VII). Арабскими цифрами в кружочках даны названия наиболее крупных массивов: Монастырский (1), Себинский (2), Чебундинский (3), Прииртышский (4), Кайндынский (5), Миролобовский (6), Буландинский (7), Бурабайский (8), Кемиркандинский (9). Буквы в кружочках — названия блоков: Северо-Западный (СЗ), Центрально-Калбинский (ЦК), Юго-Восточный (ЮВ).

ческих движений герцинского тектогенеза, которые проявлялись в чередовании процессов растяжения и сжатия земной коры (Г. Н. Щерба, 1970 г.), сформировался основной структурный план подзоны.

В целом по особенностям строения Калба-Нарымская подзона отвечает «второму типу разреза земной коры» (по В. С. Кузбному, Н. И. Стучевскому и др., 1969 г.), для которого характерна пониженная мощность «базальтового» слоя (18—22 км) и повышенная — гранитного слоя (18—24 км). В. Н. Любецкий (1965) предполагает, что в строении глубоких частей структуры участвуют мощные осадочные (сравнительно слабометаморфизованные) отложения нижнего палеозоя. В условиях значительных прогибаний седиментного и гранитного слоев зарождались очаги преимущественно гранитных магм, что обусловило в дальнейшем образование в этой подзоне формаций редкометаллических гранитов (Щерба, 1957₁; Нехорошев, 1958, 1966; Иванкин, 1960; Иванкин и др., 1961; Любецкий, 1965; Ревакин, Кузбный, 1966).

В результате неоднократных тектонических движений осадочные толщи района оказались смятыми в напряженные складки различных размеров и морфологии, вытянутых в целом в северо-западном направлении. Рассматриваемый моноклиний, являющийся структурой I порядка, осложнен складчатыми структурами II порядка с крутыми углами падения крыльев складок (60—80°) при общем пологом залегании толщ. К ним относятся Миролюбовская, Каиндинская, Шаганская антиклинали, Мало-Каиндинская, Чебунтайская и другие синклинали, которые в свою очередь усложнены складками III порядка и более высоких.

По геолого-геофизическим данным выделяется несколько крупных глубинных разломов. Наиболее древние субширотные разломы являются унаследованными тектоническими структурами каледонского времени заложения и достигают базальтового слоя, однако имеют подчиненное значение для развития данной территории (Миролюбовский, Жельдыарыкский и др.). Основная роль принадлежит северо-западным и сопряженным с ними субмеридиональным разрывам, сформированным в герцинский этап тектогенеза. Образование этих нарушений происходило после проявления главной складчатости района и разрядки тектонических напряжений. По сравнению с субширотными, северо-западные разрывы характеризуются несколько меньшей глубиной заложения и по своей значимости подразделяются на: краевые глубинные разломы, ограничивающие подзону (Иртышский, Теректинский), и внутренние глубинные разломы, контролирующие размещение магматических образований. Последние на поверхности фиксируются тремя цепочками интрузивов: Себинским, Чебундинским и Прииртышским (см. рис. 2).

По развитию магматизма выделяются разрывы доинтрузивные, внутринтрузивные и постинтрузивные (палеозойский этап деформаций) и разрывы, подновленные в альпийское время. Доинтрузивные разломы контролировали размещение магматитов кунушского и

калбинского комплексов. В распределении метасоматитов и оруденения важное значение имеют внутриинтрузивные нарушения субширотного и северо-восточного направлений (Кашеминский, Козловский, Карашский и др.); некоторые из них в постбатолитовый этап служили путями для проникновения даек посткалбинского комплекса и подновлялись в альпийское время.

По геолого-геофизическим данным в Калба-Нарымской подзоне выделяются три тектонических блока I порядка, отличающихся особенностями проявления магматизма и металлогении. Первый блок включает Северо-Западную Калбу, второй — Центральную и Восточную Калбу, а в состав третьего блока входит Нарым (Г. Н. Щерба, В. В. Лопатников и др., 1971 г.). По особенностям геологического строения среди указанных структур выделяются тектонические блоки II порядка и более мелкие. В пределах этих блоков Калбинский плутон не представляет единого тела, а состоит из группы цепочечных массивов.

Магнитное поле Калба-Нарымской зоны спокойное, нормальное и слабо отрицательное (П. С. Ревякин, 1968 г.). Полоса слабовыраженных локальных положительных аномалий проявляется только вдоль ее юго-западной границы. Региональное гравитационное поле отрицательное, близкое по значениям к полю Горного Алтая и прилегающих к нему структур Белоубинско-Южноалтайской зоны. Для локального гравитационного поля Калбы и Нарыма характерна резко выраженная полоса отрицательных аномалий силы тяжести, отвечающих слюдяным гранитам.

Глава III

КУНУШСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Перед рассмотрением магматитов названного комплекса целесообразно остановиться на основных дискуссионных вопросах, касающихся интрузивного магматизма района.

Интрузивные породы Калба-Нарымского района наиболее полно изложены в работах В. С. Трофимова (1934), И. Ф. Григорьева (1934), Н. А. Елисеева (1938), В. А. Калюжного (1936), Н. К. Морозенко (1937), А. П. Никольского (1948), Ж. А. Айтиалиева (1956 г.), Г. Н. Щербы (1957₁), С. Г. Шавло (1958), В. П. Нехорошева (1958), К. Г. Богдановой (1960) и др. Критический обзор существующих схем магматизма неоднократно рассматривался в литературе, поэтому нет надобности детально останавливаться на этом вопросе. Ранее предложенные схемы магматизма были значительно уточнены и дополнены последующими исследователями (табл. 1). В целом последовательность магматической деятельности в районе большинством геологов понимается однозначно, несмотря на расхождения по следующим вопросам.

1. О положении и возрасте плагиогранит-гранодиоритовых интрузий и связанных с ними порфировых даек, образующих региональные пояса северо-западного простирания (см. рис. 2). Ранее эти породы рассматривались в составе посткалбинского (А. И. Семенов, В. П. Нехорошев, Н. И. Бородаевский, Б. Ф. Баранов) или калбинского (К. Г. Богданова, Ю. А. Садовский, Ю. Н. Логунов, В. Ф. Кащеев, В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков и др.) комплексов.

В 1964 г. Ю. Н. Логуновым впервые установлен докалбинский возраст плагиогранитных интрузий, обнажающихся в районе с. Никитинки. В Нарыме еще раньше Г. Н. Щерба (1957₁) считал подобные образования докалбинскими, связывая с ними золотое оруденение, что было подтверждено последующими работами.

Проведенные в последние годы ревизионные и геологосъемочные работы (В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, М. А. Сейидов, Ю. Н. Логунов, В. И. Тарасенко, А. М. Мысник, Т. К. Кашапов, А. Е. Степанов, П. В. Ермолов) выявили широкое распространение плагиогранит-гранодиоритовых интрузий и их даек не только в собственно Калбинском районе, но и в Нарыме, Западной Калбе и Жарминско-Саурской зоне. На Южном Алтае аналогичную позицию занимают дайковые пояса северо-западного направления, с которыми пространственно и генетически связано золотое оруденение (Хорева, 1963; Хохлов, 1966; Конников, 1968). Близкие по возрасту малые интрузии выделяются в Иртышской зоне смятия и Рудном Алтае (В. С. Кузубный и др., 1971 г.).

Анализ фактического материала позволяет считать рассматриваемые интрузии более ранними образованиями по сравнению с собственно калбинскими (нижнепермскими) гранитами и выделить их в самостоятельный кунушский верхнекаменноугольный комплекс (Дьячков и др., 1968; В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, А. М. Мысник, 1968 г.). Эти выводы обосновываются на основании того, что рассматриваемые интрузии:

а) образуют региональные крутопадающие пояса северо-западного направления, согласные с общим планом складчатых структур района, и контролируются глубоко проникающими разломами, занимая по отношению к гранитам Калбинского плутона и северо-восточным дайкам посткалбинского комплекса дискордантное положение; несмотря на значительную протяженность дайковых поясов они нигде не пересекают таких массивов, как Миролюбовский, Чебундинский, Бурабайский и др. (см. рис. 2, рис. 3);

б) прорывают отложения нижнего и среднего карбона и сами срезаются и метаморфизуются гранитами калбинского типа (рис. 4, 5, 6) или находятся в них в виде реликтов (район г. Сары-Озек, поселков Чердоjak, Буденовка, среднего течения рек Буланды и Лайлы, вблизи оз. Кемиркуль и др.); в ряде случаев рассматриваемые тела пересекаются дайками посткалбинского комплекса (рис. 7);

в) имеют четкую возрастную последовательность: наиболее ранние плагиогранит-гранодиориты кунушского комплекса пересекаются порфировыми дайками, сформированными в три возрастные группы —

Составление магматичес

ких комплексов Калбы

К. Г. Богданова, 1956 г.	С. Г. Шавло, 1958 г.	Б. Ф. Баранов, 1960 г.
	I. Змеиногорский комплекс а) основные ультраосновные породы б) гранитоиды в) малые интрузии — альбитофиры и кварцевые альбит-порфиры	I. Змеиногорский комплекс Среднезернистые плагиограниты
I. Калбинский комплекс 1. Первая фаза: а) первая подфаза — среднезернистые, иногда порфировидные биотитовые микроклиновые граниты б) вторая подфаза — мелкозернистые, иногда порфировидные граниты 2. Вторая фаза: грубозернистые существенно микроклиновые граниты 3. Третья фаза: аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты	II. Калбинский комплекс 1. Граниты калбинского типа (мелко- и среднезернистые нормальные адалеллиты и гранодиориты) 2. Граниты монастырского типа (крупнозернистые граниты щелочного состава) 3. Граниты малых интрузий (аплитовидные граниты)	II. Калбинский комплекс 1. Граниты калбинской группы: а) грубозернистые пегматоидные граниты б) крупно-среднезернистые биотитовые граниты в) средне-мелкозернистые равномернозернистые граниты 2. Микроклиновые аляскинские граниты монастырской группы 3. Малые тела и дайки жильной фазы: мелкозернистые аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты, кварцевые жилы

Б. Ф. Кашеев и др., 1965 г.	В. В. Лопатников, 1968 г.	Б. А. Дьячков и др., 1968 г.
I. Калбинский комплекс 1. Калбинская главная фаза: а) ранний этап — плагиограниты, гранодиориты б) главный этап — разномозернистые порфировидные граниты в) жильные породы 2. Фаза дополнительных интрузий: а) лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты б) жильные породы 3. Фаза монастырских гранитов: а) крупнозернистые микроклиновые лейкократовые граниты б) жильные породы 4. Четвертая фаза дайковых и жильных пород: а) дайки I этапа — жильные граниты, гранит-аплит-пегматиты, пегматиты, кварцевые жилы	I. Кунушский комплекс 1. Первая фаза — плагиограниты, гранодиориты 2. Вторая фаза — гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры и др. II. Калбинский комплекс 1. Первая фаза: а) главная фаза — средне- и крупнозернистые порфировые граниты б) жильные породы (граниты, аплиты, пегматиты и др.) 2. Вторая фаза: а) главная фаза — мелко- и среднезернистые биотитовые граниты и адалеллиты б) дополнительные интрузии — мелкозернистые граниты в) жильные породы 3. Третья фаза дайковых и жильных пород 4. Четвертая фаза (монастырская) фаза: а) главная фаза — крупнозернистые микроклиновые граниты б) дополнительные интрузии — мелкозернистые биотитовые граниты в) жильные породы III. Посткалбинский комплекс Габбро-диабазы, диоритовые порфириты, гранит-порфиры и др.	I. Кунушский комплекс а) главная субфаза — плагиограниты, гранодиориты б) дополнительная субфаза — мелкозернистые гранодиориты, граниты в) жильные породы — гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, кварцевые порфиры и др. II. Калбинский комплекс 1. Первая фаза: а) главная субфаза — средне- и крупнозернистые порфировидные граниты, гранодиориты б) дополнительная субфаза — мелкозернистые биотитовые граниты в) жильные породы 2. Вторая фаза: а) главная субфаза — мелко- и среднезернистые граниты б) дополнительная субфаза — мелкозернистые граниты в) жильные породы 3. Третья (монастырская) фаза: а) главная субфаза — крупнозернистые лейкократовые граниты б) дополнительная субфаза — разномозернистые лейкократовые граниты в) жильные породы III. Посткалбинский комплекс Габбро-диабазы, диоритовые порфириты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и др.



II Посткалбинский комплекс:

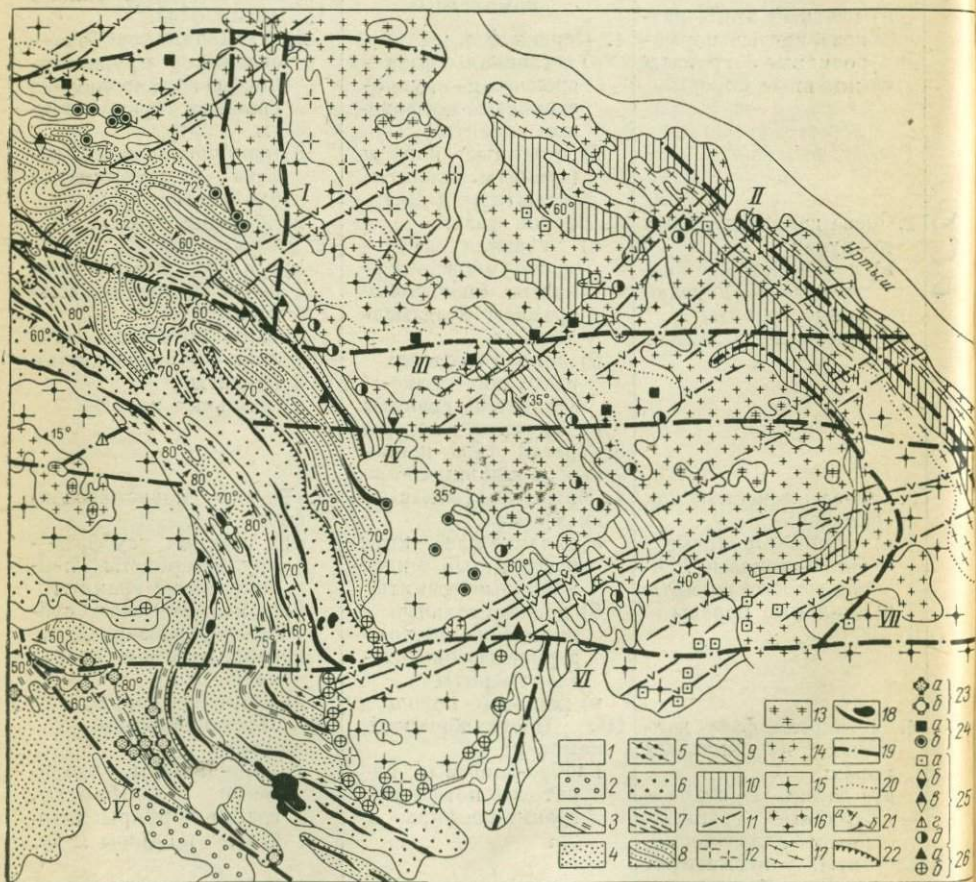
диабазы, гибридные породы, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые жилы

III. Посткалбинский комплекс:

лампрофиры

III. Пермский комплекс малых интрузий

1. Кварцевые монзонит-порфиры. биотит-роговообманковые гранодиориты, существенно микроклиновые граниты
2. Породы жильной фазы (диабазы, диориты, гранит-порфиры, спениты и др.)



В. Ф. Кашеев и др., 1965 г.	В. В. Лопатников, 1968 г.	Б. А. Дьячков и др., 1968 г.
б) дайки II этапа — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, монзонит-порфиры, габбро-диабазы		

гранодиорит-порфиры и диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры и гранит-порфиры, кварцевые порфиры и альбитофиры (Раздольненский, Кунушский, Нижне-Курчумский, Буландинский массивы);

г) существенно отличаются от образований калбинского и посткалбинского комплексов по геолого-петрографическим, петрохимическим, минералого-геохимическим признакам, метасоматическим изменениям и оруденению. С ними связано золотое оруденение, тогда как для калбинских гранитов характерна редкометалльная специфика;

д) по результатам определений абсолютного возраста калий-аргоновым методом (300—328 млн. лет) имеют верхнекаменноугольный возраст, тогда как калбинские граниты образовались в перми (260—290 млн. лет).

Рис. 3. Схема геологического строения Восточной Калбы
Осадочные образования:

1 — четвертичные отложения; 2 — молассовые отложения верхнего напора — среднего карбона; 3—4 — отложения нижнего напора: алевролитовая (3) и песчаниковая пачки (4); 5—6 — верхневизейские флишевидные отложения опановской свиты: алевролитовая (5) и туфопесчаниковая пачки (6); 7—9 — верхнедевонские тонкослоистые отложения такырской свиты: песчано-алевролитовая (7), существенно песчаниковая (8) и существенно алевролитовая пачки (9); 10 — метаморфизованные отложения среднего девона (кыстав-курчумская свита). Интрузивные породы: 11 — дайки посткалбинского (верхнепермского) комплекса; 12—17 — гранитоиды калбинского (нижнепермского) комплекса; 12 — лейкократовые граниты III фазы; 13—14 — граниты II фазы: мелкозернистые граниты дополнительной субфазы (13), средне-равномернозернистые граниты главной субфазы (14); 15—17 — гранитоиды I фазы: порфиридные граниты (15), контаминированные граниты, гранодиориты (16), гнейсовидные меланократовые плагиограниты, гранодиориты (17); 18 — гранодиориты, плагиограниты и жильные породы кунушского (верхнекаменноугольного) комплекса; 19 — дизъюнктивы; 20 — граниты фациальных разновидностей гранитоидов; 21 — элементы залегания: осадочных пород (а), контактовой поверхности гранитов (б); 22 — стратиграфические несогласия. Римские цифры — название разломов: Манатский (I), Иртышский (II), Жельдыарыкский (III), Центральный (IV), Теректинский (V), Мирлобовский (VI), Буринский (VII). Рудные формации: 23 — кунушского комплекса: гидротермальная кварцевожильная золоторудная (а), кварцевопрожилковая вольфрам-золоторудная (б), 24—26 — калбинский комплекс: 24 — в связи с I фазой (а — пегматитовая ниобий-редкометалльная и б — гидротермальная кварцевожильная оловянная), 25 — в связи со II фазой (а — пегматитовая тантал-ниобий-редкометалльная, б — альбит-грейзеновая оловянно-танталовая, в — альбит-грейзеновая оловянно-вольфрамовая, г — кварцевожильно-грейзеновая оловянно-вольфрамовая и д — гидротермальная кварцевожильная оловянно-вольфрамовая); 26 — в связи с III фазой (а — кварцевожильно-грейзеновая вольфрамовая и б — гидротермальная кварцевожильная вольфрамовая)

По геологической позиции интрузии кунушского комплекса сопоставляются с дайками доботолитового этапа по Ю. А. Билибину (1955, 1959).

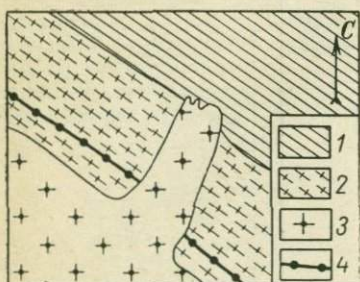


Рис. 4. Рассечение плагиогранитов (2) и кварцевых порфиров (4) кунушского комплекса апофизом порфировидного гранита (3) I фазы калбинского комплекса, залегающих в сланцах такырской свиты (1). Зарисовка участка Сары-Озек. По В. Ф. Кашееву, А. Г. Алексею и Б. А. Дьячкову

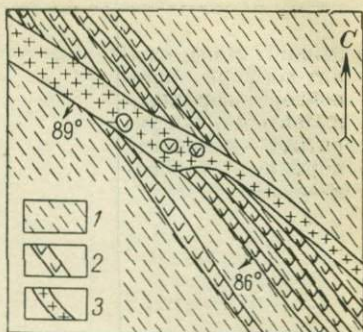


Рис. 5. Рассечение плагиогранит-порфиров кунушского комплекса (2) жильным гранитом (3) I фазы калбинского комплекса в отложениях такырской свиты (1). Среднее течение р. Буланды

В. Ф. Кашеева, А. Р. Бутко граниты «дополнительной фазы» понимаются как самостоятельная фаза, образующая крупные массивы (до 300 км²) и сопровождающаяся жильными дериватами, метасоматитами и оруденением, что не отвечает определению дополнительных интрузий (Коптев-Дворников и др., 1960). Кроме того, по данным автора и материалам В. В. Лопатникова, А. В. Зобкова, Ю. Н. Логунова, Т. К. Кашапова, в апикальных частях этих гранитных массивов развиты небольшие тела трещинных гранитов (площадью 1—4 км²), являющихся продуктами остаточных дифференциатов магмы. Эти тела могут рассматриваться как собственно дополнительные интрузии в понимании В. С. Коптева-Дворникова (1952). Таким образом, получается несоответствие —

2. О положении и объеме дополнительных интрузий калбинского комплекса. Так, в схеме

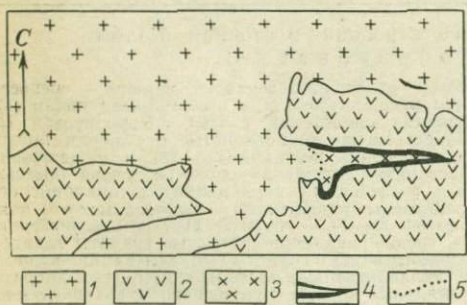


Рис. 6. Характер взаимоотношений жильного гранита калбинского комплекса и дайки плагиогранит-порфира кунушского комплекса

1 — жильный гранит I фазы калбинского комплекса; 2 — плагиогранит-порфир кунушского комплекса; 3 — турмалиновый аплит; 4 — пегматитовая оторочка; 5 — граница постепенных переходов

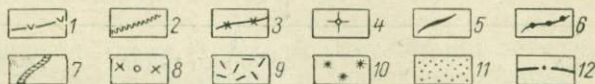
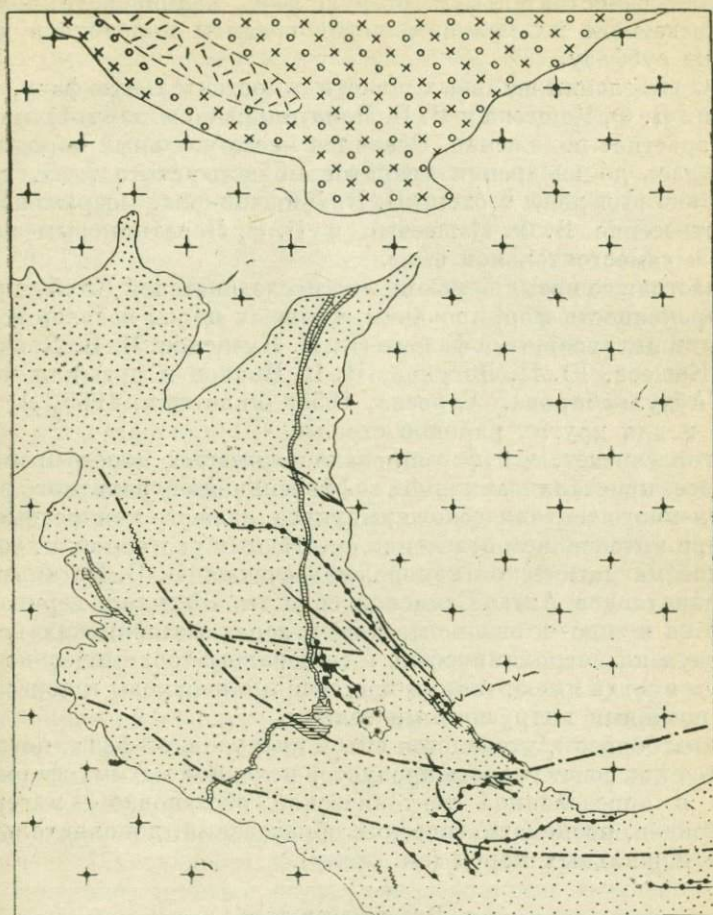


Рис. 7. Рассечение даек кунушского комплекса гранитами калбинского и дайкой посткалбинского комплекса в экзоконтактах Букомбайского и Кемиркаинского массивов Нарыма. По В. В. Лопатникову, М. А. Сейидову, Э. Г. Конникову и Б. А. Дьячкову

1 — гранит-порфиры посткалбинского комплекса; 2—4 — породы калбинского комплекса: кварцевые жилы (2), албитовидные граниты (3), порфиroidные граниты I фазы (4); 5—10 — образования кунушского комплекса: кварцевые альбитофиры (5), плагиогранит-порфиры (6), гранодиорит-порфиры (7), субвулканические дацитовые и кварцевые порфиры (8), туфы дацитового и липаритового состава (9), гранодиориты (10); 11 — осадки верхнего девона — нижнего карбона; 12 — дизъюнктивы

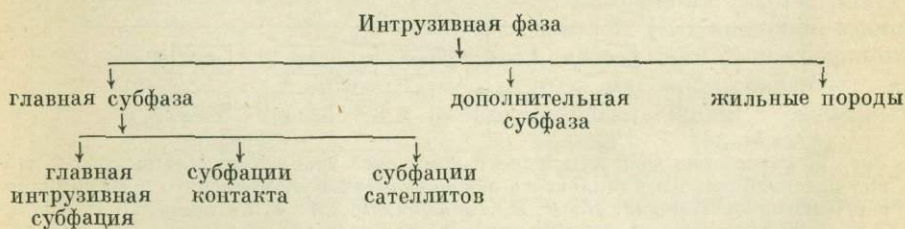
дополнительная фаза в «дополнительной» фазе. Поэтому выделенную указанными авторами «дополнительную» фазу правильнее рассматривать как самостоятельную вторую фазу калбинского комплекса, а прорывающие их мелкозернистые граниты выделить в дополнительную субфазу.

3. О выделении жильных пород в самостоятельную фазу, которые в схемах В. Ф. Кащеева и В. В. Лопатникова (см. табл. 1) имеют разное возрастное положение. Основная масса жильных пород в Калбе проявилась до внедрения гранитов монастырского типа, т. е. они правильно выделены в схеме В. В. Лопатникова. Возражение вызывает отнесение В. Ф. Кащеевым и В. В. Лопатниковым жильных пород к самостоятельной фазе.

В настоящее время большинство исследователей Калбы признают разновременность формирования жильных пород и связь их с конкретными интрузивными фазами (В. И. Кузнецов, В. В. Лопатников, В. Ф. Кащеев, Ю. Н. Логунов, Н. П. Иванов и др.) или комплексами (Абдулкабирова, Строева, 1955; Филиппов, 1965_{1,2}), что известно и для других районов страны.

Автор считает, что формирование жильных пород происходило в процессе кристаллизационной дифференциации гранитного расплава определенного тектонического импульса, давшего конкретные интрузивы при интенсивном отделении остаточных растворов, и, вероятно, в единой магматической камере, как считает В. В. Потапьев (1965) для гранитоидов Алтае-Саянской области. Жильные дериваты размещаются в эндо- и экзоконтактных зонах материнских гранитов, унаследовав их петрохимические и минералого-геохимические особенности, и иногда имеют с ними постепенные переходы и пересекаются более поздними интрузивными телами.

Таким образом, уточняется объем интрузивной фазы, которая понимается как совокупность продуктов исходной магмы, сформировавшихся в определенной тектонической обстановке — материнских гранитоидов, послемагматических образований, дополнительных интрузий и жильных пород (см. схему).



В Калбинском районе отмечаются три последовательных сближенных во времени инъекций магматического расплава и соответственно выделяются три разновозрастные группы жильных пород, отличающиеся по масштабам проявления и другим признакам. В этой связи непонятно выделение (кроме даек, сопровождающих кристаллизу-

ющиеся гранитные тела) жильных пород самостоятельной фазы, так как не ясен их магматический источник.

4. Объем калбинского комплекса и возраст редкометалльного оруденения. Этот вопрос неоднократно обсуждался в литературе и до настоящего времени остается дискуссионным. Нет единства взглядов на место оруденения в схеме магматизма. Большинство исследователей все редкометалльное оруденение связывали с конечной стадией формирования калбинского комплекса.

Одни авторы гранитоиды Калба-Нарымского плутона объединяли в единый (многофазный) калбинский комплекс, с которым и связывали промышленное редкометалльное оруденение (Елисеев, 1938; Никольский, 1948; Гинзбург, 1949; Кузнецов, 1956; Щерба, 1957₁; Шавло, 1958; Кашцев и др., 1965). Другие выделяют два самостоятельных интрузивных комплекса — калбинский и монастырский, причем М. А. Абдулкабирова и М. Н. Строева (1955) главную редкометалльную минерализацию связывали с «калбинским», а В. А. Филиппов (1965_{1,2}) и К. Г. Богданова (1968 г.) — с «монастырским». Существуют и другие представления (Леонтьев, 1969).

Ранее нами указывалось на формирование гранитов района в четыре интрузивные фазы, сопровождающиеся своими дополнительными интрузиями и жильными образованиями (Дьячков, 1966). Аналогичная последовательность развития пород отмечалась В. С. Кузевным (1966) для гранитоидной серии Рудного Алтая. В последние годы, в связи с выделением пород первой фазы в самостоятельный кунушский комплекс, в составе плутона выделяются три интрузивные фазы: 1) собственно калбинских порфировидных гранитов и гранодиоритов, 2) равномернозернистых гранитов и 3) крупнозернистых лейкократовых гранитов монастырского типа. Как будет показано ниже, каждая интрузивная фаза сопровождается собственными метасоматитами и оруденением, различающимися по характеру и масштабам проявления.

Таким образом, проведенные исследования подтверждают представление о длительности формирования гранитоидов Восточной Калбы. Получены и более определенные данные о неоднократном внедрении жильных пород, разновозрастности метасоматитов и оруденения.

5. О выделении «даек II этапа». Этот термин целесообразнее бы применить для простых однофазных интрузий, сопровождающихся одной разновозрастной группой пород. При многофазном развитии магматизма в данном районе этот термин теряет свое значение, так как не ясно, куда отнести и дайки II этапа — к последней фазе или комплексу в целом. Учитывая образование порфировых даек в конечные этапы герцинского тектонического цикла и их независимую геолого-структурную позицию, более основной состав пород, бедность редкими металлами и др., эти породы целесообразно отделить от калбинского комплекса и выделить (как К. Г. Богданова и Г. Н. Щерба) в самостоятельный дайковый комплекс.

Ниже приводится описание кунушского комплекса.

Геолого-петрографическая характеристика

К породам кунушского комплекса отнесены гранодиориты Раздольненского массива, мелкие тела плагиогранитов в среднем течении р. Малой Каинды и дайки порфировидного облика среднего и кислого составов, образующие серию протяженных поясов северо-западного направления (см. рис. 3). Результаты определений абсолютного возраста (табл. 2), согласно схеме Т. П. Семеновой (1969), показывают верхнекаменноугольный возраст гранитоидов, что не противоречит геологическим данным.

Таблица 2

Результаты определений аргоновым методом возраста пород кунушского комплекса по биотиту

Порода	Место взятия	Возраст, млн. лет	Лаборатория
Среднезернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит	Восточная Калба; Раздольненский массив	300 ± 10	КазИМС (Т. П. Семенова, 1967 г.)
Среднезернистый роговообманково-биотитовый гранодиорит	Восточная Калба; Раздольненский массив	299 ± 9	ВКГУ (Я. С. Волков, 1966 г.)
Среднезернистый биотитовый плагиогранит	Нарым, Буландивский массив	314 ± 10	Там же
То же	Кунушский массив	308 ± 9	»

В составе комплекса выделяются: а) породы главной субфазы — плагиограниты, гранодиориты и б) жильные породы — порфировые дайки среднего и кислого составов, редкие аплитовые прожилки и кварцевые жилы. Породы дополнительной субфазы в Восточной Калбе не известны.

Гранитоиды главной субфазы образуют штоки и дайкообразные тела мощностью 0,05—2 км, длиной 1—3 км. Они прорывают и ороговиковывают отложения нижнего карбона, а в Нарыме и среднего карбона.

Роговообманково-биотитовые гранодиориты характеризуются неравномерным распределением цветных минералов и содержат мелкие ксенолиты измененных песчаников. Макроскопически это мелко-, средне- и равномернозернистые буровато- и темно-серые породы. Они отличаются от калбинских гранитов составом биотита (см. табл. 6), большей основностью плагиоклаза и появлением роговой обманки. Минеральный состав гранодиоритов (в %): плагиоклаз 37,6, калишпат — 21,6, кварц — 22, биотит — 13,8, роговая обманка — 4 и акцессории — 1. Кристаллизация гранодиоритов протекала в основном в две стадии. В первую кристаллизовались зональный андезин № 32 (32%), роговая обманка, крупнопластинчатый биотит (10%)

и аксессуарии — циркон, апатит. Во вторую стадию — эвтектоидная смесь решетчатого микроклин-пертита (21,6%), изометричного кварца, альбит-олигоклаза (5,6%), мелкочешуйчатого биотита (3,8%). Кварц иногда находится в микропегматитовых сростаниях с плагиоклазом (рис. 8, а). В дальнейшем происходило замещение биотита хлоритом и сфеном. По характеру кристаллизации гранодиориты относятся к анхизвтектерической фации гранитоидов по И. Н. Говорову (1966).

Среднезернистые биотитовые плагиограниты характеризуются более лейкократовым обликом и равнозернистой структурой. Минеральный состав по 10 шлифам (в %): плагиоклаз — 59,8, кварц — 28, биотит — 6,4, калиевый полевой шпат — 1,5, мусковит — 4,0, аксессуарии — 0,3. Кристаллизация плагиогранитов протекала в три стадии. В первую стадию выделялись плагиоклаз, циркон, часть биотита (2%), кварца и апатита. Плагиоклаз представлен таблитчатыми зернами (размером 2—3,5 мм) с прямым или обратным зональным строением (см. рис. 8, б). Средний состав (по 13 замерам) отвечает олигоклазу (№ 21), закон двойникования — альбит-эстерлейский. Содержит пойкилитовые включения кварца (1%). После выпадения минералов первой стадии расплав имел ультракислый состав, из него во вторую стадию кристаллизовалась основная масса кварца (23%). В эту же стадию, вероятно, происходила дистилляция кислотных растворов, вызвавших образование кварцевых жил с мусковитом. В третью стадию кристаллизовались биотит (4,4%), калиевый полевой шпат (1,5%) поздний гранобластовый кварц (4%), часть апатита. В это же время происходила серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита с образованием сфена (размером 0,01—0,1 мм). Таким образом, по типу кристаллизации плагиограниты также ближе всего соответствуют эвтектоидной фации гранитоидов.

б) Ж и л ь н ы е п о р о д ы. Отнесение порфировидных даек к жильным породам кунушского комплекса произведено на основании того, что в ряде случаев они тесно ассоциируются с интрузиями плагиогранит-гранодиоритового состава, развиваются в их апофизах и контролируются внутриинтрузивной тектоникой (Раздольненский, Зеленковский, Нижне-Курчумский массивы). Вместе с тем региональное развитие порфировых даек, часто пространственно независимых от размещения плагиогранит-гранодиоритовых интрузий, контроль их глубокопроникающими разломами, выдержанность состава и другие данные приближают эти тела к самостоятельным малым интрузиям по Ф. К. Шипулину (1965). В таком случае они будут связаны с указанными интрузиями лишь общностью глубинного магматического источника. Вопрос этот требует дальнейшего разрешения.

Жильные породы образованы правильно плитообразными, крутопадающими дайками мощностью 2—10 м и длиной до 1—3 км. Контакты их с осадочными породами резкие, с отчетливыми зонами заделки мощностью до 0,2 м.

Наиболее ранние дайки среднего состава, пользующиеся ограниченным распространением (10% от объема даек комплекса), представлены кварцевыми диоритовыми порфиритами и кварцевыми

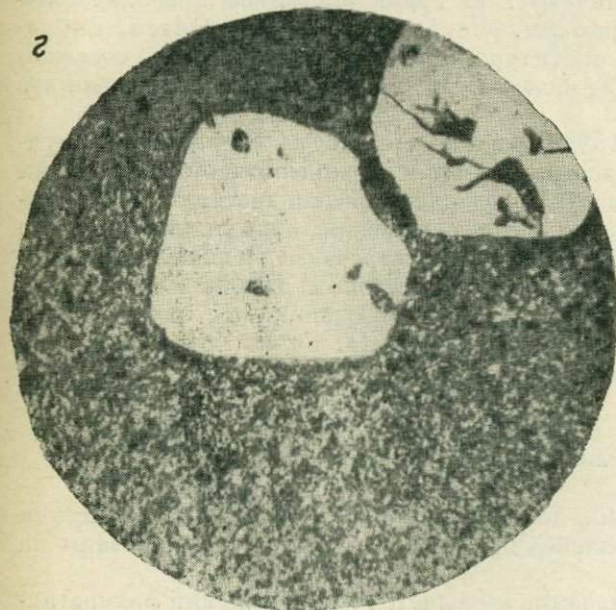
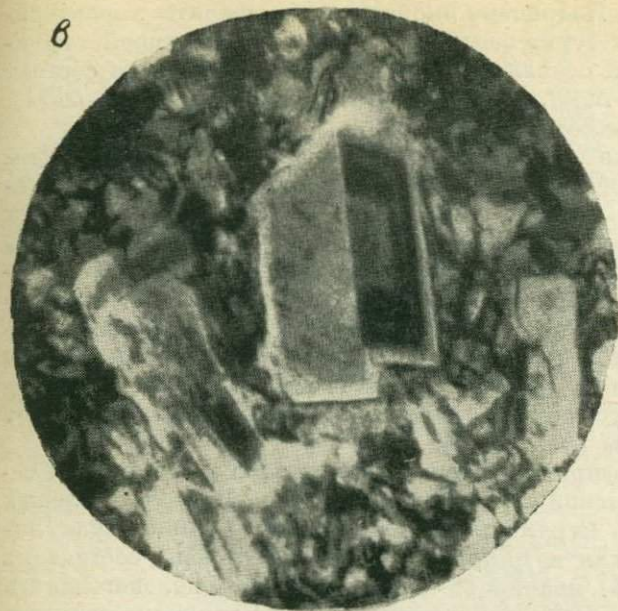
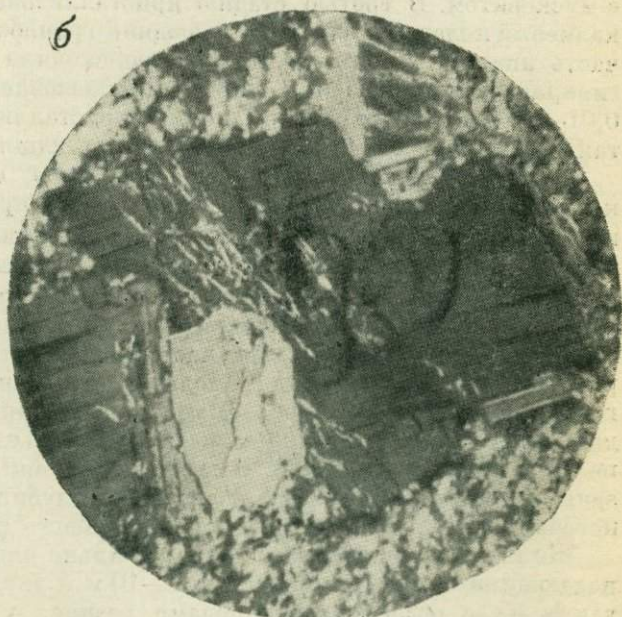
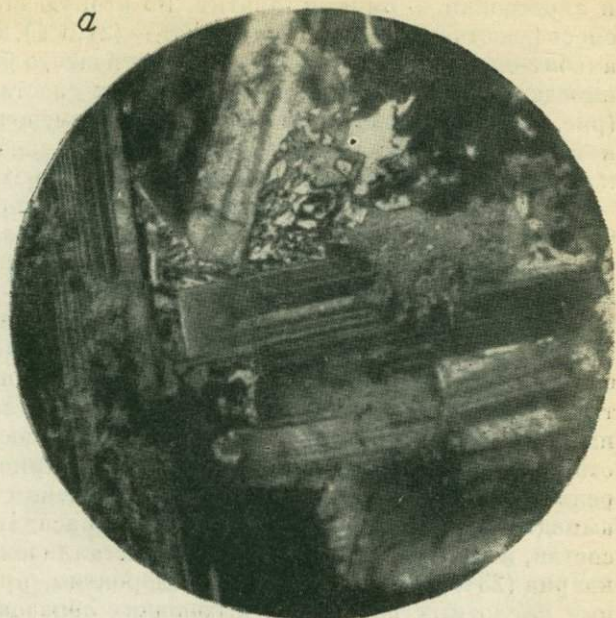


Рис. 8. Микроскопические особен

а — микропегматитовые структуры в роговообманково-биотитовых обр. 32-абс; б — зональный плагиоклаз в березитизированных пла обр. 180-п; в — порфировая структура в дайке диоритового порфирита, в дайке кварцевого порфира, с апа

ности пород кунушского комплекса

гранодиоритах Раздольненского массива, с анализатором, увел. 24, гногранах Малокаиндинского массива, с анализатором, увел. 24, с анализатором, увел. 30, обр. 3814-е; г — вкрапленники кварца лизатором, увел. 30, обр. 2608-4

монзонит-порфирами. Кварцевые диоритовые порфириты характеризуются зеленовато- и темно-серой окраской и порфировой структурой с микролитовой основной массой (см. рис. 8, *в*). Они состоят из плагиоклаза (65—70%), биотита и роговой обманки (20—25%), кварца (6,9%) и аксессуаров (1%).

Порфировые дайки кислого состава широко распространены в районе пос. Мирюлюбовка, р. Лайлы, в верховьях р. Коке, кл. Березовского и других местах, составляя 75% от объема жильных пород комплекса. Они пересекают кварцевые диоритовые порфириты (Раздольненский массив) или образуют с ними сложные дайки с субфазовыми взаимоотношениями (верховье р. Коке). По составу и структуре среди кислых даек выделены плагиогранит-порфиры и гранит-порфиры, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры. Эти породы в Восточной Калбе условно рассматриваются в одной группе. В Западной Калбе и Нарыме установлено, что кварцевые порфиры пересекают плагиогранит-порфиры (см. рис. 7).

Плагиогранит-порфиры и гранит-порфиры характеризуются серой, темно-серой окраской с отчетливыми вкрапленниками полевых шпатов, реже кварца. Структура основной массы — микрогранулитовая, микрогранитовая и микропегматитовая. Породы состоят из плагиоклаза (40—55%), кварца (28—31%), калиевого полевого шпата (3—15%), биотита (8—10%) и аксессуаров (2%). Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры отличаются от гранит-порфиров преобладанием во вкрапленниках кварца (см. рис. 8, *в*) над плагиоклазом, микролепидогранобластовой структурой базиса, более кислым составом плагиоклаза (олигоклаз-андезин во вкрапленниках и олигоклаз в основной массе).

Кварцевые жилы (15%) представлены двумя возрастными группами. Более ранние, пространственно связанные с плагиогранитами Мало-Каиндинского массива, содержат среднепластинчатый мусковит, арсенопирит и редко шеелит. Поздние сульфидно-кварцевые жилы распространены более широко и встречаются в виде лестничных прожилков в плагиогранитах и порфировых дайках или локализируются на контакте алевролитовых и песчанниковых пачек. Такие жилы богаты сульфидами железа, свинца, цинка, реже содержат шеелит, турмалин и золото.

Особенности петрохимического состава

Химические анализы и дополнительные числовые характеристики пород кунушского комплекса приведены в табл. 3, 4 и показаны на диаграмме рис. 9.

На приведенной диаграмме выделяется пять сгущений фигуративных точек, отражающих определенные петрохимические особенности пород комплекса.

1. Гранодиориты, объединяющие третий (III) рой векторов, уверенно сопоставляются со средним типом гранодиорита по Р. Дэли.

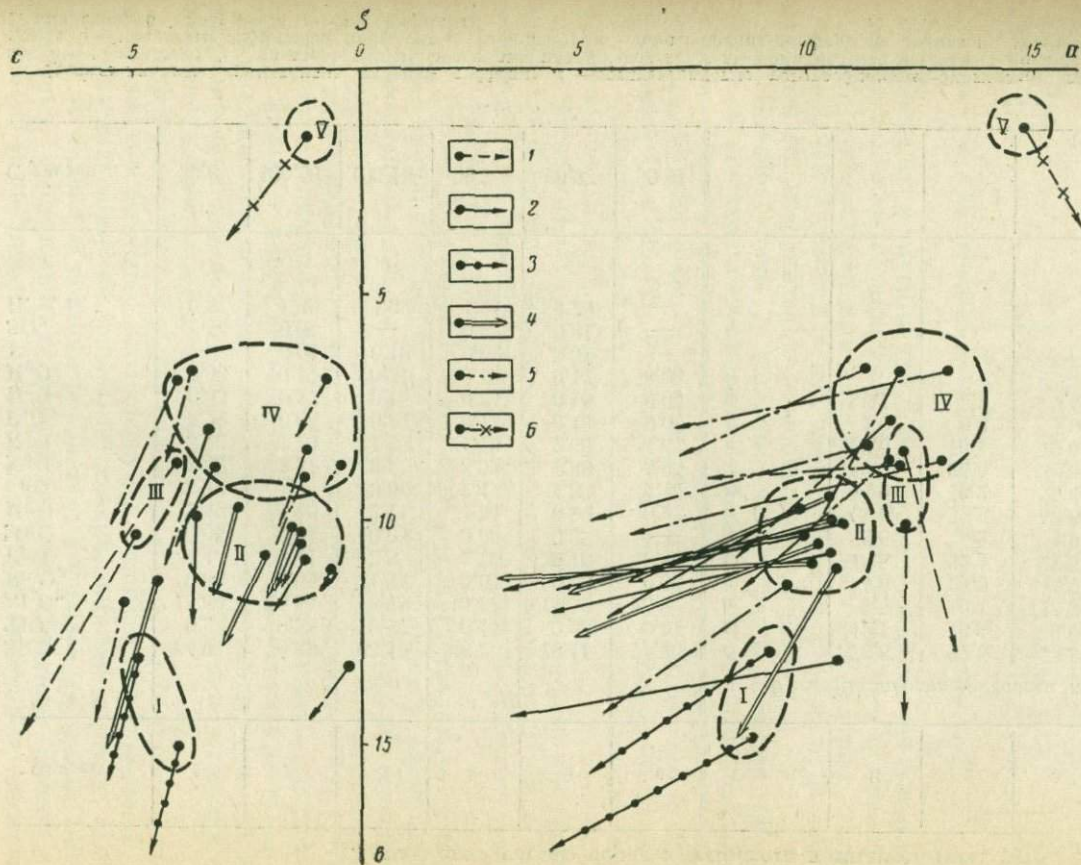


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма пород кунушского комплекса. По методу А. Н. Заварицкого

1—6—номера вектора, соответствующие средним анализам в табл. 3

Химический состав пород кунушского комплекса (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	Окислы	1	2	3	4	5	6	
							<i>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</i>							
SiO ₂	64,0	70,99	63,15	68,1	70,11	75,35	<i>S</i>	73,8	77,5	72,5	76,2	77,6	82,7	
TiO ₂	0,9	0,28	0,87	0,44	0,28	0,07	<i>a</i>	12,1	10,4	8,9	10,1	12,1	14,8	
Al ₂ O ₃	15,86	15,84	18,28	16,17	15,5	13,2	<i>b</i>	9,5	10,1	13,9	10,8	8,2	1,4	
Fe ₂ O ₃	0,88	0,65	1,24	0,63	0,83	0,06	<i>c</i>	4,6	2,00	4,7	2,9	2,2	1,1	
FeO	4,1	2,11	3,3	2,76	2,16	0,86	<i>Q</i>	18,8	32,2	22,5	29,4	29,04	34,7	
MnO	0,04	0,04	0,08	0,05	0,05	—	<i>a : c</i>	2,6	5,2	1,9	3,5	5,7	13,4	
MgO	2,49	1,00	2,11	1,34	0,98	0,22	<i>a' (c')</i>	(5,1)	59,8	43,8	49,7	47,2	14,3	
CaO	4,14	1,7	3,86	2,4	1,8	1,14	<i>m'</i>	44,9	16,2	25,6	20,5	19,5	23,8	
Na ₂ O	3,42	3,77	3,2	3,52	3,88	3,95	<i>f'</i>	50,0	24,0	30,6	29,8	33,3	61,9	
K ₂ O	3,12	1,79	1,25	1,78	2,66	4,62	<i>n</i>	62,5	76,1	79,4	74,8	68,7	56,2	
P ₂ O ₅	0,22	0,06	0,17	0,1	0,13	0,05	<i>t</i>	1,02	0,3	1,0	0,3	0,3	0,07	
H ₂ O ⁺	0,03	0,27	0,15	0,24	0,15	0,06	Φ	8,7	5,2	7,4	4,9	8,2	4,7	
H ₂ O ⁻	0,03	0,17	0,31	0,19	0,12	0,03								
F	—	0,01	0,19	0,02	0,01	—								
SO ₃	—	0,01	—	0,02	0,01	—								
П. п. п.	0,57	1,39	1,99	1,94	1,28	—								
Сумма . .	99,8	100,08	100,15	99,7	99,95	99,61								

Средние анализы гранитоидов главной субфазы: 1 — среднезернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты Раздольенского массива (2 анализа); 2 — среднезернистые биотитовые плагиограниты Мало-Каиндинского массива (4 анализа). Средние анализы жильных пород; 3 — кварцевые диоритовые порфириты (2 анализа); 4 — плагиогранит-порфиры (6 анализов); 5 — гранит- и гранодиорит-порфиры (7 анализов); 6 — кварцевый порфир (1 анализ).

Дополнительные числовые характеристики пород кунушского комплекса

Показатели	1	2	3	4	5	6
Количество лейкократовой части, %	73,0	77,0	61,5	74,5	81,1	97,2
Сумма щелочей, %	6,54	5,56	4,45	5,3	6,54	8,57
Q	18,8	32,2	22,5	29,4	29,04	34,7
Na+K:Al	0,566	0,511	0,360	0,476	0,599	0,876
f':m'	1,11	1,48	1,2	1,45	1,71	2,6
FeO:MgO	1,65	2,11	1,56	2,06	2,2	3,91
FeO:Fe ₂ O ₃	4,66	3,25	2,66	4,38	2,6	14,33

Примечание. Номера соответствуют номерам анализов в табл. 3.

По сравнению с другими группами пород комплекса они характеризуются высоким содержанием железо-магнезиальных компонентов, извести и незначительным количеством свободного кварца. Отношение щелочей к извести в них минимальное: $a : c = 2,6$. В составе щелочей Na незначительно преобладает над K.

2. Плагииграниты и жильные плагиигранит-порфиры (II рой векторов) не находят себе аналогов среди средних типов пород Р. Дэли и по сравнению с гранодиоритами характеризуются большим содержанием свободного кварца и летучих компонентов (F, H₂O) и меньшим значением Fe и Mg, Ti, P. Количество щелочей снижается до 5,7%, а Na значительно преобладает над K, что минералогически выражается почти в полном отсутствии калишпата.

3. Четвертый (IV) рой векторов объединяет жильные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, которые отличаются от плагиигранит-порфиров большим содержанием SiO₂, щелочей и меньшим количеством Al₂O₃, MgO, CaO.

4. Пятый (V) и первый (I) рои векторов, представляющие соответственно крайние дайковые дифференциаты комплекса, расположены на противоположных частях плоскости *aSb* (см. рис. 9). Кварцевые диоритовые порфириты приближаются по составу к тоналитам по Р. Дэли, отличаясь от них большим содержанием Al₂O₃, Na₂O и меньшим количеством K₂O и FeO. Кварцевые порфиры выделяются среди жильных пород большим содержанием лейкократовой части, что выражается в верхнем положении их фигуративных точек на петрохимической диаграмме (см. рис. 9). По химическому составу они близки к гранитовому аплиту по Р. Дэли.

В целом породы комплекса характеризуются: 1) незначительными колебаниями составов, отражающихся короткой вариационной линией на диаграмме (см. рис. 9); 2) увеличением кислотности, щелочности от ранних к поздним дериватам, уменьшением железо-магнезиальных компонентов и преобладанием закисного железа над окисным; 3) увеличением отношения $a : c$ (уменьшением основности

плагноклаза), $f' : m'$ (снижение температуры образования пород), коэффициента агпаитности, но уменьшением характеристики n (появление калишпатов).

Акцессорные минералы

Для изучения поведения акцессориев в гранитоидах кунушского комплекса использовано 48 минералогических анализов протолокчек, средние значения которых по группам пород приведены в табл. 5.

Таблица 5

Содержание акцессориев в породах кунушского комплекса (г/т)

Минералы	Главная субфаза		Жильные породы		Околожильно-измененные породы	
	гранодиориты	плагнограниты	порфировые дайки	кварцевые жилы	туфопесчанники	алевролиты
	(2)	(4)	(14)	(10)	(12)	(7)
Анатаз	—	—	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—
Апатит	5,1	28,4	7	10,5	2,8	15,2
Арсенопирит	—	0,6	3,5	9,6	179	Ед. зн.
Амфиболы	100,6	27,5	0,9	Ед. зн.	Ед. зн.	—
Галенит	—	Ед. зн.	Ед. зн.	27	—	—
Гранат	—	»	21,9	0,3	Ед. зн.	Ед. зн.
Золото	—	—	Ед. зн.	0,3	»	Зн.
Ильменит	Зн.	Ед. зн.	5	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.
Касситерит	—	—	Ед. зн.	»	—	—
Карбонаты	—	—	0,1	458,7	71,3	174,5
Ксенотим	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—
Лейкоксен	—	»	2,4	—	—	—
Лимонит	—	145	65,5	279,6	1288,1	1719,7
Магнетит	—	2,8	Ед. зн.	Ед. зн.	0,5	1
Малахит	—	—	»	»	—	—
Марказит	—	Ед. зн.	—	—	—	—
Монацит	—	0,1	Ед. зн.	0,5	Ед. зн.	Ед. зн.
Пирит	Зн.	1,1	1,7	39	901	2917,4
Рутил	—	0,3	0,5	8,5	Зн.	Ед. зн.
Сфалерит	—	—	—	0,4	—	—
Сфен	0,3	0,2	9,6	3,3	Ед. зн.	—
Сподумен	—	—	0,1	—	»	—
Флюорит	—	Ед. зн.	Ед. зн.	0,4	»	—
Турмалин	—	»	Зн.	Зн.	»	Ед. зн.
Церуссит	—	—	—	24	—	—
Циркон	0,3	0,3	0,4	0,6	1,2	0,3
Халькопирит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—
Шеелит	—	»	0,04	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.
Эпидот	—	2,3	0,1	—	4,1	»
Валовое содержание акцессориев	106,3	208,6	118,7	862,8	2448,1	4828,1

Примечание. Здесь и в других аналогичных таблицах в скобках показано количество проб.

По результатам минерального анализа валовое содержание акцессориев в породах кунушского комплекса (106 г/т) в два раза меньше, чем в гранитах I калбинского комплекса. Характерным минералом для плагиогранитов и гранодиоритов является апатит (от 5 до 28 г/т); обращает на себя внимание почти полное отсутствие в них минералов титана, характерных для калбинских гранитоидов.

В порфировых дайках, наряду с уменьшением содержаний апатита, амфиболов и лимонита (по пириту), возрастает роль арсенопирита, граната, ильменита, сфена и появляются малахит, сподумен, шеелит, турмалин и золото.

Кварцевым прожилкам, развитым в порфировидных дайках, присущи минералы титана и турмалина (до 1362 г/т). Для кварцевых жил, развитых в осадочной толще, характерны сульфидные минералы — галенит (до 269,6 г/т), сфалерит (3,84 г/т), арсенопирит (79,3 г/т), а также лимонит по пириту (714,1 г/т), флюорит (3,84 г/т), шеелит (1,28 г/т) и золото (до 3,6 г/т).

Геохимические данные

В гранодиоритах рассматриваемого комплекса распространенными элементами-примесями являются Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Ga, Cr, Zr и др. Концентрации Cu, V, Cr, Ti и Co в два-три раза больше, а содержание Pb и Sn в два-три раза меньше, чем в гранитоидах калбинского комплекса. В плагиогранитах, по сравнению с гранодиоритами, уменьшается частота встречаемости Zn, Co. В порфировых дайках

Таблица 6

Химический состав биотитов из гранитоидов Восточной Калбы (вес. %)

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	37,00	36,26	35,60	36,57
TiO ₂	4,46	3,51	3,60	2,82
Al ₂ O ₃	13,57	18,21	17,55	18,72
Fe ₂ O ₃	7,22	3,14	3,39	4,61
FeO	16,24	18,66	17,53	17,96
CaO	0,44	0,44	0,74	0,22
MgO	9,45	6,39	8,10	5,98
MnO	0,18	0,48	0,50	0,51
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,39	0,07
K ₂ O	7,20	7,67	7,65	7,91
Na ₂ O	0,11	0,32	0,10	0,24
H ₂ O	0,20	0,11	0,13	0,16
SO ₃	0,22	0,10	0,10	0,10
F	0,24	0,63	0,45	1,04
П. п. п.	3,54	3,70	3,91	3,21
С у м м а	100,23	99,78	99,74	100,12

1 — гранодиорит кунушского комплекса (2 анализа), 2—4 — граниты калбинского комплекса: 2 — гранит I (4 анализа), 3 — гранит II (2 анализа), 4 — гранит III (1 анализ)

уменьшается распространенность Mo, Ba и Be; в них меньше Sn, Ga, Pb, но больше Ti, Mn. Для метасоматически измененных разностей пород характерны As, Bi, Cu, Pb, Ag, накопление которых происходило в связанных с ними кварцевых жилах.

Повышенное содержание W в биотите (см. табл. 7) и цирконе свидетельствует о зараженности им исходной магмы, что обусловило накопление последнего в кварцевых прожилках (от 0,003 до 1%), сопровождающих материнские породы.

Интрузивные породы кунушского комплекса, кроме отмеченных выше минералого-геохимических особенностей, отличаются от калбинских гранитов составом биотита (табл. 6, 7), а также содержанием элементов-примесей в породообразующих и акцессорных минералах.

Биотиты из гранодиоритов кунушского комплекса отличаются от биотитов калбинских гранитов различной концентрацией петрогенных компонентов (больше Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 и меньше Al_2O_3 , FeO, K_2O и MnO), бедностью редкими щелочами (Li, Rb) и металлами (Ta, Nb), иным соотношением главных минерализаторов (H_2O , SO_3 , F). Кроме того, биотиты существенно различаются по содержанию Mn, Pb, Ni, Cr и V (табл. 8).

Таблица 7

Содержание некоторых компонентов в биотитах из гранитоидов Восточной Калбы по данным химических анализов (вес. %)

Порода	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	Ta_2O_5	Nb_2O_5	WO_3	SO_3	F
Плагииграниты кунушского комплекса . . .	0,126	0,025	0,025	0,001	0,010	0,003	0,22	0,24
Граниты I калбинского комплекса	0,190	0,094	0,019	0,002	0,015	0,006	0,10	0,63
Граниты II калбинского комплекса	0,323	0,096	0,022	0,0025	0,024	0,0025	0,10	0,45

Таблица 8

Элементы-примеси в биотите по данным спектральных анализов (г/т)

Порода	Количество проб	Элементы-примеси									
		Pb	Cu	Zn	Ni	V	Cr	Mn	Sn	Nb	
Гранодиориты кунушского комплекса, Раздольненский массив	3	6	50	150	100	250	140	750	26	5	
Граниты калбинского комплекса, Каиндинский массив:											
граниты I	10	24	57	200	39	140	67	4150	55	37	
граниты II	8	32	52	227	34	185	61	4820	58	53	
граниты III	3	26	14	200	40	90	53	5000	100	30	

Цирконы калбинских гранитов выделяются повышенным содержанием Pb, Cu, Zn, Sn, Nb, W, а для цирконов из пород кунушского комплекса характерны Ti, Ba и Ni (табл. 9).

Таблица 9

Элементы-примеси в цирконах по данным спектральных анализов (г/т)

Порода	Количество проб	Pb	Cu	Zn	Ti	Ba	Ni	Bi	Sn	Nb
Гранодиориты кунушского комплекса, Раздольненский массив	3	65	25	<1	200	1500	150	<0.1	5	<0.5
Граниты калбинского комплекса, Каиндинский массив:										
граниты I	3	210	210	166	53	666	53	14	26	120
граниты II	4	1890	997	1300	80	375	30	150	105	60
граниты III	2	2500	250	20	50	50	25	60	25	150

Послемагматические изменения

Послемагматические процессы в гранитоидах кунушского комплекса пользуются незначительным распространением. В позднемагматическую стадию изменения гранитоидов отмечаются структурные превращения полевых шпатов. В гранодиоритах и плагιοгранитах в это время происходила деанортизация первичного зонального плагноклаза, в калишпатах образовались пертиты распада с последующим обособлением свободного альбита в центральной части зерен.

Последующие стадии метасоматоза в гранодиоритах практически не проявлены, что объясняется эвтектоидным типом их кристаллизации. Для их формирования характерен умеренно щелочной состав расплава; это обуславливает в общем умеренное развитие раннещелочного метасоматоза и очень угнетенное проявление галоидокислотного этапа дистилляции (Говоров, 1966). Поэтому в биотитах мало F, но много SO₃ (см. табл. 6), что в целом не благоприятствовало накоплению редких металлов. Гранодиориты сопровождаются сульфидно-кварцевыми прожилками, сформированными в позднюю щелочную стадию.

В кислотную стадию метасоматоза в плагιοгранитах проявилась интенсивная площадная грейзенизация с образованием замещающего кварц-мусковитового комплекса (до 25%). Замещение ранее выделенных минералов мусковитом происходит беспорядочно. Мусковит образует бесцветные листочки, микрочешуйки (размер 0,02—0,45 мм), реже радиальнолучистые агрегаты. В процессе грейзенизации разрушались плагноклазы, что обусловило вынос Na₂O, CaO, Al₂O₃ и за счет замещения биотита уменьшилось содержание FeO и MgO. Образование кварц-мусковитового комплекса сопровождалось увеличением

SiO_2 , K_2O и Fe_2O_3 . Однако отделяющиеся дистилляты кислотной стадии были бедны галоидокислотными соединениями, что способствовало незначительному выносу из магмы W, Sn, Mo, As. В тесной связи с грейзенизацией сформировались кварцевые прожилки с мусковитом, арсенопиритом и бедным вольфрамовым оруденением.

В позднюю щелочную стадию метасоматоза отмечается серицитизация плагиоклаза и биотита с образованием пирита, а также окварцевание, имеющие площадное развитие. Направленность процесса выразилась в перераспределении щелочей породы без существенного их привноса. Характер отделяющихся дистиллятов кислотно-щелочной, что вызвало образование поздних кварцевых прожилков и гнезд с пиритом. Последние сопровождаются околожилльными березитами (кварц, серицит, пирит, карбонаты), мощность которых не превышает 10—20 см. В рассматриваемую стадию привносилось убогое золотое оруденение, которое лишь в отдельных кварцевых прожилках достигает 0,1—1 г/т.

Послемагматические изменения в порфировидных дайках проявились неравномерно. Для кварцевых диоритовых порфиров характерна интенсивная сосюритизация, пелитизация и серицитизация плагиоклазов. Происходит также лимонитизация породы и образование минералов эпидот-цоизитовой группы. Темноцветные минералы нередко замещаются хлоритом, серицитом и рутилом до образования полных псевдоморфоз.

В дайках кислого состава наблюдается альбитизация плагиоклаза и биотита. В них иногда развиты золотоносные кварцевые прожилки с пиритом мощностью 1—10 см, вызвавшие березитизацию вмещающих пород (образование бесцветной слюдки, карбоната и пирита). Бесцветная слюдка равномерно распределена в породе в тонких листочках (0,008—0,02 мм) с двупреломлением 0,027. Пирит обычно представлен лимонитизированными зернами (до 0,36 мм), ассоциирующими с карбонатами.

Околожилльные изменения вмещающих пород на Лайлинском месторождении представлены березитизацией, реже лиственитизацией в ореоле 1—3 м. Интенсивность окolorудных изменений неодинакова в различных участках и зависит от ряда факторов, рассмотренных на других золоторудных месторождениях Калбы (Нарсеев и др., 1966; Шер, 1966).

Процессы березитизации, выразившиеся в образовании кварц-карбонат-пирит-серицитовых пород, развиты по туфопесчаникам и алевролитам. Хлорит-серицит-карбонатные породы с пиритом (лиственитизация) образовались в основном по туфопесчаникам. Халькопирит и эпидот присущи только туфопесчаникам, а золото появляется в алевролитах. Валовое содержание аксессуаров в последних выше, чем в туфопесчаниках и кварцевых жилах соответственно в два—пять раз. Геохимически в процессе околожилльных изменений накапливались Pb, As, Au и рассеивались Ti, Cr, V, Ni, Cu.

Вопрос о возрасте золотого оруденения Калба-Нарымской зоны до последнего времени оставался дискуссионным. Большинство исследователей считали его моложе редкометалльного оруденения на основании пространственной ассоциации золоторудных тел с мелкими интрузиями и дайками порфиридного облика, возраст которых принимался моложе калбинских (пермских) гранитов (Семенов, 1953, 1968; Бородаевский, 1962; Нехорошев, 1966). Лишь Г. Н. Щерба (1957₂) указывал, что золотой пояс Калба-Нарымской зоны рассекается калбинскими гранитами.

В последние годы при крупномасштабном геологическом картировании района установлено, что в пределах золотого пояса дайковые образования неоднородны и формировались как до внедрения калбинских гранитов, так и после их становления (Дьячков и др., 1968). Это позволило выделить две резко разорванные во времени группы жильных пород (кунушский и посткалбинский комплексы) и считать золотое оруденение древнее редкометалльного.

Изучение ряда золоторудных месторождений Калбы (Лайла, Кулуджун, Теректа и др.) позволило предположить генетическую связь золотого оруденения с интрузиями кунушского комплекса (Дьячков и др., 1968). Эта связь устанавливается на основании следующих данных.

1. Золоторудные кварцевые тела в ряде случаев пространственно ассоциируются с плагиогранитами и дайками порфириров, а некоторые из них залегают в виде лестничных жил и систем прожилков в самих дайках, не выходя за их пределы (бассейны рек Лайлы, Желтугень, Кулуджун и др.). А. М. Мысник (1966 г.) наблюдал случай постепенного перехода дайки гранит-порфира через серию маломощных прожилков в золотосодержащую кварцевую жилу (жила «Буксир» в районе пос. Мариногорка).

Тесная пространственная связь золотого оруденения с интрузиями кунушского комплекса установлена в Нарыме по данным В. В. Лопатникова, М. О. Сейидова, Т. К. Кашапова, Э. Г. Тонояна и автора (Теректинская зона, район оз. Турангикуль). Аналогичные ассоциации отмечались на Южном Алтае (Рабинович, Цвинев, 1961; Хохлов, 1966, 1968; Конников, 1968).

Подобные пространственные ассоциации кварцевых золоторудных жил с добатолизовыми малыми интрузиями описаны Ю. А. Библиным (1948, 1955), Ф. Р. Апельциным (1959) и др. В частности, В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов (1958) указывают, что добатолизовые золотоносные дайковые серии образуют в большинстве случаев самостоятельные зоны и пересекаются батолизовыми поясами. Во всех случаях золотое оруденение является наложенным и проявилось в заключительную стадию метасоматического изменения гранитоидов, имея с ними, вероятно, генетическую связь. Однако Ф. К. Шипулин (1965) считает, что источник рудоносных растворов — не сами малые интрузии, а глубинные очаги. Это положение, возможно, применимо

и для Калбы, но разрыв во времени между формированием рассматриваемых интрузий и отложением золота был незначительным, о чем свидетельствует наличие внутрирудных даек.

2. Рудные кварцевые жилы, так же как и порфириновые интрузии, структурно тяготеют к контактам алевролитовых и песчаниковых пачек и локализуются в зонах тектонических срывов, оперяющих более крупные разломы. Такая сходная позиция даек и рудных жил отражает формирование их в одинаковых условиях глубинности и однотипных структурах и подчеркивает родство магматических пород и оруденения (Горжевский, Козеренко, 1965; Коптев-Дворников, Руб, 1965).

3. Повышенные концентрации золота установлены не только в кварцевых жилах, но и в плагиогранитах (0,1 г/т) и кислых дайках (0,05—0,3 г/т). Наиболее высокие содержания золота (до 1—5 г/т) отмечаются в березитизированных дайках с вкрапленностью золотоносного пирита (3—5%), арсенопирита (1—2%), шеелита, серицита и анкерита. Аналогичные минералы характерны для золотоносных кварцевых жил.

Среднее содержание золота в неизмененных породах кунушского комплекса по результатам нейтронно-активационного метода (2,8—3,3 мг/т) значительно выше, чем в гранитах калбинского комплекса (1,8 мг/т) и дайках посткалбинского комплекса (1,9 мг/т). Относительно высокие содержания золота в магматитах кунушского комплекса по данным нейтронно-активационного анализа установлены в Северо-Западной Калбе (Кашапов и др., 1971 г.). Воспроизводимость результатов анализа на уровне $1 \cdot 10^{-7} \pm 30\%$.

4. Гранитоиды кунушского комплекса и связанные с ними золоторудные кварцевые жилы характеризуются геохимически сходной ассоциацией элементов — Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, As, Mo, W, Ni, что является одним из доказательств их генетического родства (Руб, Онихимовский, 1961).

5. Дайки являются источником небольших россыпей золота делювиального и делювиально-пролювиального происхождения, известных в бассейне Желтугень, в верховьях рек Черновой («Прииск Костыркин»), Шыбынды и Таргына.

Таким образом, в Калбе выделены плагиогранит-гранодиоритовые интрузии и дайки более древнего, чем калбинские граниты, кунушского комплекса, описанные ранее Г. Н. Щербой (1957₁). Минералого-геохимические и геолого-петрографические данные свидетельствуют о вероятном образовании указанных комплексов из двух типов магм, проявившихся в определенных структурно-тектонических условиях и различающихся геохимической (металлогенической) специализацией. Бедность исходного магматического расплава Sn, Ta, Nb, летучими компонентами и минерализаторами F, B, Li не благоприятствовала выносу из магмы и последующей мобилизации редких металлов, чем объясняется отсутствие в генетической связи с кунушским комплексом редкометальных месторождений. Этот комплекс сопровождается золоторудной и бедной шеелитовой минерализацией.

КАЛБИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Гранитоиды Калбинского комплекса пользуются преимущественным распространением в районе (см. рис. 2, 3). Они прорывают песчано-алевролитовые отложения нижнего карбона и пересекают дайки кунушского комплекса (C_3), которые в свою очередь рвут осадки среднего карбона. Результаты многочисленных определений абсолютного возраста подтверждают пермский возраст Калба-Нарымского плутона. Так, обобщение радиогеологических данных по Калбе и Иртышской зоне смятия, выполненное В. С. Кузевым (1970 г.), показывает, что граниты калбинского комплекса имеют абсолютный возраст (по биотиту и мусковиту) в 283 млн. лет (82 анализа), а по валу и калишпату — 271 млн. лет (34 анализа). Средние возрастные данные для Калбы и Нарыма (по слюдам) выглядят следующим образом: граниты I — 290 млн. лет (51 анализ), граниты II — 281 млн. лет (19 анализов) и граниты III — 260 млн. лет (12 анализов).

Наметившийся ранее существенный разрыв во времени формирования калбинских (260—270 млн. лет) и монастырских (220—230 млн. лет) гранитов (Абдулкабирова, Строева, 1955; Филиппов, 1965₂) не подтверждается новейшими исследованиями. Данные А. П. Никольского (1956 г.) о возрасте слюд из рудных жил и измененных гранитов Калбы, по мнению Т. П. Семеново (1969), являются омоложенными.

Результаты определений аргоновым методом возраста гранитоидов района, полученные в лабораториях Казахстана (КазИМС, ГИН АН КазССР, ВКГУ), относительно сходятся (табл. 10) и по геохронологической шкале 1964 г. соответствуют $C_3 - P_1$, а по казахстанской шкале — P_1 .

Определения возраста калбинских гранитов радиогеологическим методом по циркону, выполненные в 1969 г. в лаборатории ВСЕГЕИ

Таблица 10

Результаты определений возраста гранитов калбинского комплекса Восточной Калбы

Порода	Количество анализов	Метод определения	Возраст, млн. лет
I фаза — порфиридные биотитовые граниты	10	Аргоновый	290—295
II фаза — равномернозернистые биотитовые граниты	5	»	285—290
III фаза — крупнозернистые лейкократовые граниты	7	»	280—285

С. Л. Миркиной, несмотря на несовпадение с результатами по аргонному методу, подтвердили сближенность возраста гранитов первой и второй фаз (табл. 11).

Таблица 11
Результаты определений U—Pb-методом возраста гранитов калбинского комплекса (Каиндинский массив)

Порода	Содержание, %			Изотопный состав Pb, %			
	U	Th	Pb	Pb ₂₀₄	Pb ₂₀₆	Pb ₂₀₇	Pb ₂₀₈
I фаза — порфиоровидные биотитовые граниты	0,320	0,053	0,0408	1,01*	42,21	16,94	39,84
II фаза — равномернозернистые биотитовые граниты	0,253	0,074	0,0182	0,64**	58,90	12,31	28,15

Порода	Возраст, млн. лет				Вероятный возраст, млн. лет
	Pb ₂₀₇ : Pb ₂₀₆	Pb ₂₀₇ : U ₂₃₈	Pb ₂₀₇ : U ₂₃₅	Pb ₂₀₈ : Th ₂₃₂	
I фаза — порфиоровидные биотитовые граниты	—	225	182	250	225—250
II фаза — равномернозернистые биотитовые граниты	202	250	245	222	222—250

* Поправка на обыкновенный свинец внесена по табличным данным.

** Поправка на обыкновенный свинец внесена по свинцу из полевого шпата.

ВОЗРАСТНЫЕ ГРУППЫ КОМПЛЕКСА

В составе комплекса автором выделяются три последовательные группы пород. Первую составляют порфиоровидные граниты собственно калбинского типа, а вторую — биотитовые равномернозернистые граниты, третью лейкократовые граниты монастырского типа. Каждая группа пород в понимании Г. Д. Афанасьева (1952) является самостоятельной фазой.

Рассматриваемые группы пород отличаются друг от друга по химическому и петрографическому составу. От ранних к поздним гранитоидам уменьшается количество плагиоклаза и цветных компонентов и увеличивается содержание калишпата и кварца. Соответственно изменяется и химический состав пород от более основных к кислым.

Однако петрографические особенности пород не находят должного отражения в существующих систематиках гранитоидов. Вопрос о классификации этих пород еще не нашел своего окончательного разрешения и многими учеными понимается различно.

П. Н. Чирвинский (1953), а также Д. С. Белякин, В. Н. Лодочников, отнесли к гранитам породы с преобладанием плагиоклаза над калишпатом при содержании кварца порядка 30%. Напротив, А. Н. Заварицкий (1955), Н. Д. Соболев (1955), В. И. Лучицкий (1949), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1940) и др. считали, что в гранитах калиевый полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом. Многие исследователи называли адамеллитом породы с равным содержанием плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Систематика Б. М. Куплетского (1942, 1953) менее определенная, так как допускает вариации содержания главных минералов гранита в широких пределах. По этой классификации почти все породы калбинского комплекса соответствуют гранитам. По номенклатуре В. Е. Гендлера (1956) породы I фазы соответствуют адамеллитам, а последующих фаз — гранитам. По другим авторам гранитоиды I фазы близки к гранодиоритам, что противоречит их петрохимическому составу. Кроме того, породы этой фазы содержат более кислый плагиоклаз (олигоклаз) и по характеру формирования соответствуют типичной гранитной формации, где их и следует рассматривать.

Таким образом, указанные классификации, как кажется автору, пригодны лишь при мелкомасштабном картировании. В детально изученном Калбинском районе для удобства пользования целесообразно, видимо, применить классификацию, практически являющуюся синтезом известных номенклатур (табл. 12).

Таблица 12

Классификация гранитоидов района

Порода	Плагиоклаз, %	Калиевый полевой шпат, %	Кварц, %	Темноцветные минералы, %
Плагиогранит	55—65	0—10	25—30	10—15
Гранодиорит	35—45	15—20	20—25	16
Нормальный гранит	30—35	22—30	25—30	6—15
Лейкократовый гранит	20—25	30—40	30—35	До 6

Первая интрузивная фаза

Породы I фазы характеризуют один из главных этапов становления плутона, слагая сложные по морфологии и крупные по размеру массивы (Каиндинский, Миролюбовский и др.). Относительный возраст рассматриваемых пород определяется однозначно: они пересекают породы кунушского комплекса и сами рассекаются более поздними гранитами (см. рис. 12, 16).

В главной субфазе разновидности связаны между собой постепенными переходами. Пространственное распределение их подчиняется

определенной зональности, выраженной в изменении состава пород от более основных в эндоконтактах массивов (гранодиориты, плагиограниты) к более кислым в глубинных (граниты).

Геолого-петрографическая характеристика

Породы главной субфазы

Главная интрузивная субфация представлена двумя разновидностями пород.

Среднезернистые равномернозернистые биотитовые граниты наблюдаются в центральной части массивов (Песчанский, Миролюбовский, Каиндинский), а на контакте с вмещающими породами не развиты. Характерными особенностями их являются: а) равномернозернистые структуры, б) отсутствие ксенолитов осадочных пород, в) бедность жильными дериватами, г) широкое проявление процессов мусковитизации. Текстуры гранитов матрацевидные или параллельнолепидальные. Макроскопически породы имеют серую, кремювую окраску, равномернозернистую или слабо порфировидную структуру, обусловленную наличием порфировидных вкрапленников полевых шпатов длиной 0,5—1,5 см. Биотит равномерно распределен в породе, не образуя заметных скоплений.

Микроскопически порода обладает порфировидной структурой с гипидиоморфнозернистой основной массой. Минеральный состав (по данным девяти замеров, в %) следующий: плагиоклаза 35, калиевого полевого шпата 22, кварца 27, биотита 15,2, аксессуарий 0,8, что отвечает гранитам. Последние относятся к фации гранитов со сложным кислотно-щелочным типом кристаллизации, образование которых произошло в четыре стадии. В первую стадию кристаллизовался крупнопластинчатый биотит (2%), часть апатита, циркона и 20% таблитчатого иногда зонального плагиоклаза I (№ 18). Зерна его полисинтетически сдвойникованы по альбит-эстерельскому закону. Во вторую стадию образовалась основная масса решетчатого микроклин-пертита (20%), округлые зерна пойкилитового кварца (5%) и зерна несдвойникового альбита (№ 3—7) — 12%. Главная масса ксеноморфного кварца (20%) выделилась в третью стадию. В эту же стадию биотит и плагиоклаз I замещались мусковитом и образовалась часть биотита. В четвертую стадию кристаллизовались мелкие зерна позднего плагиоклаза (3%), микроклина (2%), агрегаты мелкозернистого мозаичного кварца (5%) и мелкочешуйчатый биотит (4%).

Таким образом, в процессе кристаллизации гранитов изменялась кислотность — щелочность расплава в направлении:

щелочность —————> кислотность —————> щелочность
(I—II стадии) (III стадия) (IV стадия)

Это вызвало соответствующие изменения состава остаточных газозо-жидких расплавов, приведших к образованию различных рудных дистиллятов.

Крупнозернистые, средне-крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты являются типичными представителями калбинского комплекса и слагают внутренние зоны массивов, развитых в юго-западной части района (см. рис. 3). В северо-восточной части, напротив, эти граниты имеют неширокое развитие.

Рассматриваемые граниты представляют собой разновидность вышеописанных пород, от которых они отличаются крупнозернистым сложением, резко порфиroidным обликом, большим содержанием ксенолитов осадочных пород и жильных дериватов. Порфиroidные вкрапленники состоят из табличек полевых шпатов длиной до 3—7 см. Местами они переполняют породу (более 50%) образуя на выветрелой поверхности характерные «шипы». Минеральный состав пород

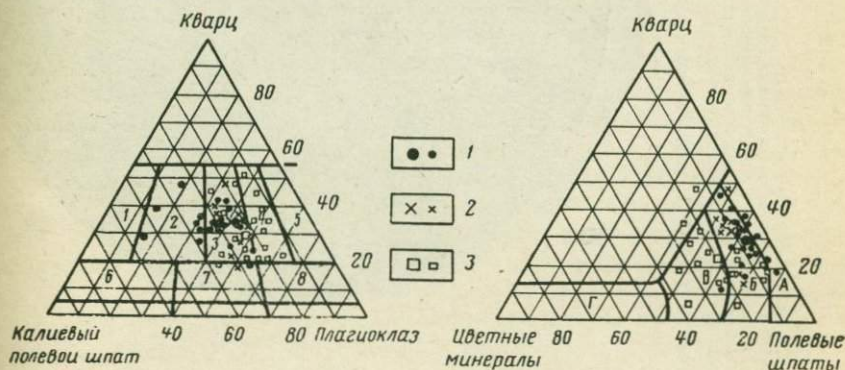
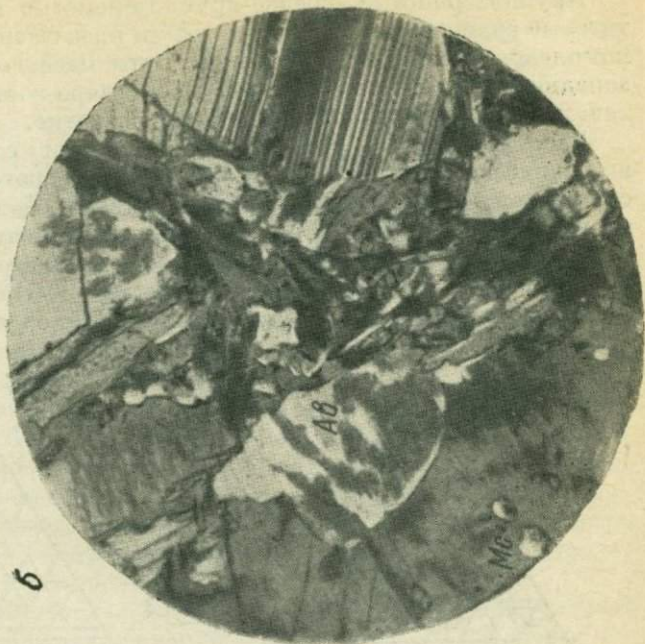


Рис. 10. Диаграмма петрографических составов гранитоидов I фазы. По методу В. Е. Гендлера, 1956 г.

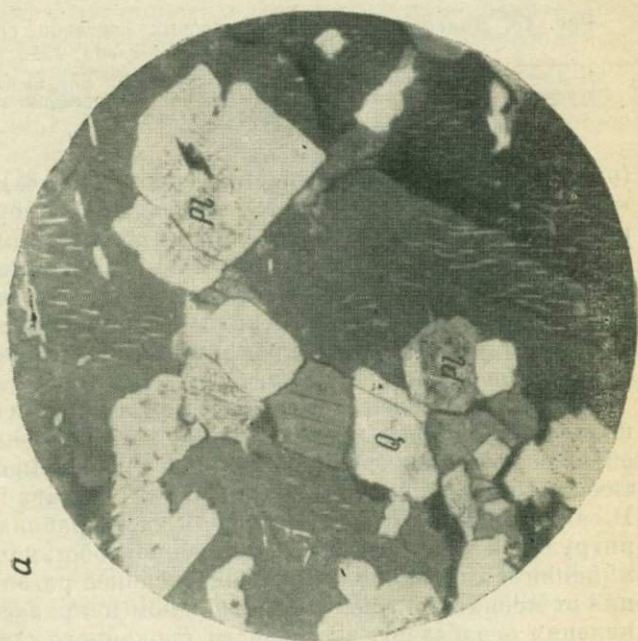
1—2 — породы главной интрузивной субфации: порфиroidные (1), равномерно-зернистые биотитовые граниты (2); 3 — контаминированные граниты и гранодиориты субфации контакта

(рис. 10) отвечает нормальному граниту (в %): плагиоклаза 34,5, калиевого полевого шпата 28, кварца 28,3, биотита 7, мусковита 1, акцессориев 1,2. От среднезернистых гранитов они отличаются большей основностью плагиоклаза № 23 (по 12 замерам) и повышенным содержанием калиевого полевого шпата, что связано с процессами микроклинизации. Порфиroidные вкрапленники обычно сложены простыми двойниками микроклин-пертита с включениями плагиоклаза и биотита (рис. 11, а, б).

Степень проявления процессов контаминации и гибридизма неодинакова в различных частях Калбинского плутона и зависит главным образом от тектонической обстановки в период кристаллизации магматического расплава, активности магмы, состава боковых пород и др. В связи с этим в северо-восточной части района при формировании интрузий в тектонически напряженной обстановке процессы контаминации и гибридизма имеют интенсивное развитие. По мере удаления от мобильной зоны в юго-западном направлении степень их проявления ослабевает, и в области спокойного становления инъекций



b



a

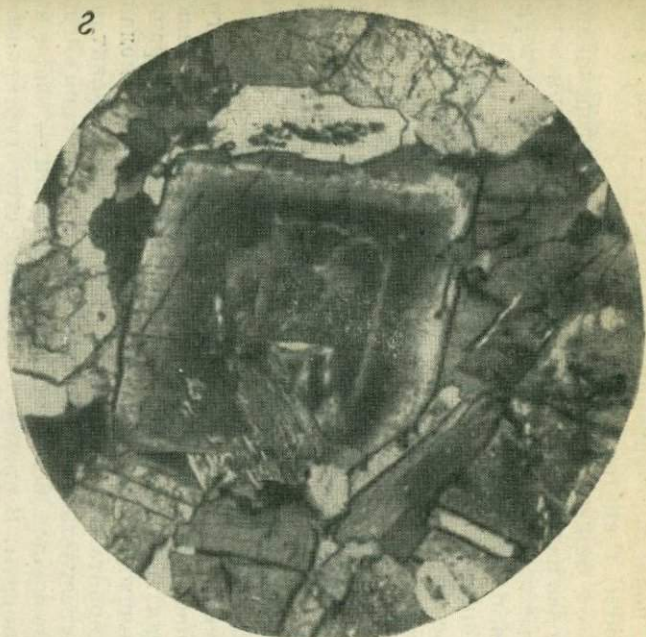
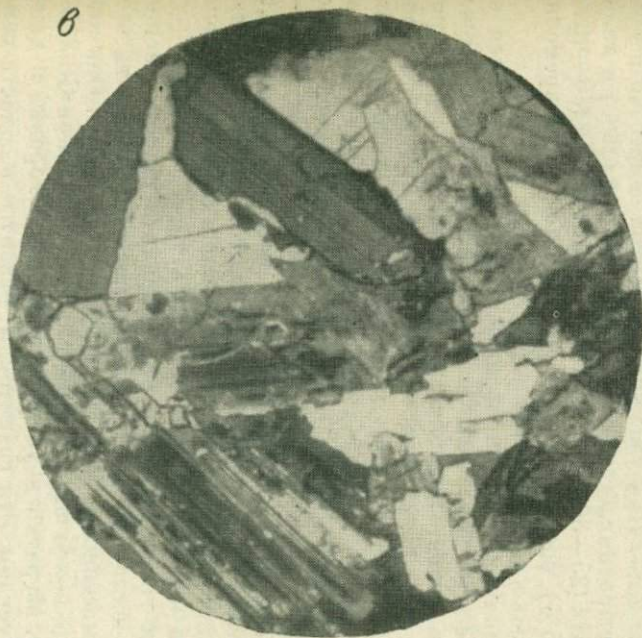


Рис. 11. Микроскопические особенности гранитов калбинского комплекса

а — пойкилитовые включения (P1) и кварца (Q) в микроклин-пертите из крупнозернистых гранитов I фазы Песчанского массива, с анализатором, увел. 30, обр. 289; б — развитие каемчатого альбита (Ab) с периферии порфиробласта микроклина (Mc) в гранитах I фазы Каиндинского массива, с анализатором, увел. 24, обр. 107-п; в — гранитовая структура в контаминированных гранитах I фазы Мирюлобовского массива, с анализатором, увел. 24, обр. 379; г — зональный плагиоклаз в равномернозернистых биотитовых гранитах II фазы из Каиндинского массива, с анализатором, увел. 30, обр. 104-п.

они фиксируются полосами контаминированных (1—2 км) и мелкозернистых (5—30 м) гранитов.

В зависимости от характера ассимиляционной дифференциации магмы выделяются две разновидности пород: 1) средне-крупнозернистые порфириовидные контаминированные граниты и 2) среднезернистые меланократовые гранодиориты и плагиограниты.

Контаминированные граниты в юго-западной части района в виде прерывистых полос шириной от 100 до 750 м прослеживаются в краевых зонах Песчанского и Мирюлюбовского массивов или приурочены к депрессиям последних, занимая площади до 10 км². Во всех случаях они постепенно сменяются гранитами главной интрузивной субфации. Рассматриваемые породы имеют темно-серый цвет, содержат ксенолиты (20—30 см в поперечнике) осадочных пород и массу прожилков аплитовидных гранитов и аплитов. Структура их резко меняется от мелкозернистой до грубозернистой.

В северо-восточной части территории контаминированные граниты развиты в районе д. Подгорное, среднего течения р. Войлочевки, верховой р. Мокрая Погорелка и других местах. По простиранию и падению интрузивных тел они сменяются, с одной стороны, меланократовыми гранодиоритами, а с другой — нормальными гранитами. В этом же районе в результате ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород образовались более основные разновидности — кварцевые диориты и гранодиориты. В пределах отдельных структур процессы контаминации более интенсивно проявились в осевой части депрессии (Буринская), где в составе пород плагиоклаз и биотит составляют соответственно 50 и 25%. При удалении от центра депрессии состав пород постепенно выравнивается: содержание кварца (25%) и калиевого полевого шпата (25—30%) возрастает, а плагиоклаза (30—40%) и биотита (10—15%) соответственно уменьшается. Одновременно понижается и основность плагиоклаза (от № 35 до 10—20).

По внешнему виду контаминированные граниты отличаются от пород главной субфации более темной окраской, большим содержанием биотита и ксенолитов. Они обладают порфириовидной структурой с гранитовой (см. рис. 11, *в*), бластокластической и пойкилитовой основой базиса. Текстура пород массивная, реже гнейсовидная, состав их варьирует от нормальных гранитов до гранодиоритов и бонатитов (см. рис. 10). Минеральный состав (по 12 замерам) отвечает граниту с повышенным содержанием биотита и пониженным — кварца (в %): плагиоклаза 35,7, калиевого полевого шпата 23,6, кварца 22,2, биотита 16,3, мусковита 0,7 и акцессорий 1,5. Наблюдается серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита с выделением гидроокислов железа, эпидота и рутила.

Меланократовые гранодиориты и плагиограниты широко распространены в северо-восточной части района, пространственно тяготея к краевым частям массивов и к зонам глубинных разломов. Они прослеживаются в виде полос шириной 1—5 км в направлении СЗ 320—340° от низовой р. Муратки к устью р. Мокрая Погорелка и далее к верховьям ур. Тускаин. Эти гранитоиды, развитые в области пере-

хода Калбинского плутона в Иртышскую зону смятия, характеризуют высокую степень преобразования пород и являются конечными продуктами магматических инъекций, внедрившихся вдоль подвижных глубинных разломов. Рассматриваемые породы имеют постепенные переходы в контаминированные или нормальные биотитовые граниты, слагающие внутренние зоны массивов. Ширина полосы постепенного перехода колеблется от 200—500 м до 1 км. В отдельных обнажениях видна приуроченность гранодиоритов к водораздельным участкам рельефа, которые ниже по склонам гор постепенно переходят в нормальные граниты.

Меланократовые гранодиориты отличаются от контаминированных гранитов более темной окраской, равномернозернистой или слабо порфиroidной структурой, наличием громадного количества ксенолитов осадочных пород. В них больше плагиоклаза (до 52%), биотита (до 25%) и меньше калиевого полевого шпата (до 10—15%) и кварца (15—20%). Плагиоклаз представлен более основной разностью (№ 28—35). За счет ассимиляции гранитной магмой известковистых пород кыстав-курчумской свиты иногда появляется роговая обманка (до 15%). Минеральный состав пород (16 замеров) следующий (%): плагиоклаза 40,9, калиевого полевого шпата 16,8, кварца 22,3, биотита 15,5, роговой обманки 2, хлорита 1,2, аксессуариев 1,3, что соответствует гранодиоритам. Последние близки к среднему составу гранодиоритов Нарыма (Щерба, 1957₁).

Субфация сателлитов представлена дайками и штокообразными телами разнозернистых порфиroidных гранитов, развитых в экзоконтактах Песчанского и Миролюбовского массивов. По составу и структурным особенностям эти породы аналогичны гранитам главной интрузивной субфации.

Д о п о л н и т е л ь н а я с у б ф а з а

К дополнительной субфазе относятся мелкозернистые биотитовые и мусковитизированные граниты, развитые в виде трещинных интрузий (площадью в сотни квадратных метров) в апикальных зонах Миролюбовского и Песчанского массивов. Эти тела характеризуются неправильно плитообразной или штокообразной морфологией и тонкоплитчатой пластовой отдельностью, сохраняясь в возвышенных участках рельефа. Размеры их в плане достигают 500 × 100 м, углы падения пологие (15—45°) или крутые (70°). Контакты с гранитами I фазы резкие или зонально-реакционные. Рассматриваемые породы имеют невыдержанный состав и структуру, в них часто развиты метасоматические прожилки, гнезда аплит-пегматитового состава размером до 0,5 × 5 м. Макроскопически это светло-серые, буровато-серые породы равномернозернистой или порфиroidной структуры. Минеральный состав их соответствует нормальным гранитам (в %): плагиоклаза 33,3, калиевого полевого шпата 23,3, кварца 33,3, биотита 2,5, мусковита 6,6 и аксессуариев 1. В целом по составу и типу кристаллизации они близки к гранитам главной субфации.

Жильные породы

Жильные дериваты развиты в определенных фронтальных частях интрузий и прогибах кровли. В депрессиях максимальная концентрация жил приурочена к долгоживущим тектоническим зонам (Иртышская, Буринская и др.). В пределах массивов они тяготеют к контактированным субфациям гранитов, при этом ориентировка жильных зон подчиняется структурному плану интрузий. На участках с более глубоким эрозионным срезом, где развиты равномернозернистые субфации гранитов, количество жильных тел резко уменьшается, изменяются их условия залегания, морфология и вещественный состав.

В результате проведенных работ в Восточной Калбе автором получены данные, позволяющие пересмотреть установившиеся взгляды на формирование даек в заключительную фазу комплекса. Автор считает, что жильные образования в Восточной Калбе разновозрастны и сопровождают каждую интрузивную фазу, отличаясь друг от друга рядом признаков. Эти выводы подтверждаются следующими данными.

1. Согласно существующим представлениям (Потапьев, 1965) жильные дериваты являются продуктами кристаллизованной дифференциации определенного магматического расплава и формируются на различных стадиях его развития. В процессе становления конкретных интрузий в результате изменения физико-химической обстановки происходило неоднократное отделение летучих и легкоплавких соединений, вызвавших образование жильных пород и метасоматитов. Эти теоретические положения хорошо подтверждаются полевыми наблюдениями. В хвостовых частях Миролобовского и Песчанского массивов развиты асхистовые отщепления аплитовидных гранитов, представленных дайкообразными апофизами и телами сложной морфологии (см. рис. 14). Последние имеют постепенные или резкие контакты с материнскими гранитами.

2. Шлировые аплиты, пегматиты, кварцевые жилы во времени тесно связаны с послемагматическими изменениями материнских гранитоидов (Ускучевское поле, Песчанский массив).

3. Ранее принятая схема формирования жильных пород

(жильный гранит —→ аплит —→ пегматит —→ кварцевая жила)

не всегда подтверждается, так как отмечаются случаи пересечения аплит-пегматитов, пегматитов и кварцевых жил гранитами II и дайками гранитов (рис. 12—17).

4. Единичные жилы и жильные поля, пространственно связанные с гранитами I, рассечены более поздними гранитоидами. Аналогичные данные приводятся в работах В. И. Кузнецова (1954), Б. М. Руденко (1957), В. А. Филиппова (1965_{1,2}), Ю. А. Садовского (1963 г.), В. В. Лопатникова (1965 г.), В. Ф. Кашеева и др. (1966 г.), Ю. Н. Логунова (1964 г.).

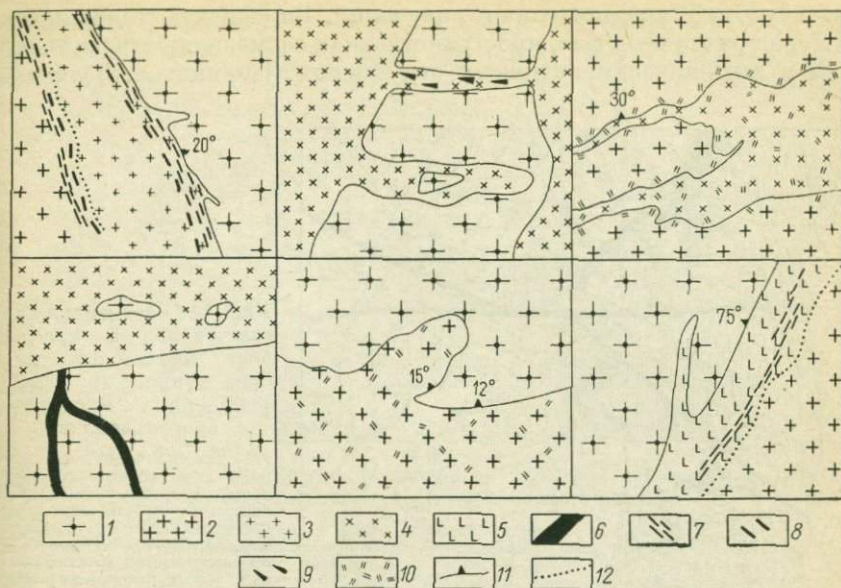


Рис. 12. Характер контактов гранитоидов калбинского комплекса в Кайндинском массиве

1 — крупнозернистые порфиридные граниты I фазы; 2 — средне- и равномернозернистые граниты II фазы; 3 — то же, мелкозернистая субфазия контакта; 4 — мелкозернистые биотитовые граниты дополнительной субфазы; 5 — аплитовидный гранит II фазы; 6 — аплит-пегматитовая жила; 7 — биотитизация; 8 — порфиридные вкрапления полевых шпатов; 9 — зоны турмалинизации; 10 — мусковитизация; 11 — направление и углы падения контактов гранитов; 12 — граница постепенных переходов

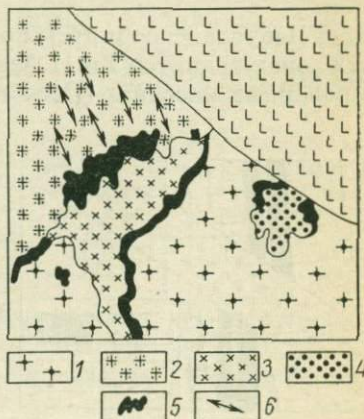
5. Граниты последующих фаз иногда содержат ксенолиты ранних аплитов, кварцевых жил (Миролюбовский и Песчанский массивы).

6. Разновозрастные жильные породы отличаются по ряду косвенных признаков — структурному положению, текстурно-структурным особенностям, составу и оруденению.

Безусловно, что это лишь первые попытки разделения жильной серии по возрастным группам. Некоторые вопросы еще не совсем

Рис 13. Образование мелкозернистых лейкократовых гранитов при дифференциации магматического расплава в контакте с осадочными породами. Кашеминский массив, район Нижне-Лайбулакского месторождения

1 — крупнозернистые порфиридные граниты I фазы; 2 — гибридные породы; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — гранитизированные породы; 5 — биотитовая оторочка; 6 — структуры течения



ясны и требуют дополнительного изучения. Близость составов жильных пород различных фаз, пространственная совмещенность жильных полей в тектонически активных структурах (Буринское, Тускаин-

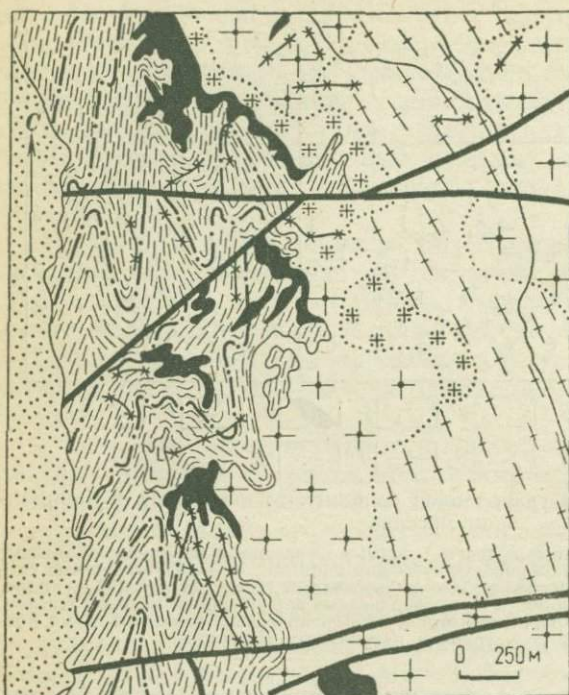
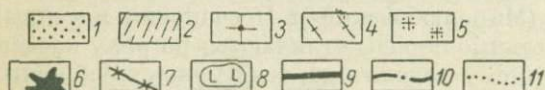


Рис. 14. Развитие жильных пород в краевой зоне Печанского массива в процессе дифференциации магматического расплава

1 — четвертичные отложения; 2 — песчано-алевролитовые породы такырской свиты; 3 — крупнозернистые порфировидные граниты I фазы; 4—5—соответственно их микроклинизированные (4) и контаминированные разности (5); 6 — мелкозернистые биотитовые граниты, имеющие постепенные переходы в гранитоиды I фазы; 7 — аллит-пегматиты; 8 — пегматиты; 9 — дизъюнктивы; 10 — структурные линии; 11 — границы постепенных переходов



ское, Чебунтайское и др.), практическое отсутствие даек в контактовых зонах гранитов I и II фаз, развитых в относительно глубоко эродированных массивах (Песчанский, Комсомольский, Миролюбовский и др.), и другие данные затрудняют в настоящее время точно рассчитать жилы в пределах всего района.

В последние годы материалы о связи жильных пород с конкрет-

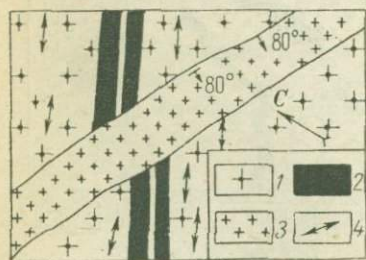


Рис. 15. Рассечение пегматитовых жил, связанных с порфировидными гранитами I и гранитами II фазы

1 — порфировидные граниты I; 2 — пегматиты; 3 — мелкозернистые биотитовые граниты II; 4 — структуры течения

ными интрузивами получены на Рудном Алтае (Иванкин и др., 1961; Кузубный, Попов, 1966), Дальнем Востоке (Руб и др., 1962), Горном Алтае (Потаньев, 1965), Урале (Куплетский, 1947), Кавказе (Шипулин, 1968) и других местах (Bateman, 1961).

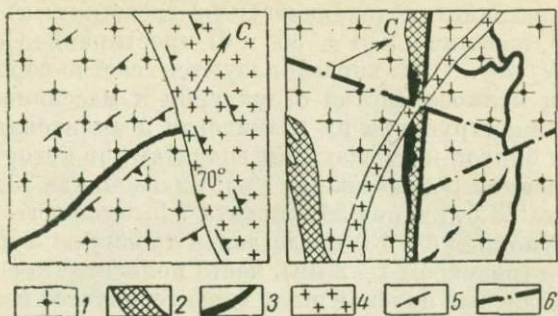


Рис. 16. Характер контактов гранитов калбинского комплекса в Погореловском массиве

1—3 — породы I фазы: контаминированные граниты (1), мелкозернистые биотитовые граниты дополнительной субфазы (2), кварцевый прожилок (3); 4 — мелкозернистые биотитовые граниты II фазы; 5 — ориентированные структуры течения; 6 — активизированные трещины

Жильные породы I фазы представлены аплитовидными гранитами, аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами, которые контролируются эндоконтактами и депрессиями массивов. Как единичные дайки, так и свиты жил далеко во вмещающие породы от гранитов не уходят. Устанавливается зависимость морфологии и структурного положения жил от состава вмещающих пород:

а) жильные породы, развитые в гранитах, представлены ширами, мелкими прожилками или крупными телами неправильно плитообразной формы, не выдержанными по простиранию и падению. Часто они имеют постепенные переходы во вмещающие граниты и характеризуются пологими и средними углами падения (5—45°). В пределах юго-западной части территории они образуют единичные жилы или группы жил незначительной протяженности, локализованных в краевых частях Песчанского и Миролюбовского массивов; в северо-восточной части района они группируются в жильные поля значительной протяженности (Войлочевское, Кашеминское);

б) жилы, залегающие в осадочных толщах, представлены мелкими правильно плитообразными крутонападающими телами с четкими

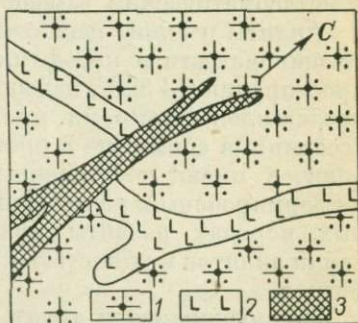


Рис. 17. Пересечение пегматитовой жилы (2) аплитовидным гранитом (3) в гранитах I фазы (1) калбинского комплекса в Погореловском массиве

и резкими контактами. Мощность их колеблется от 20 см до 1—5, реже 10 м, по простиранию они прослеживаются на десятки и сотни метров.

Среди схизолитов I фазы жильные граниты преобладают. Основная масса их в гранитах локализована в трещинах: а) простирание СЗ 320° (25%), падение к ЮЗ < 35° и б) простирание СЗ 300° (15%), падение СВ < 40°. Они характеризуются светло-серой окраской, равномерно- и мелкозернистой структурой и массивной текстурой; микроскопически структура их гранитовая и аплитовая. Минеральный состав их близок к вмещающим гранитам, от которых они отличаются повышенной ролью кварца (%): плагиоклаза 33,5, калиевого полевого шпата 23,5, кварца 34, биотита 7,5, мусковита 1 и аксессуаров 0,5. Плагиоклаз (№ 13) представлен табличками и призматическими зернами (размером 1—2 мм), часто полисинтетически сдвоенными. Калиевый полевой шпат характеризуется нерешетчатыми ксеноморфными зернами размером до 2,5 мм. Кварц образует ксеноморфные, пойкилитовые зерна и мirmekитовые прорастания с плагиоклазом. Биотит наблюдается в виде отдельных чешуй и пластин, частично замещенных мусковитом. Из аксессуаров встречаются циркон, апатит и рудный минерал.

Гранит-аплит-пегматиты распространены в основном в Войлочевском жильном поле в виде крупных тел неправильно плитообразной формы с падением к ЮЗ < 35—50° и по простиранию и падению нередко сменяются аплитами и пегматитами. Их природа связывается с метасоматическим замещением жильных гранитов.

Аплиты и аплит-пегматиты контролируются зонами повышенной трещиноватости и краевыми частями массивов, выполняя трещины простирания СЗ 328°, падение к ЮЗ 80° (рис. 18, а). Морфологически представлены шлирами, прожилками и телами неправильной формы, ассоциируя совместно с прожилками гранитов и пегматитов. Шлиры аплитов имеют постепенные расплывчатые контакты с гранитами I и сформированы в раннюю щелочную стадию их изменения. В осадочных породах развиты правильно плитообразные крутопадающие дайки аплитов мощностью 0,2—2 м, прослеженные на десятки и сотни метров.

Макроскопически аплиты и аплит-пегматиты представляют собой светло-серые мелко-среднезернистые породы равномернозернистой или порфиroidной структуры. Для них характерны гранитовая, аплитовая и панксеноморфнозернистая структуры. В аплитах, так же как и в материнских гранитах, плагиоклаз преобладает по 12 шлифам над калиевым полевым шпатом (%): плагиоклаза 32,4, калиевого полевого шпата 18,3, кварца 40,6, мусковита 0,3 и аксессуаров 1,6. Плагиоклаз в двух генерациях. Плагиоклаз I (№ 11—12) — призматические зерна (размером 0,45—3 мм), корродируемые кварцем, микроклин-пертитом и плагиоклазом II. Плагиоклаз II (№ 4—5) встречается в альбитизированных разностях в виде зерен идиоморфной формы, развиваясь по калишпату. Калиевый полевой шпат представлен зернами нерешетчатого микроклин-пертита размером

до 4 мм, который замещается мусковитом и плагиоклазом II. Кварц отмечается в двух генерациях: а) более ранние крупные зерна с волнистым погасением, б) мелкозернистая модификация кварца, ассоциирующая с мусковит-альбитовым комплексом. Мусковит развивается по плагиоклазу и калишпату. Биотит наблюдается в виде реликтов.

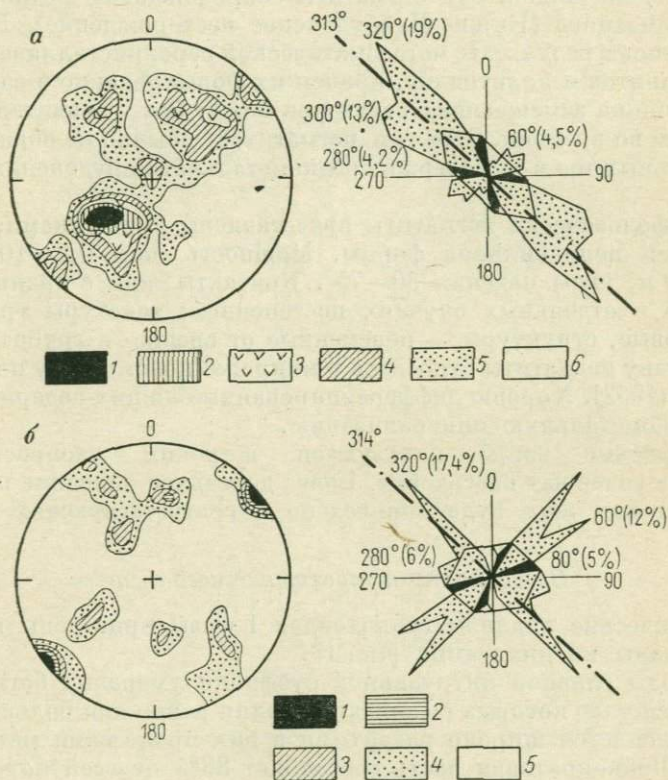


Рис. 18. Полюсные диаграммы и розы-диаграммы трещиноватости, выполненной аплитами и пегматитами

а — в гранитоидах I фазы (Кашеминский массив, 241 замер): 1 — более 10%, 2 — 10–6%, 3 — 6–4%, 4 — 4–2%, 5 — 2–0,8%, 6 — 0,8–0%;
 б — в гранитах II фазы (Подгорнеинский массив, 115 замеров): 1 — более 10%, 2 — 10–7%, 3 — 7–5%, 4 — 5–2%, 5 — 2–0%

Пегматиты развиты в небольшом количестве по сравнению с другими районами Калбы (среднее течение рек Кашемы и Войлочевки, ур. Тускаин и др.). Возраст пегматитов определяется на основании того, что они пересекают граниты I фазы и сами пересекаются кварцевыми жилами, аплитовидными гранитами и апофизами гранитов II (см. рис. 15).

По вопросу о происхождении пегматитов существует много противоречивых суждений (Ферсман, 1940; Никитин, 1955, 1960; Шавло,

1958 и др.). Не останавливаясь детально на этом вопросе, отметим, что имеющийся фактический материал позволяет присоединиться к мнению В. И. Кузнецова (1954) о существовании в районе двух типов пегматитов. Одни из них, как это считали А. Е. Ферсман, В. И. Кузнецов, Н. А. Солодов и др., образовались из остаточных растворов-расплавов, внедрившихся вдоль определенных трещинных систем гранитоидов. Эти пегматиты сопровождаются редкометальной минерализацией (Нижне-Лайбулакское месторождение). Другие образовались в результате метасоматической перекристаллизации жильных гранитов и аплитов, причем их формирование в зависимости от источника замещающих растворов может быть значительно разорванным во времени. Этот тип пегматитов обычно не образует самостоятельных тел и не содержит редкометального оруденения в данном районе.

Морфологически пегматиты представлены прожилками, шпирами и телами неправильной формы. Мощность жил 0,2—10 м, длина 10—300 м, углы падения 30—75°. Контакты жил с гранитами резкие, но в отдельных случаях постепенные; текстуры графические и блоковые, структуры — переменные от средне- к грубозернистым. По составу пегматиты относятся к микроклиновому типу по Н. А. Солодову (1962). Хорошо дифференцированные из них содержат колумбит-редкометальную минерализацию.

Кварцевые жилы используются широким распространением и иногда содержат касситерит. Более детальное описание пегматитов и кварцевых жил будет приведено в соответствующих разделах.

Особенности петрохимического состава

Химические анализы гранитоидов I фазы приведены в табл. 13 и показаны на диаграмме рис. 19.

Породы главной интрузивной субфации умеренно богаты щелочами, в составе которых содержание калия равно или больше натрия, что объясняется широко развитыми в них процессами микроклинизации. Лейкократовая часть составляет 88% от всей породы, а Fe преобладает над Mg (табл. 14). От среднего состава пород кунушского комплекса они отличаются большим содержанием SiO_2 , щелочей и меньшими значениями Al_2O_3 , CaO, MgO. Средний состав их близок к граниту всех периодов по Р. Дэли, отличаясь большим содержанием SiO_2 , FeO и меньшим K_2O , Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

Породы субфации контакта характеризуются непостоянным химическим составом, содержание SiO_2 , CaO, MgO и щелочей резко колеблется, что подтверждает их гибридное происхождение. В составе щелочей натрий обычно преобладает над калием, а количество свободного кварца снижается в среднем до 16—25%. Величина f' значительно преобладает над m' , что свидетельствует о более низкотемпературном образовании пород по сравнению с гранитами главной субфации (см. табл. 14). От последних они также отличаются повышенным количеством феррических компонентов, полевошпатовой

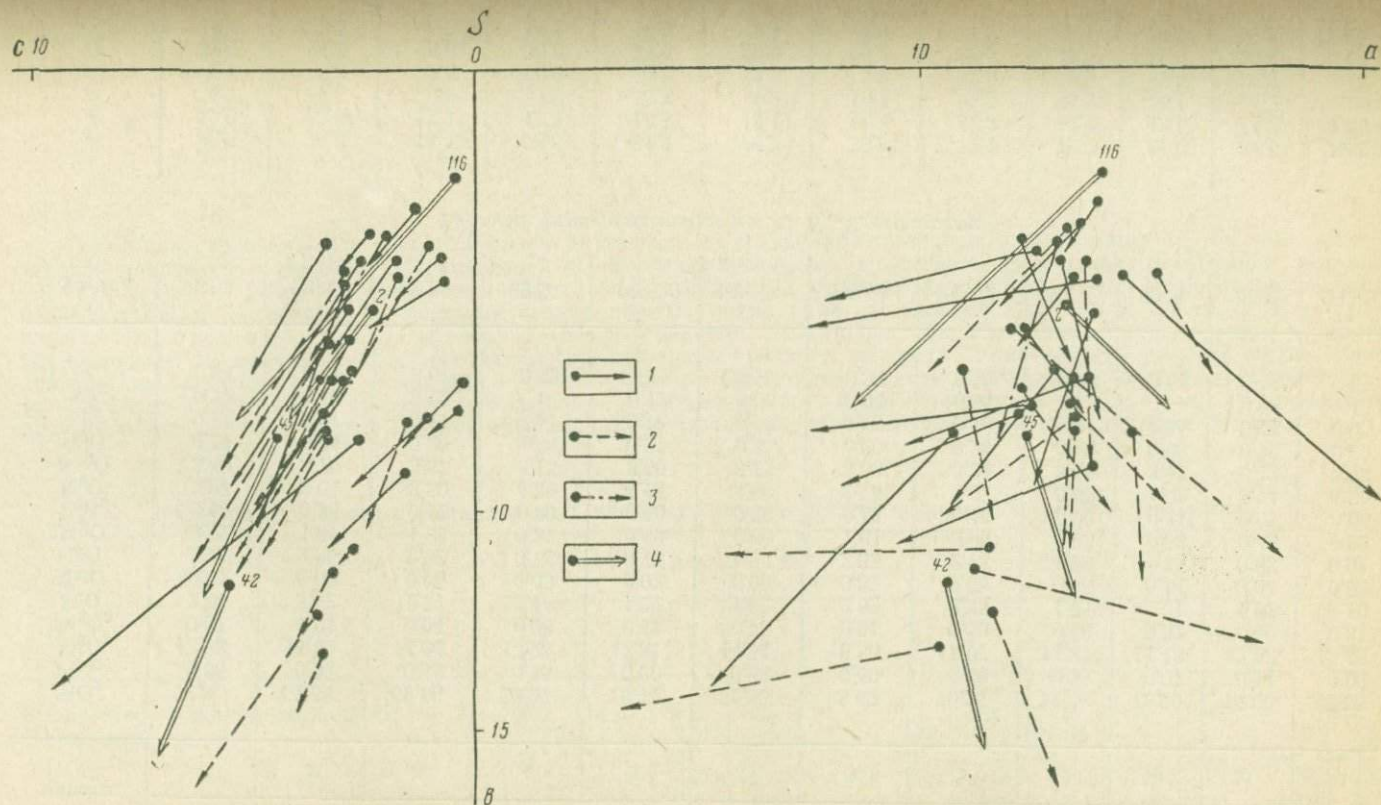


Рис. 19. Петрохимическая диаграмма гранитоидов I фазы калбинского комплекса

1—3 — векторы пород: главной интрузивной субфации (1), субфации контакта (2), жильных гранитов (3); 4 — средние типы магматических пород (по Р. Дэли): 42 — кварцевый диорит, 45 — гранодиорит, 2 — докембрийский гранит Швеции, 116 — аляскит

Химический состав гранитоидов калбинского комплекса (вс. %)

Таблица 13

Окислы	I фаза					II фаза					III фаза	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	71,8	67,33	69,56	72,27	73,74	71,85	68,67	70,26	71,38	73,90	74,08	75,38
TiO ₂	0,35	0,55	0,45	0,15	0,20	0,23	0,49	0,36	0,25	0,07	0,14	0,06
Al ₂ O ₃	13,68	14,40	14,04	15,24	13,31	14,54	16,80	15,67	14,37	14,18	12,93	13,20
Fe ₂ O ₃	0,87	1,01	0,94	0,08	0,48	0,75	0,91	0,83	0,68	0,32	0,40	0,37
FeO	2,03	3,52	2,77	2,44	1,22	1,82	2,89	2,35	1,71	1,01	1,62	1,10
MnO	0,04	0,07	0,05	0,03	0,02	0,09	0,07	0,08	0,05	0,14	0,04	0,02
CaO	1,78	2,86	2,32	0,74	0,74	1,92	2,35	2,13	1,80	1,25	0,83	0,61
MgO	0,82	1,91	1,36	0,37	0,69	0,80	1,01	0,90	0,93	0,53	0,48	0,32
P ₂ O ₅	0,15	0,23	0,19	0,30	0,10	0,20	0,13	0,16	0,09	0,11	0,07	0,06
K ₂ O	3,97	3,04	3,50	4,39	4,14	4,60	2,75	3,67	3,87	4,03	4,24	4,30
Na ₂ O	3,40	3,75	3,57	3,15	3,66	3,12	3,50	3,31	3,48	3,72	3,42	3,63
H ₂ O	0,17	0,24	0,20	н/а	0,27	0,33	0,20	0,26	0,22	0,03	0,26	0,29
F	0,11	0,11	0,11	»	0,12	0,10	0,10	0,10	0,01	0,04	0,03	0,03
SO ₃	0,12	0,13	0,12	»	0,12	0,06	0,04	0,05	—	—	0,08	0,17
П. п. п.	0,64	0,71	0,67	0,69	0,71	0,46	0,58	0,52	0,88	0,53	0,44	0,37
Сумма	99,93	99,86	99,85	99,85	99,52	100,87	100,49	100,65	99,72	99,86	99,06	99,91

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

s	80,3	76,5	78,4	78,5	81,3	79,7	75,8	77,7	79,7	81,0	81,6	82,2
a	12,9	12,6	12,7	12,8	13,5	13,1	11,3	12,3	12,8	13,5	13,3	13,6
b	4,7	7,6	6,1	7,8	4,4	4,9	10,1	7,5	5,3	4,1	4,2	3,6
c	2,1	3,3	2,8	0,9	0,8	2,3	2,8	2,5	2,2	1,4	0,9	0,7
Q	32,7	24,5	28,6	30,5	34,8	30,9	26,2	28,5	31,6	33,5	35,8	36,3
a : c	6,1	3,8	4,5	14,2	16,9	5,7	4,0	4,8	5,8	9,3	14,8	19,4

a' (с')	15,7	(2,7)	4,4	63,9	40,3	25,7	49,0	37,4	31,2	46,8	36,5	50,9
m'	28,6	41,9	37,8	6,7	25,4	27,0	16,3	21,6	27,5	21,0	19,1	12,7
f'	55,7	55,4	57,8	29,4	34,3	47,3	34,7	41,0	41,3	32,2	44,4	36,4
n	57,0	65,0	60,8	52,0	57,0	50,5	65,5	58,0	57,8	58,5	54,7	55,8
t	0,33	0,62	0,43	0,08	0,24	0,2	0,5	0,3	0,2	0,08	0,2	0,08
φ	15,7	10,4	13,3	0,8	8,9	12,1	7,8	9,9	10,0	6,4	9,5	9,09

Средние анализы гранитоидов I фазы: 1—средне-крупнозернистые нормальные биотитовые граниты главной интрузивной субфации (17 анализов); 2—контаминированные граниты и гранодиориты субфации контакта (15 анализов); 3—средний состав гранитоидов главной субфазы (32 анализа); 4—средний состав гранитоидов дополнительной субфазы (2 анализа); 5— жильные мелкозернистые нормальные биотитовые граниты (2 анализа). Средние анализы гранитоидов II фазы: 6—среднезернистые биотитовые граниты главной интрузивной субфации (17 анализов); 7—мелкозернистые биотитовые гранодиориты субфации контакта (2 анализа); 8—средний состав гранитоидов главной субфазы (19 анализов); 9—мелкозернистые биотитовые граниты дополнительной субфазы (10 анализов); 10— жильные аплитовидные граниты (6 анализов). Средние анализы гранитов III фазы: 11—крупнозернистые лейкократовые граниты главной субфазы (12 анализов); 12— жильные лейкократовые граниты (5 анализов).

Таблица 14

Средние значения дополнительных числовых характеристик пород калбинского комплекса

Показатели	I фаза					II фаза					III фаза	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Количество лейкократовой части, %	90,2	81,0	86,2	78,5	91,1	89,4	74,4	81,9	86,3	91,5	91,6	92,9
Сумма щелочей, %	7,37	6,79	7,08	7,54	7,80	7,72	6,25	6,98	7,35	7,75	7,66	7,93
Q	32,7	24,5	28,6	30,5	34,8	30,9	26,2	28,5	31,6	33,5	35,8	36,3
$Na + K : Al$	0,723	0,659	0,683	0,657	0,789	0,697	0,518	0,607	0,686	0,734	0,793	0,806
$f' : m'$	1,9	1,3	1,5	4,4	1,4	1,8	2,1	1,9	1,5	1,5	2,3	2,9
$FeO : MgO$	2,5	1,8	2,1	6,6	1,8	2,2	2,8	2,5	1,8	2,0	3,4	3,4
$FeO : Fe_2O_3$	2,3	3,4	2,8	30,5	2,5	2,4	3,2	2,8	2,5	3,1	4,0	3,0

Примечание. Номера соответствуют номерам анализов табл. 13.

известии и пониженным значением CaO и SiO_2 , что минералогически выражается повышением основности плагиоклаза и понижением калиевого полевого шпата. Средний состав пород эндоконтактной субфации близок к гранодиориту по Р. Дэли.

Гранитоиды дополнительной субфазы не находят себе аналогов среди средних типов пород по Р. Дэли. От гранитоидов главной субфазы отличаются большой глиноземностью, кислотностью и щелочностью. Повышение роли избыточного Al ($a' = 63,9$) и K связано с процессами мусковитизации. Соответственно уменьшаются содержания Fe_2O_3 , CaO и MgO , что отражается в уменьшении коэффициентов f' и m' и увеличении $a : c$ (14,2). Отношения $\text{Fe} : \text{Mg}$ и $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ являются максимальными среди пород калбинского комплекса.

Жильные граниты представляют собой наиболее кислую разность среди пород I фазы. В них больше щелочей, свободного кварца и Al , количество K и Na меняется в широких пределах. По химическому составу они близки к гранитовым аплитам по Р. Дэли.

Акцессорные минералы

Для пород I фазы характерны апатит, циркон, ильменит и монацит, однако количественные соотношения их различные (табл.15, рис. 20, 21). В породах субфации контакта отмечаются повышенные содержания апатита (до 564 г/т), ильменита (до 165 г/т) и монацита

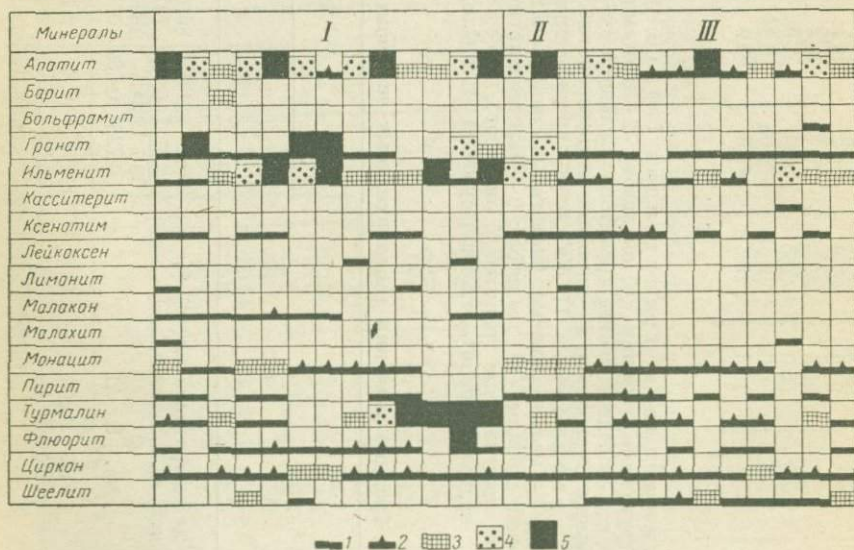


Рис. 20. Содержание акцессориев в нормальных гранитах I фазы калбинского комплекса (I — Песчанский, II — Погореловский и III — Миролюбровский массивы)

1 — знаки; 2 — 0,1–25 г/т; 3 — 26–50 г/т; 4 — 51–100 г/т; 5 — более 100 г/т

Содержание аксессуаров в породах калбинского комплекса (г/т)

Минералы	I фаза				II фаза			III фаза	
	главная субфазия	субфазия контакта	дополнительная субфаза	жилые породы	главная субфаза	дополнительная субфаза	жилые породы	главная субфаза	жилые породы
	(7)	(9)	(2)	(3)	(9)	(8)	(4)	(3)	(4)
Амфиболы	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	Ед. зн.	Ед. зн.	0,6	Ед. зн.	Ед. зн.
Анализ	—	»	Ед. зн.	Ед. зн.	»	—	Ед. зн.	—	»
Апатит	95	203	99	8	50,7	71,2	18,5	16,6	0,7
Арсенопирит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	0,7	Ед. зн.	Ед. зн.	1,6	—	Ед. зн.
Базовисмутит	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	—
Барит	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—	0,5	—	Ед. зн.
Галенит	—	»	—	—	0,1	—	—	Ед. зн.	»
Гранат	1,1	6	22	764	Ед. зн.	Ед. зн.	8,8	5,6	19,7
Ильменит	9,3	46	Зн.	42,6	63	203,6	62,5	0,7	8
Касситерит	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	—
Ксенотим	»	0,7	—	Зн.	»	Ед. зн.	—	21	1,2
Лейкоксен	»	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—	—	Ед. зн.	—	—
Лимонит	3,1	»	—	3,1	0,4	1,6	4,4	Ед. зн.	Ед. зн.
Магнетит	0,1	»	17	33,3	Ед. зн.	0,4	—	—	—
Монацит	20,1	21,5	—	6	2,4	3,7	Ед. зн.	47	1,9
Ортит	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—
Пирит	0,4	0,5	22	0,7	0,6	0,2	0,3	1,4	0,5
Рутил	Ед. зн.	Ед. зн.	—	1,6	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.
Сфен	18,1	6,4	—	Ед. зн.	37,7	8	»	—	0,1
Турмалин	4,4	17	Ед. зн.	17,6	0,7	Ед. зн.	»	Ед. зн.	56
Флюорит	0,4	Ед. зн.	»	Ед. зн.	Ед. зн.	1	—	—	Ед. зн.
Халькопирит	Ед. зн.	»	—	—	»	—	—	Ед. зн.	—
Циркон	12,4	32	Зн.	1,3	10,5	1,8	2,3	6,4	0,8
Шеддит	Ед. зн.	0,1	»	0,1	—	0,3	Ед. зн.	Ед. зн.	0,2
Эпидот	0,5	Ед. зн.	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	—
Валовое содержание аксессуаров	164,9	333,2	160,0	879,0	167,6	291,8	99,5	98,7	89,1

Примечание. Здесь и далее в скобках приведено количество анализов.

(до 46 г/т), иногда появляются турмалин и гранат. В глубинных частях массивов, сложенных среднезернистыми гранитами, среднее содержание апатита уменьшается в два раза, циркона в три раза, а ильменита — в пять раз. Количество сфена, напротив, увеличивается в три раза. Таким образом, глубинные субфации массивов характеризуются сфеновым типом минерализации, а апикальные — ильменитовым, что подтверждает выводы Г. Н. Гогель (1966) для

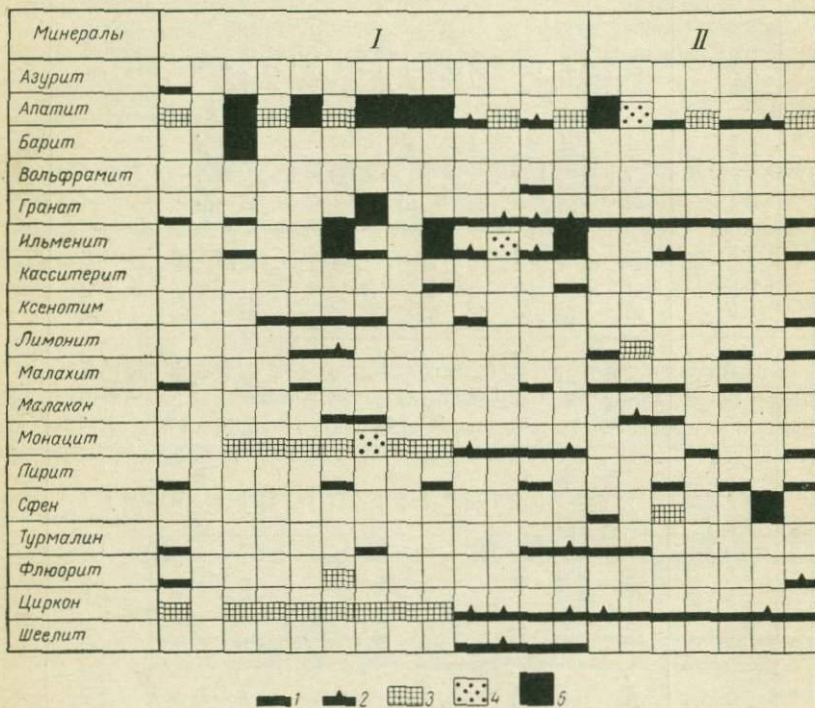


Рис. 21. Содержание аксессуаров в контаминированных (I) и катаклазированных (II) гранитоидах I фазы калбинского комплекса. Условные обозначения см. на рис. 20

Центрального Казахстана. Рассеяние в глубинных зонах массивов циркона и апатита может быть объяснено уменьшением в гранитах биотита, являющегося их главным концентратором. Кроме того, в гранитах главной субфации в несколько раз уменьшается концентрация турмалина и граната, а валовое содержание аксессуаров в два раза меньше, чем в краевых зонах массивов.

В жильных гранитах происходит дальнейшее уменьшение количества апатита, монацита, циркона и накопление турмалина и граната, связанных с наложенными процессами. Для них характерны повышенные содержания ильменита, магнетита, монацита и граната, что отличает их от жильных гранитов последующих фаз. При срав-

нении распределения аксессуаров в гранитах и жильных породах намечается сходство в их качественном составе и в ряде случаев в количественных содержаниях (ильменит), что подчеркивает их генетическое родство.

Геохимические данные

Для геохимической характеристики использованы результаты полуколичественных спектральных анализов, выполненных на приборе ДФС-8. Качество анализов удовлетворительное. Спектральные

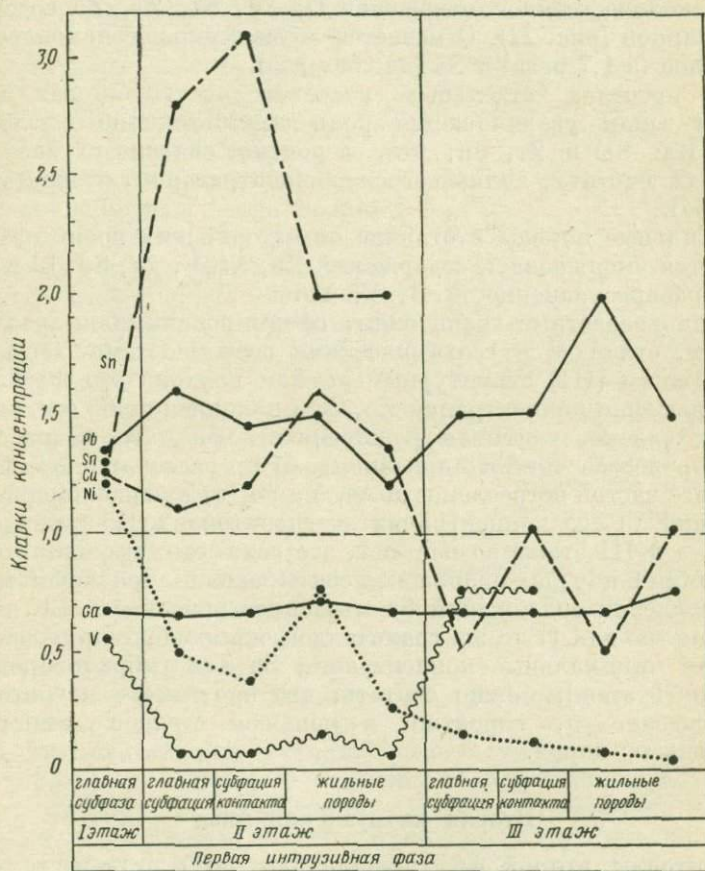


Рис. 22. Распределение элементов-примесей в гранитоидах I фазы калбинского комплекса, развитых в различных частях plutона (в зависимости от глубины их формирования)

анализы проб, отобранных из рудоносных массивов, были обработаны на электронно-вычислительной машине «Минск-2» с применением: а) определений статистических характеристик и χ^2 -критерия и б) многомерного корреляционного анализа.

Основные результаты исследований были освещены В. С. Кузнецовым совместно с автором на Республиканском совещании по геохимическим методам поисков в г. Усть-Каменогорске (1970 г.), поэтому в настоящей работе излагаются лишь некоторые закономерности в распределении элементов-примесей.

1. Распространенными элементами-примесями в гранитоидах являются Pb, Cu, Ga, Ni, V с частотой встречи 60%. Реже отмечаются Zr, Be, Sn, а распространенность Mo, Li, B, As, Y, Yb, Ba составляет менее 30%.

2. В количественном отношении Ga, V, Ni, Zr, Zn содержатся ниже кларков (рис. 22). Отмечается незначительное накопление полиметаллов (в 1,7 раза) и Sn (до трех раз).

3. В пределах отдельных массивов от глубинных к апикальным зонам увеличивается роль ассимиляционных элементов (V, Co, Ba, Sr) и Zr, Sn, что, вероятно, связано с увеличением в породах биотита, являющегося концентратором олова (Материков, 1964).

4. Жильные породы в отличие от материнских гранитов характеризуются уменьшением содержаний Zn, Ni, V, Zr, Sn, Li и увеличением распространенности B, Y, Yb.

5. Одновозрастные гранитоиды, сформированные на различных глубинах, отличаются геохимическими особенностями. От нижних (I) к верхним (III) структурным этапам плутона это выразилось: а) в уменьшении концентрации Zn, Cu и накоплении Pb (см. рис. 22), что обусловлено, учитывая родственность Pb с K, возрастающей ролью процессов микроклинизации; б) в рассеянии Ni, Co, Sr, Mo и более частой встречаемости As, Y, Yb; в) в неравномерном распределении V: его концентрации в гранитоидах II этажа уменьшаются, а в III этаже возрастают, что связано с высокими его содержаниями в породах опановской свиты, ассимилированной магмой; г) в увеличении содержания Sn и распространенности Li, что особенно заметно для II этажа гранитоидов, являющихся рудоносными. Учитывая минимальные концентрации Sn для гибридизированных гранитов (I этаж), можно считать, что оно имеет магматогенное происхождение и, вероятно, в меньшей степени заимствуется из осадочных пород.

Вторая интрузивная фаза

Гранитоиды второй фазы составляют 40% от общего объема магматитов (см. рис. 3). В начале геологического картирования Калбы они понимались рядом исследователей как дополнительные интрузии собственно калбинских гранитов, а в последние годы были выделены в самостоятельную фазу (Дьячков, 1966), которая сопоставляется с гранитами II Нарыма по Г. Н. Щербе (1957₁).

Породы главной субфазы

Эти породы по объему резко преобладают среди других гранитов II фазы. В возрастном отношении они прорывают не только гранитоиды I, но и их жильные дериваты, а сами пересекаются лейкократовыми гранитами последующей фазы (см. рис. 15, рис. 23).

Рассматриваемые граниты образуют крупные массивы (площадью 100—350 км²) купольно-сводовою морфологии (Шошкалинский, Комсомольский, Подгорненский) или линейновытянутые тела мощностью 10—1500 м и протяженностью до 0,5—13 км. Они слагают ядерные, глубинные зоны Калбинского плутона и выходят на дневную поверхность в наиболее эродированных участках массивов (см. рис. 37). Контактные линии массивов в юго-западной части района извилистые, часто апофизные и ступенчатые; в Иртышской зоне смятия — линейные и крутопадающие.

Главная интрузивная субфация представлена среднезернистыми равномернозернистыми гранитами, особенностями которых являются: а) равномернозернистая структура и плитчатая отдельность (рис. 24); б) незначительное содержание ксенолитов и останцов осадочных пород; в) выдержанность петрографического и химического составов; г) бедность жильными породами; д) широкое развитие процессов мусковитизации и др.

Это желтовато-серые равномернозернистые мелко-среднезернистые породы, обладающие гранитовой, гиллидоморфнозернистой и участками микропегматитовой структурами. Средний минеральный состав (по 27 подсчетам) отвечает гранитам (в %): плагиоклаза 29, калиевого полевого шпата 31, кварца 33, биотита 3,8, мусковита 2,6 и акцессориев 0,6 (рис. 25). Иногда отмечаются выделения зонального плагиоклаза (см. рис. 11, з).

По типу кристаллизации эти породы близки к гранитам I, что обусловило появление сходных с ними метасоматитов и типов оруденения, различающихся лишь масштабами развития.

В эндоконтактах зон Комсомольского, Шошкалинского и Подгорненского массивов развиты мелкозернистые субфации, по составу изменяющиеся от аплитовидных гранитов к гранодиоритам

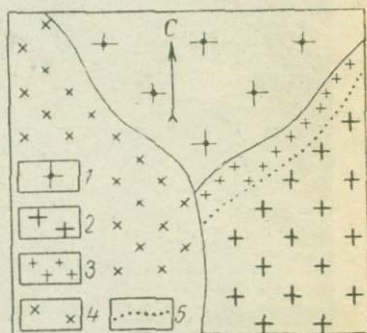


Рис. 23. Характер взаимоотношений гранитоидов I и II фаз калбинского комплекса в Подгорненском массиве

1 — средне-крупнозернистый порфировидный биотитовый гранит I фазы; 2—4 — породы II фазы: средне- и равномернозернистый гранит (2), мелкозернистая оторочка закалки (3), мелкозернистый гранит дополнительной субфазы (4); 5 — границы постепенных переходов



Рис. 24. Пластовая отдельность в гранитах II фазы (Подгорненский массив, ур. Сартайка)

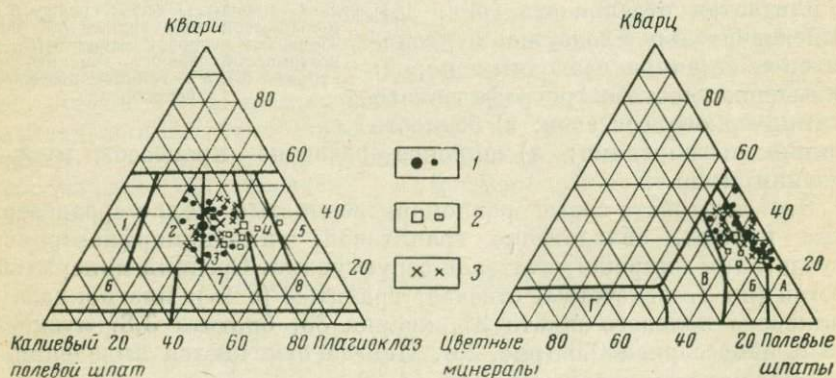


Рис. 25. Диаграмма петрографических составов гранитов II фазы. По методу В. Е. Гендлера, 1956 г.

1—2 — породы главной субфазы: средне- и равномернозернистые биотитовые граниты главной субфазии (1), контаминированные граниты субфазии контакта (2); 3 — мелкозернистые биотитовые граниты дополнительной субфазы

и плагиигранитам. Наиболее крупное тело гранодиоритов (мощностью до 0,4 км и длиной 2,5 км) известно в районе Чебунтайского останца. Образование их объясняется активным взаимодействием инъекций с породами повышенной известковистости (кыстав-курчумской свиты) и явлениями закалки в период охлаждения гранитного расплава. Для них характерны гранитовые, участками лепидогранобластовые и катакlastические структуры. Средний состав пород (по 13 подсчетам) близок к типичным гранодиоритам (в %): плагиоклаза 40, калиевого полевого шпата 16,9, кварца 30,7, биотита 11, мусковита 0,3 и акцессориев 0,8. От гранитов главной субфазии отличаются повышенным содержанием плагиоклаза, биотита и пониженным количеством калиевого полевого шпата. Плагиоклаз в них более основной (№ 34—37). Среди акцессориев появляется силлиманит и гранат.

В Подгорненском массиве и в юго-восточном окончании Шошкалинского массива субфазии контакта сложены мелкозернистыми мусковитизированными гранитами, а в Погореловском массиве — мелкозернистыми плагиигранитами. Мощность таких оторочек колеблется от 10 м до 2 км.

К субфазии сателлитов отнесены мелкие гранитные тела (площадью до 0,5—1 км²), развитые в экзоконтактах Шошкалинского, Погореловского и Комсомольского массивов. По составу они отвечают породам эндоконтактной субфазии и представлены мелкозернистыми биотитовыми гранитами, реже гранодиоритами и плагиигранитами.

Породы дополнительной субфазы

К дополнительной субфазе отнесены мелкозернистые биотитовые граниты, которые прорывают гранодиориты I, граниты II и пересекаются жильными производными II фазы и дайками посткалбинского комплекса. Они образуют типичные трещинные интрузии (площадью до 1—7 км²) неправильно плитообразной, реже штокообразной морфологии, приуроченные к апикальной части массивов, и локализируются в зонах повышенной трещиноватости или в узлах пересечения различных дизъюнктивов (Комсомольский, Подгорненский, Каиндинский и другие массивы). Контуры интрузий в плане имеют причудливые очертания, свидетельствующие о пологом падении контактной поверхности (5—20°). Контакты с вмещающими гранитами резкие или зонально-реакционные в интервале 1—2 м.

Породы характеризуются мелко-равномернозернистой структурой и близки к жильным гранитам. В шлифах они обладают гранитовой, аплитовой структурами с элементами катаклаза. Минеральный состав (по 11 подсчетам) отвечает нормальному граниту (в %): плагиоклаза 34, калиевого полевого шпата 25,1, кварца 31,2, биотита 7, мусковита 2,2 и акцессориев 0,5. Мелкозернистые граниты имеют тот же тип кристаллизации, что и граниты главной субфазы, и отличаются от них лишь количественным соотношением минералов: в них больше плагиоклаза, биотита и меньше калиевого полевого шпата. Уверенно сопоставляются с гранитами III Нарыма (Щерба, 1957₁).

Жильные породы

Жильные породы, сопровождающие гранитоиды II, составляют более 70% от объема схизолитов района, что дало основание некоторым геологам выделить их в самостоятельную фазу. В порядке формирования они представлены жильными гранитами, аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами. Выявлена зависимость пространственного распределения жильных пород от геологической обстановки формирования интрузий.

1. В случае формирования интрузий под экраном гранитов I фазы при длительно сохранившихся постоянных физико-химических условиях происходило равномерное распределение отделяющихся надкритических дистиллятов на большой площади. Это привело к образованию убогой жильной серии, не превышающей 5—10% от общего объема схизолитов района (Каиндинский, Миролюбовский массивы). Жильные граниты, аплиты и аплит-пегматиты представлены здесь, как правило, шлирами и мелкими плитообразными телами мощностью до 1—2 м, прослеживающимися на десятки метров. Пегматиты практически отсутствуют. Дистилляты кислотной стадии вызвали широкое образование кварцевых жил.

2. Становление интрузий II фазы в подвижных зонах, в непосредственном контакте с осадочными породами рамы, сопровождалось относительно быстрыми изменениями термодинамических условий кристаллизации магматического расплава (Шошкалинский, Мокропогореловский, Комсомольский и другие массивы). Поступление магматического расплава в верхние структурные этажи района по системе сближенных разломов вызвало образование серии мелких гранитных тел, а во фронтальных частях интрузий — огромного количества жильных отщеплений; в результате сформировались жильные поля северо-западного простирания (Усучевское, Чебунтайское, Тускаинское). Здесь резко преобладают аплиты и пегматиты, а кварцевые жилы играют подчиненную роль. Аплитовидные граниты обычно постепенно переходят в материнские граниты и имеют близкий состав.

Жильные граниты выполняют в гранитных массивах трещины простирания СЗ 310° (46%) и СВ 60° (41%). Более широко они распространены в пределах Тускаинского останца, где образуют тела правильно плитообразной формы мощностью от 1 до 5 м, длиной до 100—500 м, с углами падения 30—70°. Характеризуются выдержанным минеральным составом и структурой.

Аплитовидные граниты, залегающие в осадочных породах Чебунтайского и Усучевского останцов, согласно вписываются в мелкие складчатые структуры и представлены телами неправильной формы, невыдержанной структурой и изменчивым составом. На воздымании Чебунтайского останца в интрузии II фазы количество жильных гранитов резко сокращается.

Жильные граниты представляют породу светло-серого цвета тонко- и мелкозернистой структуры. Микроскопически они характери-

зуются гранитовой, катакластической структурами и состоят из калиевого полевого шпата (38%), кварца (30,7%), плагиоклаза (23%), мусковита (5,3%), биотита (2,5%) и аксессуариев (0,5%). Последние представлены гранатом, апатитом и турмалином. От вмещающих гранитов отличаются большим содержанием калиевого полевого шпата и меньшим — плагиоклаза и биотита.

Аплиты, аплит-пегматиты преобладают среди схизолитов II фазы, образуя совместно с жильными гранитами три вышеуказанных поля. Они занимают несколько иную ориентировку, чем аналогичные породы в гранитах I, выполняя продольные трещины отдельности простираения СЗ 320° (17,4%), но с крутыми углами падения ($82-90^\circ$) к северо-востоку и юго-западу (см. рис. 18, б). Если в гранитах I поперечная трещиноватость выражена слабо, то в гранитах II она увеличивается: простираение СВ 40° (17,4%) и СВ 60° (12%). Следовательно, в период локализации рассматриваемых пород в гранитоидах II оказались открытыми как продольные, так и поперечные системы трещиноватости.

Морфологически в гранитах развиты шпирь и прожилки аплитов мощностью 0,2—0,5 м, реже 1—3 м с резкими или постепенными контактами. В осадочных породах аплиты и аплит-пегматиты представлены двумя морфологическими типами: а) крупными (0,5 × 3 км) телами неправильно плитообразной, пластообразной и линзовидной формы, согласными с осадочными породами (Чибунтайская, Войлочевская депрессии); б) крутопадающими правильно плитообразными телами мощностью от 1 до 10 м, длиной до 0,3—0,5 км (Тускаинский останец).

Жильные породы характеризуются мелко- и крупнозернистыми структурами, участковыми и полосчатыми текстурами. Микроскопически они обладают гранитовой, аплитовой и панксеморфнозернистой структурами. Минеральный состав пород (в %): плагиоклаза 23,2, калиевого полевого шпата 37,1, кварца 35, биотита 0,5, мусковита 2,6 и аксессуариев 1,6%. В шлифах много зерен граната размером до 0,1—0,3 мм и турмалина.

Таким образом, описанные породы по геолого-петрографическим признакам отличаются от аплитов, связанных с гранитами I, следующими особенностями: а) в общем большей распространенностью; б) структурной приуроченностью не к гранитам, а к останцам осадочных пород; в) неправильной морфологией; г) преобладанием в составе калишпата над плагиоклазом и характерными аксессуориями — турмалином и гранатом.

Пегматиты контролируются теми же структурными элементами, что и аплит-пегматитовые жилы, но имеют меньшее распространение и развиваются в основном в краевых частях Чибунтайской и Усучевской депрессий. По условиям залегания, морфологии, вещественному составу пегматиты близки к аплит-пегматитам, но отличаются от них по текстурным и структурным особенностям. По классификации Н. А. Солодова (1962) они относятся к микроклиновому и отчасти к микроклин-альбитовому типам. Среди микроклинового типа

выделены: а) шерл-микроклиновые и б) мусковит-микроклиновые пегматиты.

Шерл-микроклиновые пегматиты преобладают в районе и по классификации К. А. Власова относятся к первому (графическому) типу, обладая средне-, реже грубозернистыми структурами и графическими текстурами. Для них характерно зонально асимметричное сложение, с развитием висячем боку тел крупнозернистых или мелкоблоковых зон. Главным процессом замещения является турмалинизация. Минеральный состав пегматитов чаще всего следующий (в %): микроклина 20—25, плагиоклаза 25—30, кварца 40—47, мусковита 3,7—5, шерла 1,5—5, прочих минералов 0,5—1. В практическом отношении шерл-микроклиновые пегматиты не представляют интереса.

Мусковит-микроклиновые мелкоблоковые пегматиты с колумбит-редкометалльной минерализацией известны в Шошкалинском и Подгорненском массивах. На Чебунтайском рудопроявлении развиты также микроклин-альбитовые пегматиты с танталит-колумбитом.

Кварцевые жилы распространены в юго-западной части района. Среди них выделено два типа: а) высокотемпературные с оловянно-вольфрамовым оруденением, б) низкотемпературные безрудные. Последние, выполняющие швы тектонических нарушений, зонки дробления и трещины отдельности в гранитах, сложены молочно-белым, часто охристым кварцем.

Особенности петрохимического состава

Гранитоиды II по химическому составу несколько отличаются от пород I фазы (см. табл. 13, 14, рис. 26). Среднезернистые граниты главной субфазы по составу близки к среднему типу гранитов по Р. Дэли, отличаясь несколько меньшим содержанием Fe_2O_3 и Na_2O . Калий в них почти всегда преобладает над натрием, лишь иногда в контактах с гранитами I эти отношения меняются на обратные (Каиндинский массив). По сравнению с гранитами I в рассматриваемых гранитах меньше извести (*c*) и железа (*f'*), но больше Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и MnO .

Мелкозернистые гранодиориты субфазы контакта отличаются от гранитов повышенным содержанием глинозема, железо-магнезиальных компонентов и бедностью кремнезема и щелочами. В составе последних *Na* преобладает над *K*. В этих породах больше извести (*c*), а отношение *a* : *c* является минимальным среди пород калбинского комплекса. В целом же гранитоиды главной субфазы по составу близки к послекембрийскому граниту по Р. Дэли.

Мелкозернистые граниты дополнительной субфазы по химическому составу незначительно отличаются от вышерассмотренных гранитов. В них уменьшается сумма щелочей при незначительном преобладании калия над натрием. Содержание извести (*c*) увеличивается, а отношение *a* : *c* уменьшается, что находит свое выражение

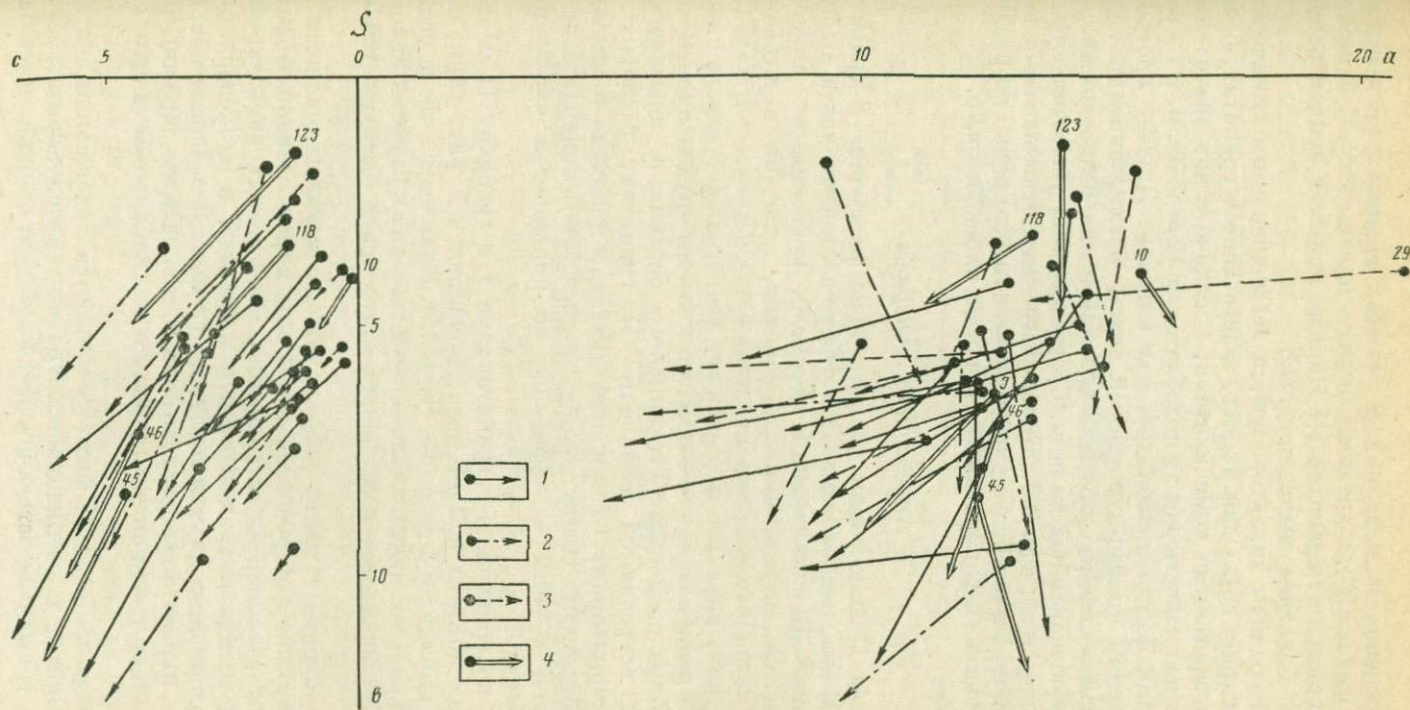


Рис. 26. Петрохимическая диаграмма гранитов II фазы калбинского комплекса

1—3 — векторы пород: главной субфазы (1), дополнительной субфазы (2), жильных гранитов (3); 4 — средние типы магматических пород (по Р. Дэли): 45 — гранодиорит, 46 — дацит, 3 — послекембрийский гранит, 118 — риолит Йеллоустонского парка, 123 — гранитовый аплит, 10 — щелочной гранит

в большей основности плагиоклаза. В этих гранитах уменьшается содержание железа (f'), а увеличивается — магнезия (m'). Средний состав их отличается от гранитов III Нарыма меньшей концентрацией SiO_2 , CaO и большим значением FeO .

Жильные граниты характеризуются невыдержанным химическим составом (см. рис. 26). Одни из них, залегающие в гранитах, бедны железом-магнезиальными компонентами, а щелочи в них значительно преобладают над известью ($a : c$ колеблется от 12,9 до 32,5). В составе щелочей калий всегда преобладает над натрием. Другие прорывающие отложения кыстав-курчумской свиты богаты окисями кальция, магнезия и железа; количество щелочей в них резко снижается, а натрий преобладает над калием. Соответственно увеличиваются c , m' и уменьшается $a : c$ до 2,9. Жильные граниты отличаются от аналогичных пород I фазы более кислым составом, что видно по различному положению их фигуративных точек на плоскости aSb .

Акцессорные минералы

В гранитах II акцессории распределены различно. В гранитах главной субфазы, расположенных в северо-восточной части района (Погореловский Шошкалинский массивы), постоянными акцессориями являются апатит, циркон, монацит, ксенотим и ильменит (рис. 27). В незначительных количествах в них встречаются малахит, азурит, галенит, англезит и церуссит, что отражает зараженность этого района редкометалльно-полиметаллическим оруденением. В контаминированных разностях Тускаинского останца в повышенных количествах встречаются амфиболы. В гранитах, развитых на остальной территории, содержание апатита, монацита и циркона заметно снижается. Почти полностью исчезают минералы полиметаллической группы и амфиболы, но появляются касситерит, шеелит и барит.

В целом по сравнению с гранитоидами I в гранитах II меньше концентрации апатита в 2—4 раза, монацита в 7 раз, турмалина в 24 раза, а циркона в 3 раза (см. табл. 15). Количество сфена увеличивается в 6 раз, что подчеркивает его увеличение в глубинных зонах массивов. Средневаловое содержание акцессориев уменьшается в 2 раза.

Граниты дополнительной субфазы обладают унаследованным составом акцессориев от родственных к ним пород главной субфазы. В отличие от рассмотренных гранитов, для которых характерными минералами титана являются сфен и ильменит, в мелкозернистых гранитах содержание ильменита (230,6 г/т) почти в 4 раза больше, причем сфен играет подчиненную роль (8 г/т). Таким образом, подчеркивается приуроченность ильменита к апикальным зонам массива.

В жильных породах II фазы уменьшается содержание апатита, сфена, монацита, а увеличивается граната, арсенопирита, барита и лимонита. В них полностью исчезает ксенотим, но появляется базо-

висмутит. Содержание ильменита близко к таковому в породах главной субфазы. Подобная унаследованность наблюдается и в других фазах комплекса, поэтому ильменит может быть использован для корреляционных целей при картировании интрузивных образований.

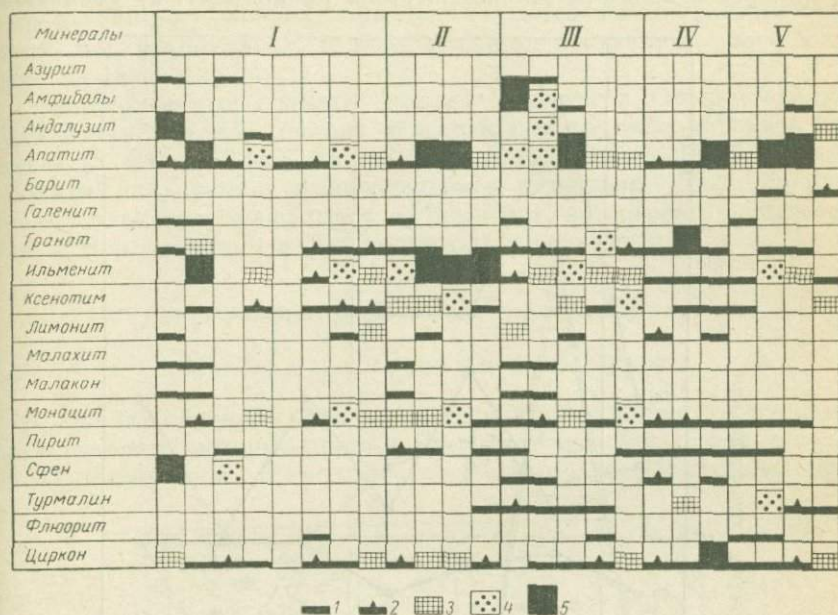


Рис. 27. Содержание аксессуаров в гранитах II фазы калбинского комплекса (I — нормальные, II — контаминированные, III — микроклинизированные, IV — альбитизированные и V — мусковитизированные разности).

Условные обозначения см. на рис. 20

Геохимические данные

Для рассматриваемых гранитоидов характерна та же ассоциация элементов, что и для пород I фазы. Сравнение фоновых содержаний и дисперсий распределения выявило некоторые отличия в поведении элементов в разновозрастных гранитоидах.

В породах главной субфазы уменьшаются концентрации Sn и Be, но накапливаются V, Bi, Ga, а, по данным А. Р. Бутко (1966 г.), также Ti, Mo, W. Вольфрам встречается в мономинералах. Cu, Pb, Zn обнаруживают близкие геохимические параметры.

Граниты дополнительной субфазы отличаются от пород главной субфазы меньшими концентрациями Cu, Pb (рис. 28), уменьшением распространенности Co, Cr, Sr, V и большей частотой встречаемости Ti.

В жильных породах уменьшается распространенность Zn, V, S, Li, но увеличивается B, Y, Yb, As. Геохимически они близки

к жильным дериватам I фазы, отличаясь от последних меньшими концентрациями Cu и большей распространенностью V .

Как и для предыдущей фазы, выявлены различия в распределении элементов в зависимости от глубинности формирования гранитоидов. От нижних к верхним этажам плутона происходит: а) уменьшение

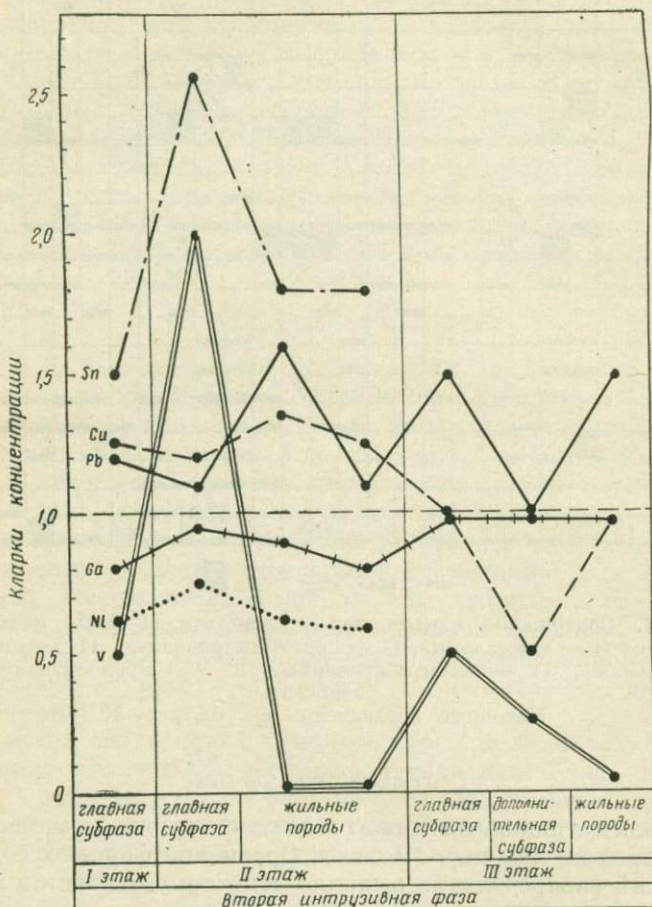


Рис. 28. Распределение элементов-примесей в гранитоидах II фазы калбинского комплекса

средних содержаний Cu , V , Zr и увеличение Pb , Ga ; б) рассеивание Zn , Co , Sr и увеличение распространенности Sn , W , Li , As , Yb . Таким образом, установленная зависимость в поведении элементов от глубинности становления гранитоидов имеет закономерный характер. В целом от нижних к верхним этажам плутона рассеивались халькофильные (Zn , Cu) и ассимиляционные элементы (V , Co , Sr), но накапливались свинец, редкие и сопутствующие им компоненты (Sn , W , Li , As , Y , Yb).

Третья интрузивная фаза

Крупнозернистые лейкократовые граниты монастырского типа, составляющие 20—30% от объема калбинского комплекса, развиты в юго-западной части плутона и контролируются зоной Теректинского глубинного разлома. Они локализуются вдоль границы отложений такырской свиты и вышележащих песчаников опановской свиты нижнего карбона.

Рассматриваемые граниты широко развиты в Северо-Западной и Центральной Калбе, где они образуют ряд крупных массивов площадью до 400—500 км² (см. рис. 2). В Восточной Калбе породы III фазы пользуются незначительным развитием (5%). Граниты дополнительной субфазы здесь не известны, но широко распространены в Монастырском и Дунгалинском массивах.

Геолого-петрографическая характеристика

Породы главной субфазы

К породам главной субфазы отнесены крупнозернистые лейкократовые граниты, которые прорывают гранитоиды I и II фаз (рис. 29, 30, 31), а в пределах Миролюбовского массива содержат ксенолиты

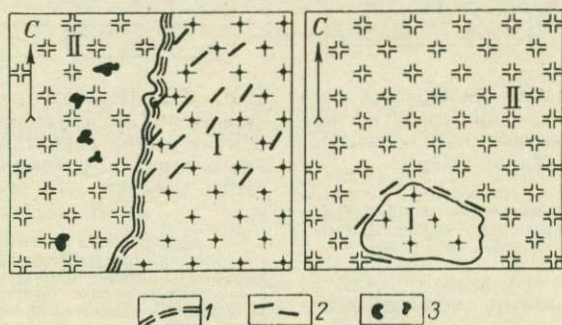


Рис. 29. Характер контакта гранитов I и III (на рис. цифра II) фаз калбинского комплекса

1 — биотитовая оторочка; 2 — порфировидные включения калиевого полевого шпата; 3 — гнезда турмалина

жильных пород I фазы. По данным В. В. Лопатникова, в долине р. Каратсайган эти граниты прорывают граниты II фазы и срезают находящиеся в них пегматитовые жилы. Контакты их с более ранними гранитами пологие (10—40°) и часто ступенчатые.

Рассматриваемыми гранитами сложены две полукольцевые интрузии. Одна из них в южном окончании Миролюбовского массива образует прерывистую полосу шириной до 2 км в контактовой зоне гранитов и осадочных пород. Вторая интрузия в долине рек

Каратсайган и Войлочевки контролируется контактовыми плоскостями гранитов I и II фаз и прогибами кровли. Мелкие тела монастырских гранитов известны в Каиндинском массиве.

Морфологические лейкократовые граниты — маломощные пластообразные интрузии, тяготеющие к верхнему структурному этажу Калбинского плутона (см. рис. 36).

Экзоконтактовые изменения, связанные с этими гранитами, выражены крайне слабо и фиксируются узкими (100—200 м) зонами орговикования. Явления магматического замещения отсутствуют.

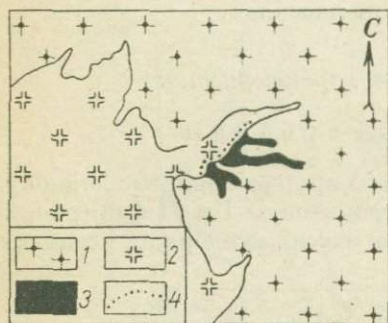


Рис. 30. Прорывание калбинских гранитов гранитами монастырского типа в районе Миролюбковского массива, уч. Салиенков Ключ

1 — порфириновые биотитовые граниты I фазы; 2 — крупнозернистые лейкократовые граниты; 3 — аплитовидные граниты; 4 — граница постепенных переходов

Отличительными особенностями гранитов являются их лейкократовый облик, незначительное содержание ксенолитов осадочных пород, широкое развитие гнезд и прожилков (размером до 20 см в поперечнике кварц-турмалинового состава (см. рис. 29).

Монастырские граниты — это крупнозернистые светло-серые породы равномернозернистой, реже порфиридной структуры и массивно-глыбовой текстуры. При выветривании они образуют характерные скальные выходы или останцы куполовидной формы с карманами выдувания.

Под микроскопом структура гранитовая, неравномернозернистая с элементами бластеза. Минеральный состав (по данным 15 замеров) отвечает лейкократовым гранитам (в %): плагноклаза 24,1,

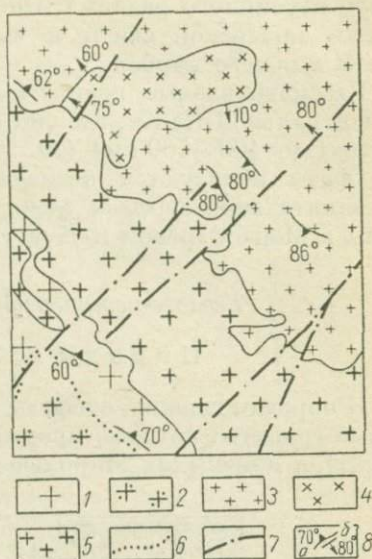


Рис. 31. Пересечение калбинских гранитов крупнозернистыми лейкократовыми гранитами монастырского типа, в районе Каратсайганского массива. По А. В. Зобкову, Ю. Н. Логунову

1 — порфириновые биотитовые граниты I; 2 — контаминированные граниты, гнейсы I фазы; 3 — среднезернистые и 4 — мелкозернистые биотитовые граниты II фазы; 5 — крупнозернистые лейкократовые граниты монастырского типа (III фазы); 6 — граница постепенных переходов; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания: ориентированных структур течения (а), контактовой поверхности гранитов (б)

калиевого полевого шпата 36,6, кварца 32, биотита 4,1, мусковита 1,3 и аксессуариев 1,9 (рис. 32). По сравнению с гранитами ранних фаз в монастырских гранитах калиевый полевой шпат существенно преобладает над плагиоклазом, увеличивается содержание кварца и значительно уменьшается количество плагиоклаза и биотита. В процессе образования этих гранитов происходило прогрессирующее нарастание кислотности расплава, что типично для фации гранитов с кислотным типом кристаллизации. Это предопределило

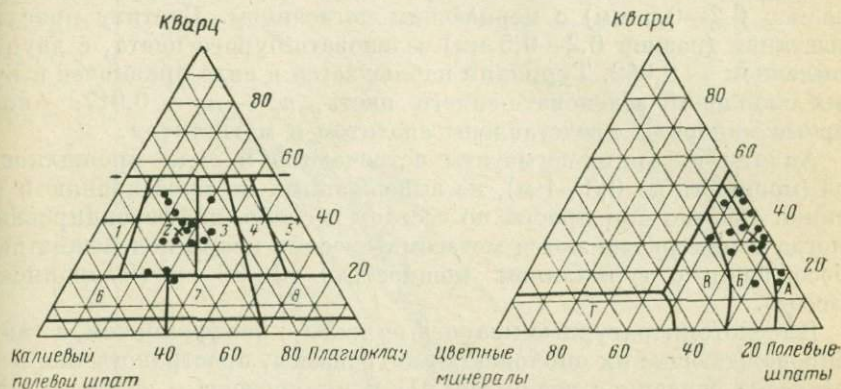


Рис. 32. Диаграмма петрографического состава крупнозернистых лейкократовых гранитов III фазы. По методу В. Е. Гендлера, 1956 г.

интенсивное развитие галоидо-кислотной стадии минерализации, в которую образовались вольфрамоносные грейзеновые и кварцево-жильные тела.

Жильные породы

Граниты III бедны жильными проявлениями, представленными мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, аплитами и кварцевыми жилами. Жильные граниты и аплиты пространственно ассоциируются с монастырскими гранитами, а кварцевые жилы иногда имеют постепенные переходы с их окварцованными разностями. При подходе к гранитам ранних фаз жильные тела выклиниваются и лишь некоторые из них проникают в граниты на расстояние 1—10 м. Морфологически они отличаются от жильных дериватов ранних фаз небольшими размерами, правильно плитообразной формой и лейкократовым обликом.

Жильные граниты образуют единичные крутопадающие тела мощностью от 1 см до 2—3 м, приуроченные к трещинам отдельности или зонам повышенной трещиноватости простирания СЗ 340° — СВ 20°. По составу от аналогичных жил ранних фаз они отличаются большим содержанием калиевого полевого шпата (40—45%) и меньшим количеством биотита (1—1,5%). Количество плагиоклаза

и кварца составляет соответственно 30—25%. Структура породы гранитовая порфировидная. Калиевый полевой шпат находится в двух генерациях. Калиевый полевой шпат I представлен микроклин-пертитом, образующим зерна (размер 1,8—5,4 мм) неправильной формы. Корродируется кварцем, мелкими зернами плагиоклаза и калиевым полевым шпатом поздней генерации. Плагиоклаз (альбит № 2) — призматические зерна (размер 0,2—0,8 мм), сдвойникованные по карлсбадскому закону. Кварц образует округлые зерна (размер 0,2—0,5 мм) с мерцающим погасанием. Биотиту присущи пластинки (размер 0,2—0,5 мм) зеленовато-бурого цвета, с двуупреломлением — 0,040. Турмалин наблюдается в виде призмочек и кучных скоплений зеленовато-синего цвета, $n_g - n_p = 0,017$. Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Аплиты и аплит-пегматиты встречаются в виде прожилковых тел (мощность до 0,3—1 м), не выдержанных по простиранию и падению. Обычно они просты по составу и слабо дифференцированы; иногда в них развиваются метасоматические кварц-полевошпатовые обособления с турмалином мощностью 10—20 см (Каиндинский массив).

Высокотемпературные кварцевые жилы с вольфрамитом, а также сопровождающие их околожилльные грейзены, пространственно и генетически связаны с гранитами III и приурочены к эндоконтактам Миролюбовского массива.

Особенности петрохимического состава

При формировании гранитов III фазы происходило дальнейшее изменение химического состава исходной гранитной магмы. Граниты главной субфазы характеризуются лейкократовым составом и отличаются от гранитов ранних фаз большими содержаниями светлых компонентов, щелочей (с резким преобладанием K над Na), свободного кварца, а также высоким значением $f' : m'$ (см. табл. 14). В составе Fe резко увеличивалась роль Fe^{2+} . В цветных минералах FeO значительно преобладает над MgO (см. табл. 13). Содержание извести (с) по сравнению с более древними гранитами меньше в 1,5—2 раза, что дало более кислый состав плагиоклаза. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 33) рой фигуративных точек лейкократовых гранитов расположен вблизи линии составов риолита — аляскита по Р. Дэли. Средний состав их близок к монастырским гранитам Центральной Калбы по В. А. Филиппову (1965₁).

Жильные граниты, близкие по составу к лейкократовым гранитам, являются наиболее кислыми разностями комплекса, фигуративная точка которых на диаграмме (см. рис. 33) занимает верхнее положение. От ранних аналогов они отличаются большим содержанием кварца, суммы щелочей и меньшим — железо-магнезиальных компонентов и извести ($a : c = 24,9$). Средний состав пород фазы близок к аляскиту по Р. Дэли.

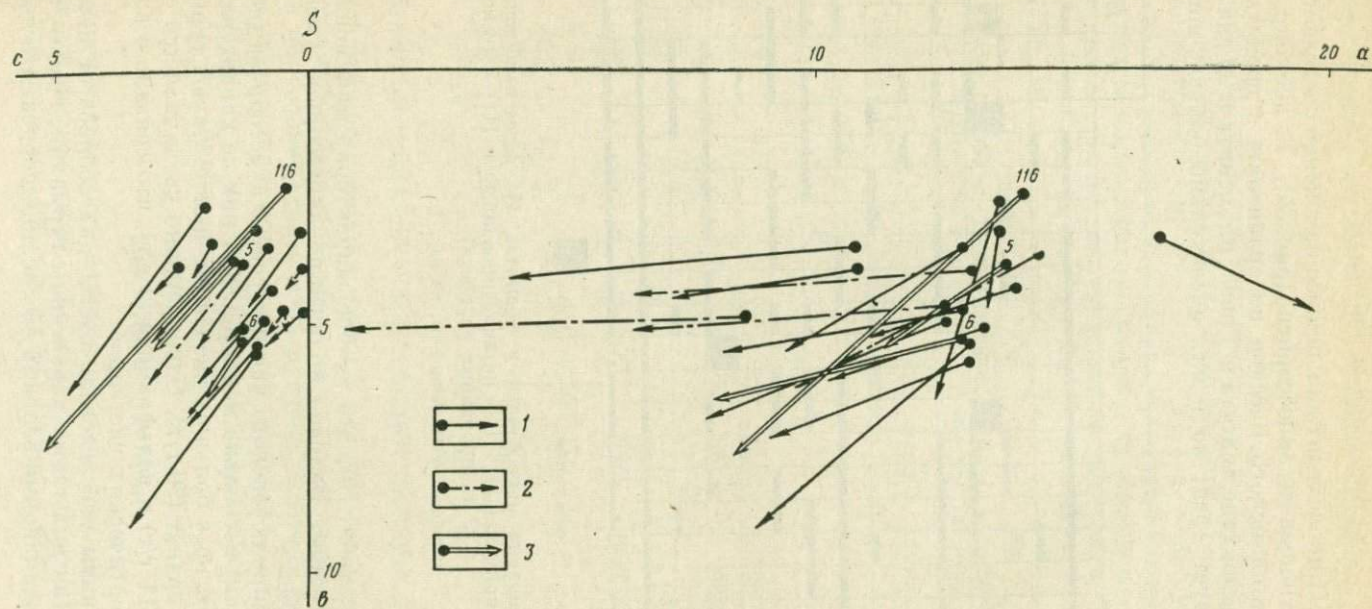


Рис. 33. Петрохимическая диаграмма гранитов III фазы калбинского комплекса

1 — векторы крупнозернистых лейкократовых гранитов; 2 — жильных гранитов; 3 — средние типы магматических пород (по Р. Дэли); 4 — липарит (по автору), 5 — риолит, включая 24 липарита, 116 — аляскиит

Акцессорные минералы

В гранитах III происходит дальнейшее изменение состава и количественных соотношений акцессориев (рис. 34). В лейкократовых гранитах из Каиндинского массива по сравнению с гранитами II уменьшается содержание апатита в 3 раза, ильменита в 90 раз и полностью отсутствует сфен, но в них значительно больше монацита

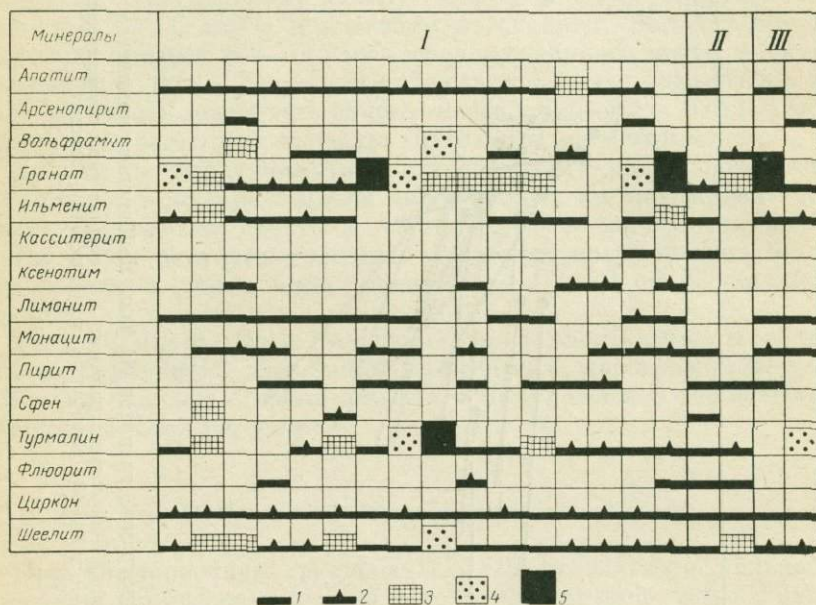


Рис. 34. Содержание акцессориев в гранитах III фазы калбинского комплекса (I — нормальные, II — катаклазированные и III — мусковитизированные разности)

Условные обозначения см. на рис. 20

и ксенотима (см. табл. 15), что вообще характерно для монастырских гранитов Калбы. Валовое количество акцессориев уменьшилось в 1,5—2 раза.

В гранитах Миролюбовского массива состав акцессориев (по данным 17 протолочек) несколько меняется: для них не характерны монацит и ксенотим, но в больших значениях присутствуют турмалин (более 100 г/т) и гранат (90 г/т). Одновременно увеличивается содержание шеелита (11 г/т) и вольфрамит (6 г/т), что связано с воздействием послемагматических растворов.

Жильные граниты унаследовали состав акцессориев от материнских гранитов. Для них также характерны турмалин, гранат, монацит, ксенотим и одинаковый валовый объем акцессориев, что подчер-

кивает их родство с лейкократовыми гранитами. Минералогически они существенно отличаются от жильных гранитов ранних фаз (см. табл. 15).

Геохимические данные

Граниты III фазы по геохимическим особенностям отличаются от более ранних гранитоидов. Устойчивыми элементами-примесями в них являются Pb, Cu, Zn, Yb, Mn, Ti, Ga. Резко уменьшается, по сравнению с гранитами I и II фаз, распространенность Li, Zn, As, Cr, Co, Sn. В монастырских гранитах также уменьшаются средние содержания Sr, Ba и увеличиваются концентрации Yb, Pb, Ni, Mn, Ga (табл. 16). Специфическими элементами-примесями являются V, Pb, Y, Yb, W.

Таблица 16

Среднее содержание (\bar{x}) и дисперсии распределения элементов (S^2) в гранитах калбинского комплекса ($n \cdot 10^{-3}\%$)

Элементы	Крупнозернистые порфировидные граниты I фазы (Чудское м-ние)		Среднезернистые равнозернистые граниты II фазы (Карашское м-ние)		Крупнозернистые лейкократовые граниты III (Большевистское м-ние)	
	\bar{x}	S^2	\bar{x}	S^2	\bar{x}	S^2
Sn	3,86	113,48	5,05	18,99	1,10	0,48
Li	8,27	26,26	15,87	85,39	—	—
Be	0,32	0,04	0,68	0,61	0,28	0,09
Yb	0,33	0,03	0,13	0,008	0,47	0,17
Pb	4,02	1,16	2,40	1,05	6,01	7,05
Cu	6,63	2,56	5,67	18,44	5,30	15,80
Zn	4,83	2,47	4,27	15,81	2,14	1,38
Ni	0,86	0,35	0,68	0,76	1,11	0,53
Co	0,41	0,009	—	—	—	—
V	2,06	0,60	1,75	0,39	1,37	0,40
Mn	8,27	26,26	27,27	322,54	13,17	74,14
Ti	72,33	344,55	48,92	428,07	35,99	223,99
Ga	2,27	0,41	2,23	0,41	3,09	0,75

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ КАЛБИНСКОГО ПЛУТОНА

Закономерности формирования и размещения месторождений зависят от многих факторов; среди них важное значение имеют морфология и внутреннее строение интрузивов. Поэтому при петрологических исследованиях этим вопросам уделялось большое внимание (Б. А. Дьячков и др., 1968 г.; В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, 1971 г.; Г. Н. Щерба и др., 1971 г.).

Морфология плутона

По гравиметрическим данным, в Калба-Нарымской зоне получен крупный минимум силы тяжести северо-западного простирания протяженностью до 400 км (П. В. Сериков, 1968 г.). Ширина его

варьирует от 25 км в северо-западной и юго-восточной частях района до 50—60 км в пределах Центральной Калбы. Он осложняется серией локальных отрицательных аномалий разной интенсивности. В связи с этим амплитуда минимума на разных его участках изменяется от 12 до 32 мгал.

Каждая из рассматриваемых локальных аномалий соответствует определенным гранитным интрузиям, выходящим на эрозионный срез (Каиндинский, Чебундинский, Миролюбовский и др.). Природу минимума в целом расшифровать труднее, так как он искажается региональным гравитационным фоном, который обусловлен поверхностью Мохоровичича. После исключения из поля влияния этой поверхности путем его осреднения с радиусом палетки 180 км минимум силы тяжести приобретает более четкие очертания. В плане он повторяет конфигурацию Калба-Нарымского плутона в целом. Исходя из этого, П. В. Сериков предполагает, что минимум обусловлен влиянием гранитоидов рассматриваемого плутона.

Анализ физических свойств горных пород района, приведенных в табл. 17, показывает, что плотность песчано-сланцевых отложений довольно постоянная и колеблется для образцов из естественных обнажений в пределах 2,66—2,68 г/см³, а для образцов из скважин 2,73—2,74 г/см³. Плотность гранитов соответственно изменяется от 2,59 до 2,64 г/см³, т. е. недостаток их плотности по отношению к вмещающим породам достигает 0,1 г/см³.

Таблица 17

Плотностные характеристики пород Калба-Нарымской зоны

Порода	Образцы из естественных обнажений		Образцы из глубоких скважин	
	г/см ³	число измерений	г/см ³	число измерений
Песчаники	2,66	2058	2,73	1250
Алевролиты	2,68	243	2,74	1250
Глинистые сланцы	2,66	508	2,73	147
Граниты, аплиты	2,59	1711	2,64	230
Диабазы, габбро-диориты	2,87	96	2,82	54
Диориты	—	—	2,75	115

Данные табл. 17 были приняты за основу для проведения количественных расчетов. Для определения формы гранитных интрузий выполнены количественные расчеты по 18 поперечным и 3 продольным профилям (рис. 35).

Обобщая геолого-геофизические данные (Г. Н. Щерба и др., 1971 г.), можно сделать вывод, что в целом Калба-Нарымский плутон представляет собой громадную плиту, а не батолит, как это предполагалось ранее, форма которой в разных ее сечениях изменяется от собственно плитообразной до неправильно линзовидной и иногда усложняется появлением конусообразных выступов в донной части.

При значительных размерах в плане (длина 400 км, ширина 20—50 км) плита имеет ограниченную вертикальную мощность, при колебаниях в 2—12 км, составляющую в среднем 6—7 км. Наиболее сложная морфология у тех частей плутона, которые непосредственно приурочены к местам сопряжения северо-западных и субширотных глубинных разломов. В таких участках наблюдается значительное

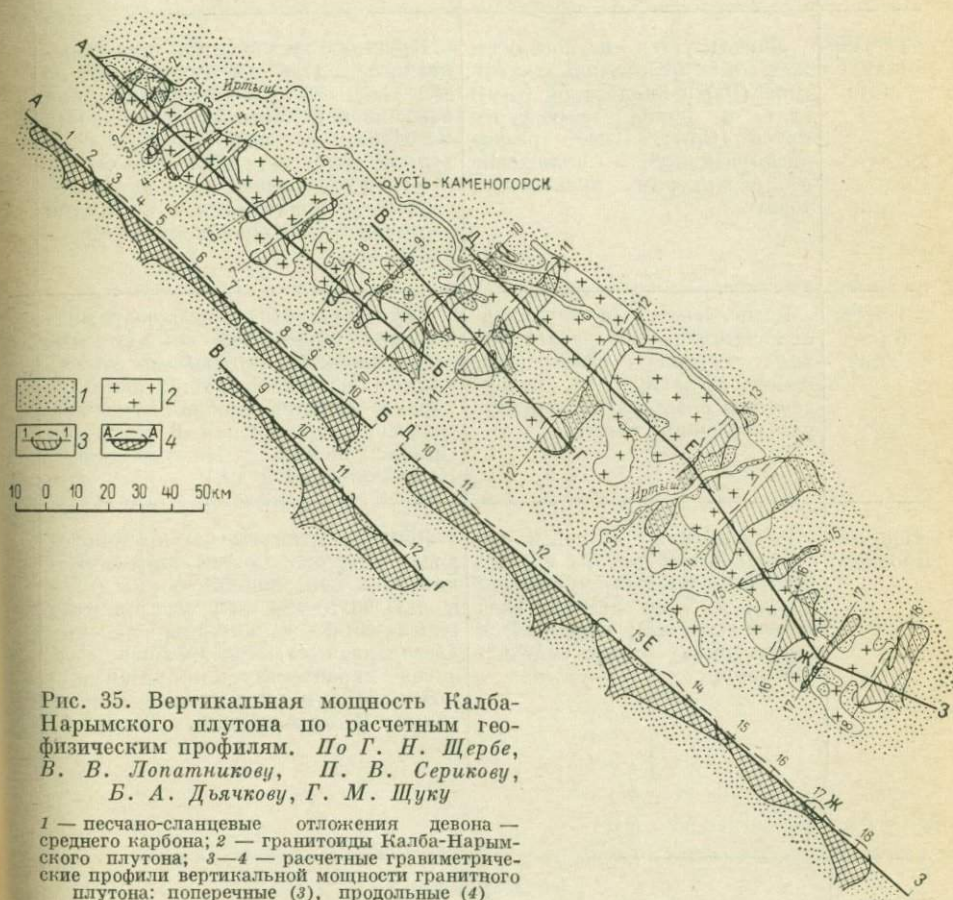


Рис. 35. Вертикальная мощность Калба-Нарымского плутона по расчетным геофизическим профилям. По Г. Н. Щербе, В. В. Лопатникову, П. В. Серикову, Б. А. Дьячкову, Г. М. Шуку

1 — песчано-сланцевые отложения девона — среднего карбона; 2 — гранитоиды Калба-Нарымского плутона; 3—4 — расчетные гравиметрические профили вертикальной мощности гранитного плутона: поперечные (3), продольные (4)

увеличение вертикальной мощности гранитоидов, а их корневые части получают четкое морфологическое выражение в виде крупных штоков, погружающихся вниз от среднего уровня «подошвы» на 3—5 км (см. рис. 35). Средние значения вертикальной мощности плутона в центральной его части составляют 8 км, на северо-западном фланге 4—5 км, для юго-восточной оконечности — около 6 км, а общий диапазон колебаний составляет 2—12 км.

Площади, тяготеющие к участкам повышенной мощности, характеризуются обычно многократным проявлением интрузивной

Особенности морфологии, магматизма

Структурные этажи плутона	Геологическая позиция частей плутона	Морфология
		главные морфологические особенности
Третий (верхний)	Локализуется в контактовых зонах отложений такырской (D ₃) и опановской (C ₁ V ₂) свит и пород намюрского яруса (C ₁ P ₁). Имеет резкое дискордантное положение к структурам вмещающих толщ	Крупные линзовидные тела монолитного сложения (площадью до 200 км ²), в плане овальной или языковидной формы, поверхность массивов имеет плоский первичный рельеф, наклоненный к юго-западу (5—10°); она осложнена единичными сводовыми поднятиями и широкими депрессиями (Кандинский, Мирлюбовский)
Второй (средний)	Располагается в центральной части района в отложениях такырской свиты (D ₃), имеет согласную и дискордантную позицию к структурам осадочной толщи	Крупные плито- и штокообразные массивы (площадью до 300 км ²), сочетающиеся с корневыми отростками в магмоподводящих каналах, характеризуются сложной купольно-сводовой морфологией поверхности (Шошкалинский, Подгорненский, Комсомольский и др.)
Первый (нижний)	Размещается в северо-восточной части района в отложениях кыстав-курчумской (D ₂ gv) и более древних свит (корни плутона); подчиняется структурному плану складчатой толщи	Линейновытянутые крутопадающие тела правильной плитообразной или линзовидной формы (площадью до 10—30 км ²) со сложными контактами, характерны явления «расслаивания», поверхность массивов характеризуется гребневидными поднятиями и узкими депрессиями (Погореловский, Васильевский)

Структурные этажи плутона	Магматизм	
	Послемагматические изменения	Контактово-метасоматический метаморфизм
Третий (верхний)	Интенсивная площадная микрোকлинизация, меньше мусковитизация и турмалинизация Локальная грейзенизация и окварцевание	Узкие зоны контактовых роговиков мощностью до 0,1—0,3 км

и металлогении Калбинского плутона

глубина, км	Магматизм		Эндоконтактные изменения
	Жильные породы калбинского комплекса, объем, %		
3—4	Жильные породы, развитые в краевых зонах массивов, в целом не характерны; среди них резко преобладают кварцевые жилы	I фаза 70 II фаза 20 III фаза 10	Процессы контаминации и гибридизма не характерны
4—5	Распространены жильные граниты, аплиты, пегматиты и кварцевые жилы	I фаза 45 II фаза 50 III фаза 5	Наряду с процессами контаминации развиваются мелкозернистые субфации контакта
Более 5—6	Преобладают жильные граниты, аплиты, реже пегматиты; приурочен к фронтальным частям интрузий и останцам осадочных пород	I фаза 60 II фаза 40	Широко проявились процессы контаминации и гибридизма

Продолжение табл. 18

	Металлогения		
	Генетические типы оруденения		
	I фаза	II фаза	III фаза
Гидротермальный (Sn)			Гидротермальный (W)
		Грейзеновый (Sn—W)	Грейзеновый (W)

Структурные этажи плутона	Магматизм	
	Послемагматические изменения	Контактово-метасоматический метаморфизм
Второй (средний)	Интенсивная площадная мусковитизация, реже альбитизация и микроклинизация	Ореолы контактовых роговиков достигают 0,5—1,5 км; процессы гранитизации менее интенсивны, а мигматизация не характерна
Первый (нижний)	Интенсивная локальная микроклинизация и слабая мусковитизация	Широкие ореолы роговиков (более 2—3 км), интенсивная гранитизация; характерны процессы магматического замещения

Примечание. Полужирным выделены главные компоненты.

деятельности и значительным разнообразием петрографических типов гранитов и оруденения. В Калбе такие площади отмечаются в районе Каиндинского массива, в области сочленения Миротлюбовского и Комсомольского интрузивов, где сосредоточена основная масса гидротермалитов района (см. рис. 3).

Внутреннее строение плутона

Гранитоиды плутона фиксируются на поверхности тремя цепочками и полосами массивов: Себинским, Чебундинским и Прииртышским, пространственно приуроченным к трем тектоническим блокам (см. рис. 2). Размещение цепочек, а также масштабы развития и условия расположения в их пределах гранитов различных фаз контролируются глубинными разломами.

По особенностям внутреннего строения плутон подразделяется (по В. В. Лопатникову) на три структурных этажа гранитоидов: первый (нижний), второй (средний) и третий (верхний), отличающиеся своей морфологией, особенностями магматизма и металлогении (табл. 18). Вблизи Иртышской зоны смятия обнажаются граниты первого этажа, далее к юго-западу соответственно второго и третьего (рис. 36).

Структурные этажи различаются: 1) геологической позицией: гранитоиды первых двух этажей размещаются в нижних частях палеозойского разреза, подчиняясь структурному плану складчатых толщ, а в третьем этаже они занимают дискордантное положение; 2) морфологией и размерами слагающих интрузивов: для первого этажа характерны мелкие крутопадающие тела, для второго — крупные плито- и штокообразные массивы, а для третьего — разобщенные

Металлогения		
Генетические типы оруденения		
I фаза	II фаза	III фаза
Гидротермальный (Sn)	Гидротермальный (Sn—W) Грейзеновый (Sn—W—Ta)	—
Пегматитовый (Nb, Ta и др.)	Пегматитовый (Ta, Nb и др.)	—
—	Гидротермальный (Sn—W) Пегматитовый (Nb и др.)	—

линзообразные интрузивы, заканчивающиеся штоками над магмоподводящими каналами; 3) характером проявлений магматизма и оруденения.

Для выяснения внутреннего строения и морфологии верхней поверхности массивов производилось изучение трещиноватости гранитоидов и ориентированных структур течения.

*Анализ трещиноватости по методике Е. Н. Пермякова —
В. К. Монича*

Полевая методика заключалась в выборе в пределах массивов отдельных площадок размером до 1 км², на которых замерялось 100—200 крутопадающих трещин. Результаты трещиноватости выражались в виде роз-диаграмм, которые наносились на геологические карты. Кроме того, применялся векторный анализ трещиноватости (Монич, 1957). Замеры последних производились в опорных площадках по профилям. Расстояние между профилями составляло 1—2 км, а между площадками — в среднем 500 м. В каждой площадке замерялось 30 крутопадающих и несколько пологих трещин. Результаты векторного анализа отображались на структурно-геологических разрезах. Выводы рассмотрены на примере изучения Каиндинского и Мирнолюбовского массивов.

Каиндинский массив имеет в плане овальную форму и вытянут в северо-западном направлении согласно с общей ориентировкой складчатых структур. Размеры его составляют 24 × 11 км (рис. 37). Формирование массива происходило в три интрузивные фазы. Структурно он приурочен к периклинальному замыканию крупной антиклинальной складки и размещается в зоне контакта песчано-алевролитовых отложений такырской свиты (Д₃) и массивных песчаников

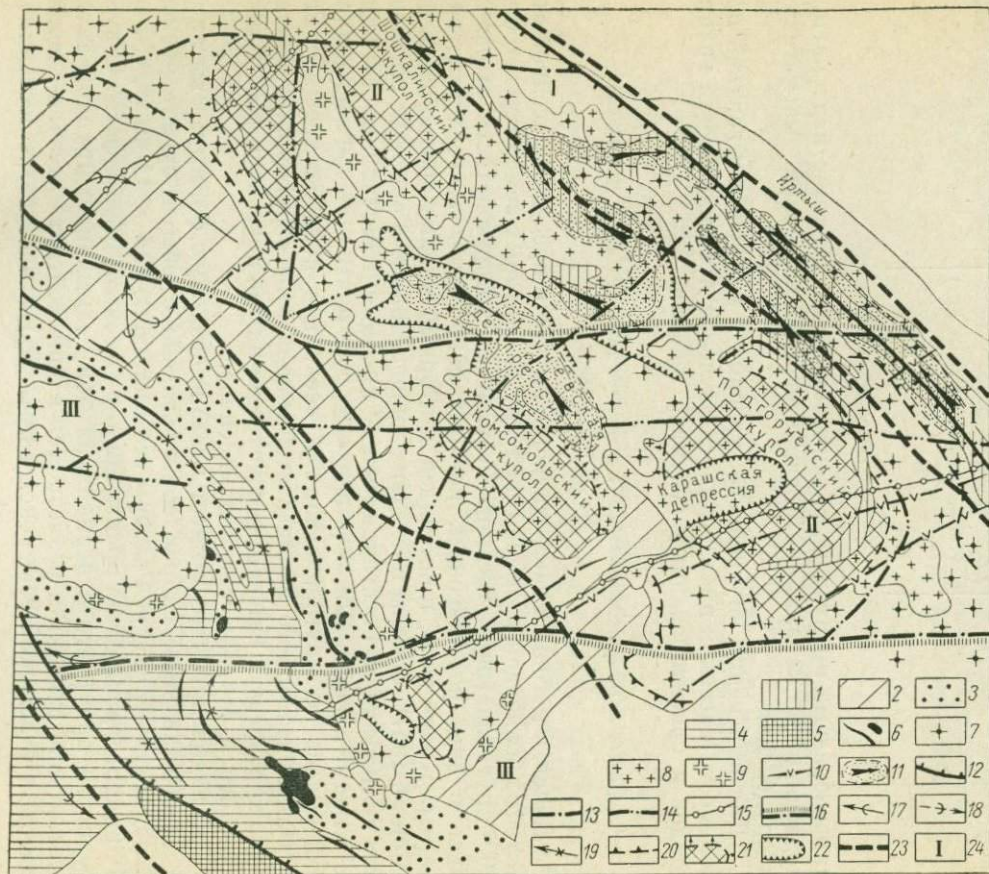


Рис. 36. Схема размещения формаций и главных структур Восточной Калбы

1—5—осадочные формации: карбонатно-терригенная — D_2 (1), терригенная асидная — D_3 (2), терригенная флишодная — C_1, V_2 (3), терригенная граувакковая — C_1, n_1 (4), молассовая — $C_1, n_2 - C_2$ (5); 6—10 — интрузивные формации: добатолитовая — C_3 (6), гранитовая («батолитового» типа — P_1 (субформации порфиroidных гранитов и гранодиоритов — 7), равномернозернистых гранитов (8), лейкократовых гранитов и аляскитов (9); 10 — «послебатолитовых» малых интрузий — P_2 ; 11 — жильные поля смешанного состава (граниты, аплиты, пегматиты) и направление их погружения; 12 — глубинные краевые разломы по геолого-геофизическим данным; 13—14 — внутринтрузивные разломы, активно проявленные при формировании калмыцкого комплекса: второго (13) и третьего порядка (14); 15 — разрывы, контролируемые дайки посткалмыцкого комплекса; 16 — палеозойские разрывы, подновленные в альпийское время (штрихи направлены в сторону опущенного блока); 17—19 — оси складок: услаовленных (17) и реликтовых антиклиналей (18), синклиналей (19); 20 — границы Центрального сводового поднятия; 21 — второстепенные купола и 22 — депрессии; 23 — границы структурных этажей и 24 — их нумерация (I — нижний, II — средний, III — верхний)

нижнего карбона. Эта граница играет роль своеобразного структурно-литологического экрана для верхнего этажа Калбинского плутона в целом.

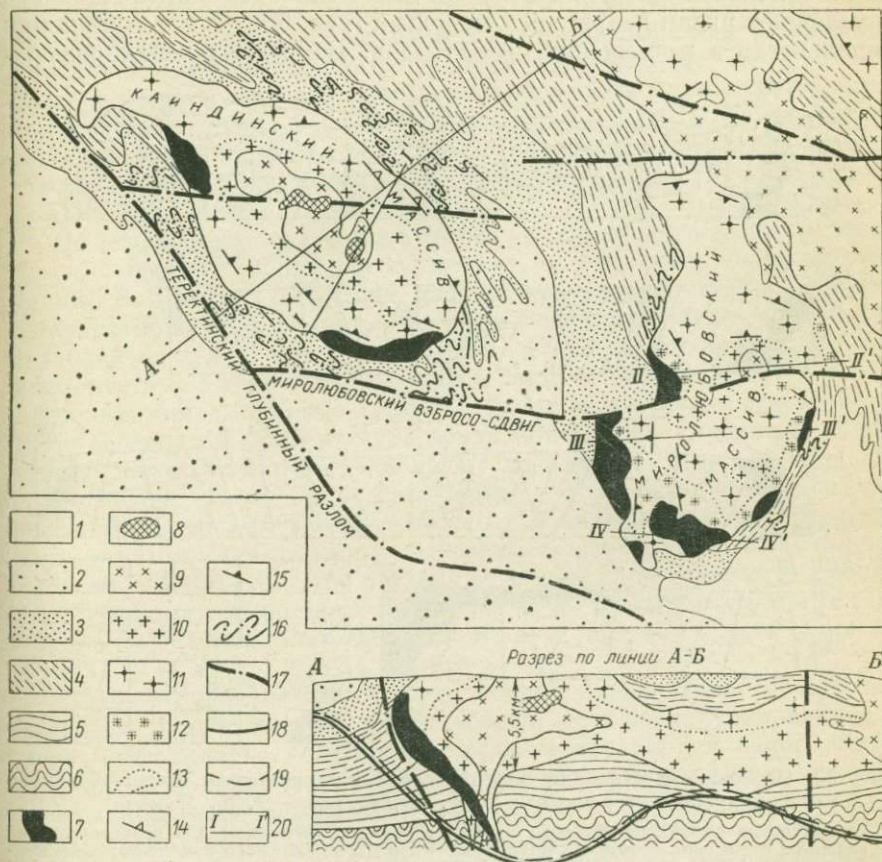


Рис. 37. Геологоструктурная схема Кайндинского и Мирлобовского гранитных массивов

1 — четвертичные отложения; 2 — песчаные отложения нижнего намюра и 3 — верхнего визе; 4 — верхнедевонские терригенные отложения аспидного типа; 5 — карбонатно-терригенные отложения среднего девона; 6 — нижний палеозой; 7—12 — породы калбинского комплекса: лейкократовые граниты III фазы (7), мелкозернистые биотитовые (8) и среднезернистые граниты II фазы (9), равномернозернистые (10) и порфиридные биотитовые граниты I фазы (11), загрязненные граниты, гранодиориты субфации контакта (12); 13 — граниты постепенных переходов; 14—15 — ориентированные структуры течения; пологопадающие (14) и крутопадающие (15); 16 — мелкая дисгармоническая складчатость; 17 — дизъюнктивы; 18 — наблюдаемая и расчетная и 19 — кривая силы тяжести; 20 — линия разреза к рис. 38

Наблюдениями установлено общее северо-восточное падение интрузива с более пологим северо-восточным ($50-60^\circ$) и крутым юго-западными ($80-85^\circ$) и погружением в юго-восточном направлении. В приконтактовых частях массива откартированы зоны

дисгармоничной складчатости, связанной с механическим воздействием внедряющихся гранитов.

Поверхность массива представляет пологий свод с асимметричными склонами. Первичный рельеф имеет слабоволнистый характер и усложнен рядом депрессий и поднятий (рис. 38). Четко выявляется зональность в размещении гранитоидов. В краевых зонах развиты

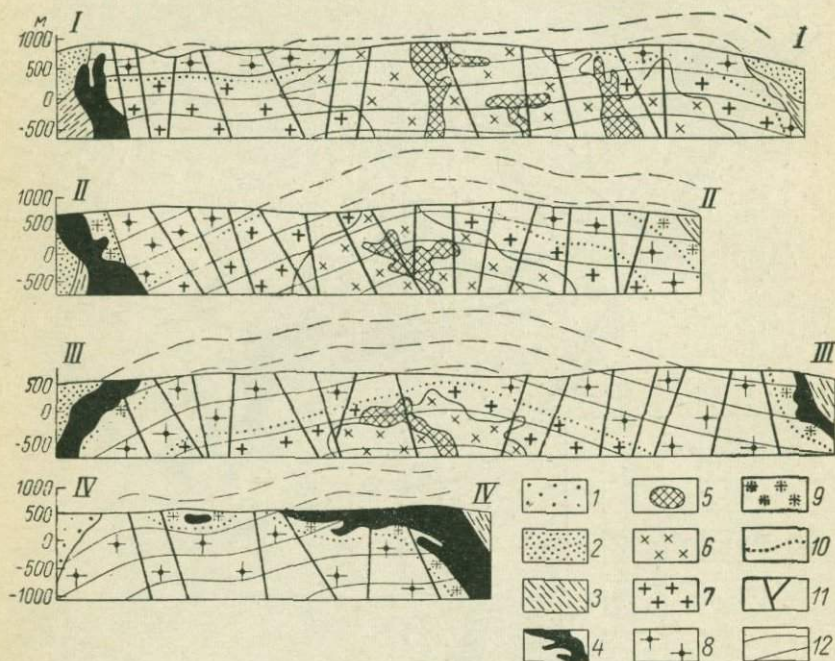


Рис. 38. Особенности строения поверхности Кайндинского и Мирюлюбовского интрузивов. По методу Е. Н. Пермякова — В. К. Монича

1 — песчаные отложения нижнего намора и 2 — верхнего визе; 3 — верхнедевонские терригенные отложения аспидного типа; 4—9 — породы калбинского комплекса: лейкократовые граниты III фазы (4), мелкозернистые биотитовые (5) и среднезернистые граниты II фазы (6), равномернозернистые (7) и порфириовидные биотитовые граниты I фазы (8), контаминированные граниты, гранодиориты (9); 10 — граница фациальных разновидностей гранитов; 11 — ориентировка главных векторов трещиноватости; 12 — пластовая*отдельность

контаминированные породы (гранодиориты, плагнограниты), а в центральных — средне-равномернозернистые граниты I фазы. Граниты II характерны для более глубоких частей массива; здесь же проявляются мелкозернистые биотитовые граниты дополнительных инъекций. Лейкократовые граниты III размещены в эндоконтактах массива.

Величина эрозионного среза в северо-восточной части интрузии достигает 500—750 м. Юго-западная зона массива эродирована незначительно, а наибольшая глубина эрозионного среза устанавливается в его северо-западном окончании.

Совокупность геолого-геофизических данных показывает, что Каиндинский массив имеет форму плитообразного тела, вертикальная мощность которого меняется от 3 до 5 км. Над магмоподводящим каналом, расположенным в зоне Теректинского разлома, корни интрузии уходят на глубину до 8 км (см. рис. 36).

Миролюбовский массив размещается на границе алевролитов такырской и песчанистых отложений опановской свит (см. рис. 36). В плане форма интрузива линейная, вытянутая в субмеридиональном направлении. Длина его 22 км, ширина — 12 км. Падение восточного контакта составляет $50-70^\circ$ и направлено в сторону осадочной толщи; западный контакт имеет крутое залегание $80-85^\circ$ и падает то в одну, то в другую сторону.

По отношению к простиранию осадочных пород массив занимает секущее положение, что особенно заметно в его юго-западном окончании. В центральной части массив пересекается взбросо-сдвигом субширотного простирания, обеспечившим смещение южного блока к западу на 2,5—3 км. Северный блок приподнят относительно южного, поэтому в южной части массива широко распространены лейкократовые микроклиновые граниты, которые на севере срезаны эрозией. В северной части массива обнажаются более глубинные субфации гранитоидов и отложения такырской свиты.

В целях выяснения морфологии и внутренней структуры массива изучались трещиноватость и ориентированные структуры течения. Полученные данные вынесены на структурно-геологические разрезы. Эти построения позволяют определить величину эрозионного среза для различных частей массива. В южном окончании интрузива она составляет 400—500 м, а в северном блоке достигает 2 км.

Изучение трещиноватости гранитоидов массива (рис. 39) дает возможность представить его поверхность в виде свода субмеридионального направления, усложненного рядом прогибов и валообразных поднятий. В центральной части поверхность его ровная, плоская, в западном направлении погружается под углом 9° , а в юго-восточном — под углом 19° . Депрессии развиты в краевых частях свода и фиксируются ориентированными структурами течения и контактированными гранитами (см. рис. 37). К депрессиям приурочены лейкократовые граниты пластообразной формы. Морфологически депрессии представлены широкими понижениями, которые разграничены узкими валообразными поднятиями. К последним приурочены тела гранитов II. Анализ диаграммы трещиноватости гранитов (см. рис. 39) позволяет дополнительно представить морфологию таких участков, как склон купола, усложненного второстепенными поднятиями. По данным гравиметрии, Миролюбовский массив имеет форму линзы или плиты с вертикальной мощностью 3—4 км, а с учетом корневых выступов — 8—10 км.

Таким образом, в результате проведенных геолого-геофизических исследований установлено, что Миролюбовский и Каиндинский гранитные массивы представляют собой плитообразные тела, мощность

которых колеблется от 3—4 до 8—10 км. Такое сходство морфологии и внутренней структуры рассмотренных интрузивов не является случайным и, вероятно, отражает общую закономерность строения

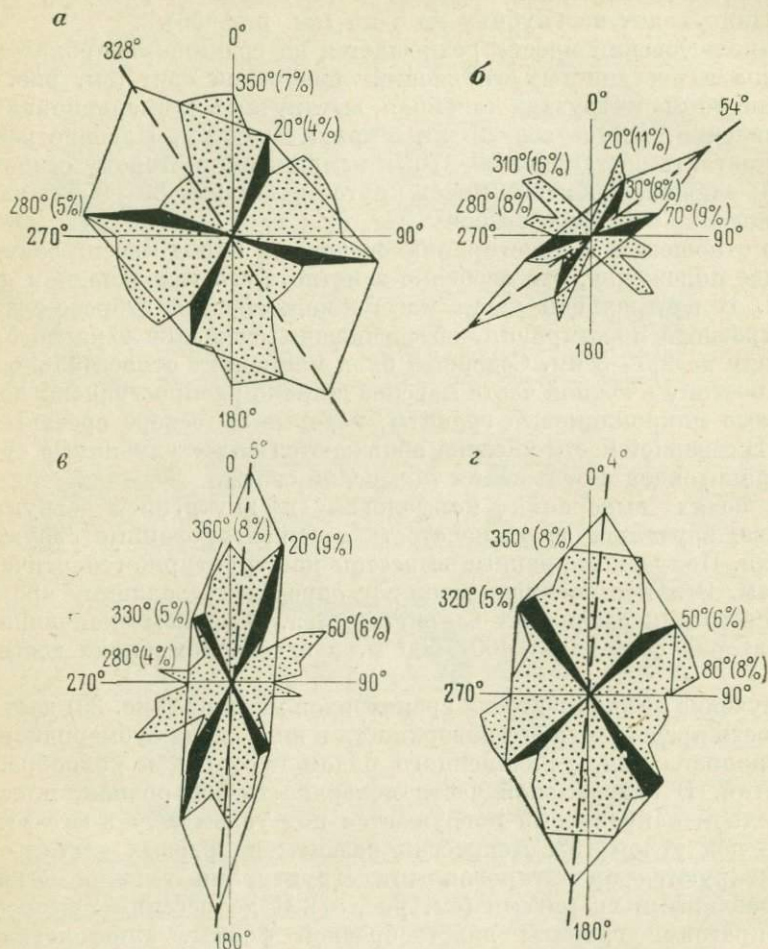


Рис. 39. Сводные розы-диаграммы простираний трещин Миролюбовского массива

а — в гранитоидах I фазы (1850 замеров), *б* — в гранитах II фазы (150 замеров), *в* — в гранитах III фазы (908 замеров); *г* — сводная для интрузива (2955 замеров)

Калбинского плутона. Подобная плитообразная форма тел характерна и для гранитоидов Нарымского массива (Щерба, 1957₄).

Кроме того, производилось изучение трещиноватости массивов, развитых в I и II структурных этапах (Войлочевский, Подгорненский, Песчанский, Васильевский и другие массивы). Строились участ-

ковые и сводные розы-диаграммы для разновозрастных гранитоидов и в целом для интрузивов (рис. 40). Получены следующие выводы.

1. Гранитоиды I фазы в пределах II структурного этажа слагали поверхность единого Центрального свода I порядка, ориентированного в направлении СЗ 320—340°. Свод усложнен рядом депрессий и куполообразных поднятий II порядка (см. рис. 36). Местные структуры определяются как боковые склоны свода или куполов, которые

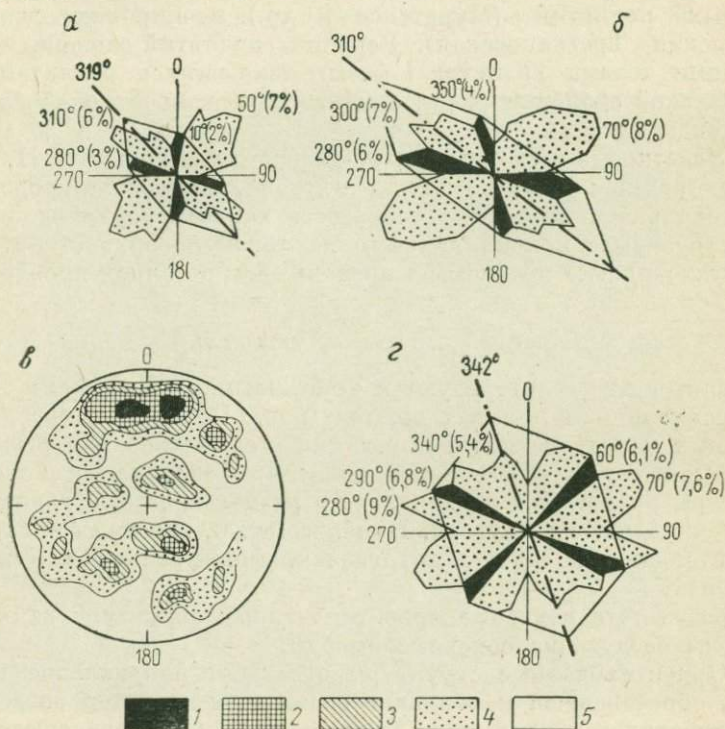


Рис. 40. Сводные диаграммы трещиноватости

а, б — гранитоиды I фазы: Кашеминский массив, 593 замера (а), Песчанский массив, 1378 замеров (б); в, г — граниты II фазы: Подгорненский массив, 1189 замеров (в — полюсная и г — роза-диаграмма)
1 — более 3%; 2 — 3—2%; 3 — 2—1,5%; 4 — 1,5—1%; 5 — 1—0%

подчеркиваются останцами гранитов в возвышенных участках рельефа.

2. Массивы, сложенные гранитоидами II фазы, имеют куполовидную структуру верхней поверхности, осложненную рядом депрессий и поднятий (Подгорненский, Комсомольский и Шошкалинский массивы). Так, например, сводовая роза-диаграмма для гранитов Подгорненского массива имеет комбинированный тип трещиноватости (см. рис. 40) и характерна для куполовидного интрузива. Диагональные лучи позволяют дополнительно уточнить эту структуру асимметричного характера. Северо-восточный склон купола более круто

наклонен к северо-востоку ($25-35^\circ$) по сравнению с юго-западным ($10-15^\circ$). Ось структуры, ориентированная в направлении СЗ 342° , испытывает ундуляцию. Разветвление предельно-поперечных лучей свидетельствует об усложнении поверхности купола как в северо-восточном, так и в северо-западном направлениях. Эти построения подтверждаются полевыми наблюдениями. В рассматриваемом массиве на фоне относительно пологого рельефа отмечается ряд валобразных поднятий (Муратское и др.) и широких депрессий (Карашская, Третьяковская). Вершины поднятий сложены пологолежащими телами гранитов I фазы, являющихся реликтами концентрической оболочки свода, а гипсометрически ниже обнажаются гранитоиды II.

3. Участковые и сводовые розы-диаграммы в гранитах II, развитых в пределах первого этажа плутона, поперечно-продольного и диагонального типов трещиноватости характеризуют односторонние интрузивы с моноклинальным наклоном поверхности и линейные «бухтовидные» прогибы на продолжении останцов кровли в гранитах.

Изучение ориентированных структур течения

Гранитоиды характеризуются отчетливыми структурами течения по вкрапленным полевым шпатам (рис. 41), биотиту, ксенолитам осадочных пород, свидетельствующими о существовании региональных тектонических сил в период движения и застывания магмы. Эти структуры проявились неодинаково в разновозрастных гранитоидах и различных частях плутона. Наиболее отчетливо они фиксируются в гранитоидах I, а также в интрузивах, сформированных в мобильных зонах.

В результате изучения ориентированных структур гранитоидов получены следующие основные выводы.

1. Ориентированные структуры отражают направление течения магмы, образовавшей калбинские граниты, и характер воздействия тектонических сил в период ее затвердевания. Они согласуются с общим направлением вытянутости массивов и могут служить дополнительным материалом при расшифровке внутренней структуры гранитных тел. Структурами течения подчеркивается Центральный свод I порядка, купола II порядка (Шошкалинский, Подгорненский) и депрессии (Карашская, Салиенковская), выявленные по данным изучения трещиноватости.

2. Масштабы и интенсивность проявлений протоструктур в гранитоидах района неодинаковы и зависят от условий формирования, строения массивов и др. Степень интенсивности их проявления ослабевает от ранних к поздним гранитоидам. В пределах разновозрастных образований они лучше развиты в краях массивов, а в их апикальных частях затушеваны более поздними наложенными процессами.

3. Структуры течения отчетливо наблюдаются при формировании гранитоидов в мобильной зоне (Иртышской зоне смятия). Наряду

с ними, здесь отчетливо проявились волокнистость и гнейсовидность как результат воздействия ориентированного давления на кристаллизующуюся гранитную магму. При становлении интрузий в более спокойной тектонической обстановке протоструктуры характеризуются слабо выраженным типом ориентировки (юго-западная зона плутона). Эти данные дополнительно подтверждают мнение ряда геологов о внедрении калбинских гранитов вдоль Иртышского глубинного разлома и последующем распространении к юго-западу (Шавло, 1958).

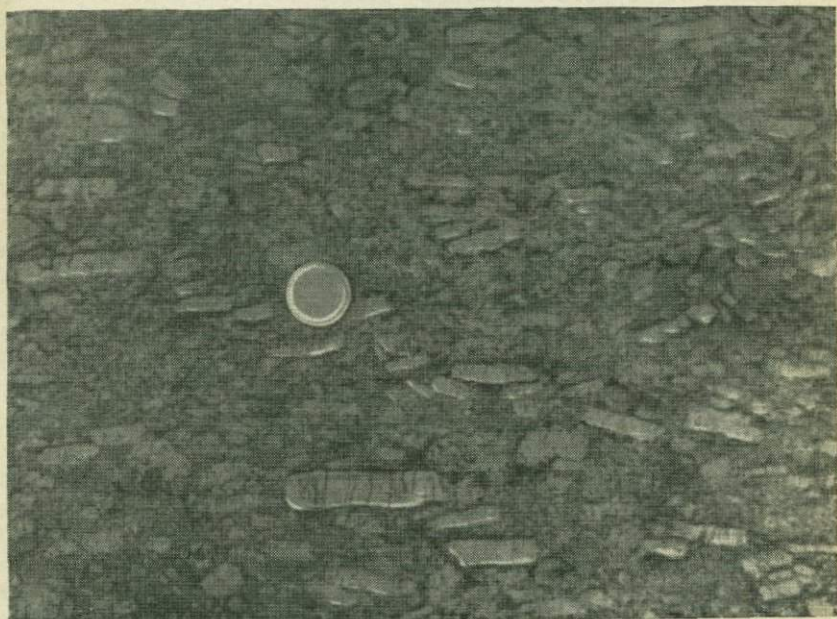


Рис. 41. Линейная ориентировка порфировидных вкрапленников полевых шпатов в гранитоидах I фазы Погореловского массива

4. Анализ ориентированных структур в совокупности с геолого-геофизическими данными свидетельствует о возможном существовании в районе нескольких магмоподводящих каналов, о чем будет сказано ниже.

Зональность размещения гранитоидов

Структурно-геологическая позиция гранитных массивов, особенности контактового метаморфизма, связь с ними редкометалльного оруденения и другие данные позволяют считать формирование калбинских гранитов на глубинах порядка 3—6 км. Д. И. Горжевский, В. Н. Козоренко (1965) относят подобные породы к мезоабиссальной группе фаций, сформировавшихся на глубине 3,5—6 км.

Последовательное развитие магматизма в различной геологической обстановке привело к определенной зональности как в размещении гранитоидов и жильных дериватов, так и сопровождающих их метасоматитов и оруденения. Нами различается внутренняя зональность, обусловленная распределением субфаций гранитов или оруденения в пределах массивов определенной фазы (рудного очага), и внешняя (региональная) зональность — в целом для многофазного плутона.

В целом направленность развития магматизма от ранних к поздним фазам и от первого к третьему этажу плутона характеризуется последовательным уменьшением объема жильных пород, степени проявления процессов контаминации и гибридизма, контактового метаморфизма, изменением состава гранитоидов (от плагиоклазовых до существенно микроклиновых), повышением их кислотности — щелочности, изменением соотношения аксессуариев и элементов-примесей; возрастанием роли метасоматитов, оруденения и другими данными.

Наиболее интенсивная дифференциация гранитных расплавов происходила в области магноподводящих каналов, возникающей в узлах пересечения разнонаправленных зон глубинных разломов (Щерба, 1956, 1957₂). В таких участках плутона отмечается увеличение вертикальной мощности гранитоидов, многократное проявление интрузивной деятельности, разнообразие петрографических типов пород и наиболее интересное в практическом отношении оруденение. Другие же площади плутона характеризуются простым внутренним строением и сопровождаются бедным оруденением.

Формирование гранитоидов происходило в основном в двух несколько отличных структурно-тектонических условиях: а) мобильных и б) относительно спокойных, предопределивших специфику дифференциации магмы и направленность рудного процесса.

В мобильных условиях образовались крутопадающие незональные интрузии линейного типа, сопровождающиеся интенсивной контаминацией, гибридизмом и огромным количеством жильных пород, формирование которых обусловлено нарушением нормального хода кристаллизации магмы в результате реакционного взаимодействия ее с боковыми породами (Pitscher, Rear, 1963). В этом случае развиваются преимущественно безрудные аплитовые и пегматитовые тела, а кварцевые жилы и граниты дополнительной инъекции не характерны. Рудоносные дистилляты, вероятно, рассеивались вдоль трещинных зон, не образуя концентраций.

Напротив, в условиях относительно спокойной раскристаллизации магмы сформировались крупные (аллохтонные) массивы гранитоидов, характеризующиеся слабой контаминацией и гибридизацией, резкими контактами с осадочными породами, выдержанными текстурно-структурными особенностями и составом (Миролюбовский массив). Ориентированные структуры проявлены в них нечетко, а гнейсовидность не характерна. Среди жильных пород, пользующихся в общем малым распространением, кварцевые жилы прева-

лируют над пегматитами. Массивы обладают четко выраженной зональностью. Иная направленность дифференциации магмы в спокойной тектонической обстановке привела к образованию в гранитах не пегматитов, а широких зон площадной микроклинизации, грейзенизации и окварцевания.

Во II структурном этаже кристаллизация магмы происходила в своеобразной тектонической обстановке, переходной между двумя вышерассмотренными, что нашло отражение в некоторых сходных чертах развития магматизма и оруденения с прилегающими частями плутона (см. табл. 18). В этой области существовали оптимальные условия для формирования редкометальных пегматитов и кварцевых жил со смешанным оловянно-вольфрамовым типом оруденения.

Ниже рассматриваются особенности становлений и зональность в размещении разновозрастных гранитоидов.

Формирование гранитоидов I фазы в различных частях района происходило не одинаково. В пределах I структурного этажа в зоне сжатия образовались незональные интрузии линейного типа, сложенные контаминированными гранитами и гранодиоритами. Последние сопровождаются большим объемом жильных пород, группирующихся во фронтальных частях магматических инъекций. Таким образом, широкое развитие жильных полей происходило, как правило, в процессе дифференциации гранитных расплавов в неспокойной тектонической обстановке и понимается нами как «аномалия» в ходе кристаллизации магмы. В этом случае не образуются дополнительные интрузии.

Во II структурном этаже плутона на современном эрозионном срезе гранитоиды I фазы сохранились в депрессиях и эндоконтактных зонах массивов. Контаминированные субфации гранитов пользуются широким распространением в периферии Войлочевского и Кашеминского массивов, образуя полосы шириной до 2—3 км. С последними пространственно ассоциируются жильные поля, среди которых известны редкометальные пегматиты и гидротермалиты с оловянным оруденением. В строении отдельных массивов отмечается зональное распределение субфаций (от периферии к центру): 1) среднезернистые контаминированные граниты и гранодиориты мощностью от сотен метров до 1 км; 2) грубозернистые резко микроклинизированные биотитовые граниты мощностью 0,5—1,5 км; 3) крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты мощностью 1—3 км; 4) среднезернистые равномернозернистые или слабо порфиroidные мусковитизированные граниты мощностью 2—5 км.

В III структурном этаже плутона гранитоиды I фазы образуют крупные массивы, сопровождающиеся дополнительными интрузиями, но бедные жильными отщеплениями. В распределении фациальных разновидностей отмечается такая же зональность, как и в гранитоидах II этажа, за исключением выпадения зоны микроклинизированных гранитов (см. рис. 38).

Гранитоиды II фазы характеризуют второй крупный этап магматической деятельности, образуя интрузии с резкими контактами

с осадочными породами и более ранними гранитоидами. В северо-восточной части района гранитоиды формировались в условиях продолжающейся тектонической активности зоны, что нашло свое отражение в образовании плоскопараллельных и гнейсовидных структур, а также сходных в морфологическом отношении тел с интрузиями I фазы. Граниты II фазы, залегающие в Тускаинском остане, сопровождаются огромным количеством жильных образований (аплитовидных гранитов, аплит-пегматитов), которые также группируются вокруг определенных «хвостов» интрузий и в ряде случаев имеют с ними постепенные переходы. Аналогичная картина отмечается в юго-восточном окончании Шошкалинского и в северо-восточной зоне Комсомольского интрузивов, где в контакте с осадочными породами развиты крупные жильные поля гранит-аплит-пегматитового состава.

Напротив, при формировании гранитов II фазы под экраном ранних гранитоидов (Каиндинский, Миролюбовский, Подгорненский массивы), в более постоянных термодинамических условиях происходила относительно спокойная раскристаллизация магматического расплава. Жильные граниты, аплит-пегматиты в этом случае практически не образуются или имеют угнетенный характер, и лишь кварцевые жилы пользуются более широким распространением.

В юго-западной и центральной частях плутона граниты II фазы образуют крупные штоки и пластообразные тела. Граниты здесь характеризуются выдержанностью состава и структур, слабой контаминацией и гибридизацией, незначительными изменениями вмещающих пород, развитием дополнительных инъекций. Наблюдается закономерное распределение субфаций гранитов от апикальных частей массивов к глубинным в следующей последовательности: 1) мелко- и равномернозернистые иногда контаминированные биотитовые гранодиориты, плагиограниты и граниты мощностью от десятков метров до 0,3 км; 2) мелко- и среднезернистые слабо порфиоровидные биотитовые граниты мощностью 0,5—1 км; 3) средне-равномернозернистые биотитовые или мусковитизированные граниты, имеющие максимальное развитие.

Крупнозернистые граниты монастырского типа сформировались в заключительный этап развития магматического очага и образуют плитообразные интрузии. Гранитные расплавы, обладающие пониженной активностью, использовали подготовленные ослабленные зоны на контакте гранитоидов I и осадочных толщ (Каиндинский, Миролюбовский массивы) или контактовые плоскости между гранитами I и II фаз (долины рек Каратсайгана и Войлочевки). Экзо- и эндоконтактные изменения гранитов незначительны. В строении массивов намечается слабо выраженная зональность, в эндоконтактах развиты среднезернистые слабо контаминированные граниты (мощность — первые десятки метров), а центральные зоны сложены крупнозернистыми лейкократовыми гранитами выдержанного состава и бедными жильными дериватами. Изложенные данные позво-

ляют считать, что кристаллизация магмы происходила достаточно быстро, как это предполагает Т. В. Перекалина для аляскитовых гранитов Центрального Казахстана (1966).

К вопросу о механизме образования гранитоидов

Вопросы происхождения и механизм образования гранитоидов неоднократно обсуждались в литературе. Краткие выводы различных исследователей по затронутым проблемам приведены в работе Т. В. Перекалиной (1966). В частности, большинство авторов считают, что образование гранитной магмы происходит в глубинных частях геосинклиналей при процессах плавления. По вопросу о механизме формирования гранитоидных тел существуют противоречивые суждения (Щерба, 1951; Судовиков, 1963; Кащеев и др., 1965; Ю. А. Кузнецов, 1966; В. А. Кузнецов, 1967 и др.).

Р. М. Слободской (1966) по способу образования выделяет три генетических типа гранитоидов: 1) интрузивные магматические; 2) образовавшиеся путем магматического замещения и 3) метасоматические. Критерии механизма образования гранитоидных тел должным образом еще не разработаны, упоминание о них имеется в ряде работ (Щерба, 1957; Слободской, 1966; Перекалина, 1966; Шипулин, 1968 и др.). Ю. А. Кузнецов (1966) подчеркивает, что каждый из этих механизмов может проявиться в подходящих условиях. Одним из главных критериев генезиса гранитных плутонов, по его мнению, является соотношение их со структурой вмещающих толщ.

До последнего времени среди геологов Калбы господствовало мнение о том, что формирование гранитных массивов обусловлено последовательными внедрениями магматического расплава по глубинным разломам из области гранитизации в верхние структурные этажи района (Щерба, 1957; Шавло, 1958; Нехорошев, 1958; Айталиев, 1960 и др.). В противоположность этому, Ю. А. Кузнецов представляет образование Калба-Нарымского плутона как результат магматического замещения пород на месте их залегания. Этому же мнению придерживаются В. А. Филиппов (1965_{1, 2}), Р. М. Слободской (1966).

Детальное структурно-геологическое изучение гранитных массивов и их окружения позволяет дополнить существующие представления. Автор подчеркивает зависимость механизма формирования интрузий от структурно-тектонической обстановки, неоднократно менявшейся в период магматической деятельности. В связи с этим разные зоны плутона отличаются не только по особенностям развития магматизма и оруденения, как это указывалось выше, но и по способам размещения интрузивных тел.

В подвижной зоне (Иртышская зона смятия), существовавшей в нижнем этаже («корнях») плутона, раскристаллизация гранитных расплавов происходила в тектонически напряженной обстановке, обусловившей интенсивную ассимиляцию и гранитизацию вмещающих пород. В этом случае (в зоне сжатия) формировались гранитоиды

гетерогенного состава, размещающиеся в толщах мигматитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Наряду с инъекционными телами, здесь образуются автохтонные интрузии путем магматического замещения песчано-сланцевых пород под воздействием «сквозьмагматических растворов». Для метасоматических интрузий характерны: 1) тесная ассоциация с породами зон интенсивного и глубокого метаморфизма; 2) наличие постепенных переходов во вмещающие породы; 3) небольшие размеры тел, имеющих обычно рассеянный характер контактов; 4) просвечивающиеся структуры осадочной толщи; 5) невыдержанность состава и структур, отсутствие мелкозернистых субфаций контакта и дополнительных интрузий. По масштабам развития такие интрузии имеют подчиненное значение по сравнению с интродуцированными магматическими гранитоидами (см. рис. 51).

В спокойной тектонической обстановке в верхних структурных этапах района образовались интродуцированные тела гранитоидов. Магматические расплавы, вероятно, могли поступать как из глубоких очагов, так и из области формирования автохтонных гранитоидов. В этом случае магма обладала различной степенью активности и внедрялась по системе разломов, сминая, раздвигая и частично замещая боковые породы. Об этом свидетельствуют: дисгармоничная складчатость и нарушенность плана складчатых структур в эндоконтактах массивов (Каиндинский, Миролюбовский массивы); дискордантное положение и многофазность интрузий, имеющих обычно трещинный или пластообразный характер; резкие секущие контакты гранитов с осадочными породами (рис. 42, 43); развитие «сухих» контактовых роговиков без следов плавления, свидетельствующих о слабой химической активности магмы; наличие мелкозернистых субфаций гранитов в краевых зонах массивов и другие данные.

Наличие в гранитоидах разноориентированных ксенолитов понимается нами как естественный процесс взаимодействия магматических расплавов с вмещающими породами рамы. Образование камерного пространства наиболее удачно объясняется дифференцированными по скорости перемещениями блоков по серии ослабленных зон, сформировавшихся вдоль поверхностей разграничения различных по литологическому составу вмещающих пород (Щерба, 1957₁). При этом пластичность существенно алевролитовых пород такирской свиты способствовала скольжению и течению магмы, а также изгибанию складок в направлении ее движения. Напротив, песчанистые толщи карбона имели значение своеобразного структурно-литологического экрана, препятствующего продвижению магмы вверх по разрезу. Деформация складок заметна в юго-восточном окончании Каиндинского массива, где наблюдается разворот складчатых структур с северо-западного простирания на субмеридиональное. Учитывая изменение общего плана складчатости вблизи этой интрузии, направление погружения протоструктур течения и углы падения контактов, можно считать, что движение магмы происходило с северо-запада (район Чебундинского массива) на юго-восток.

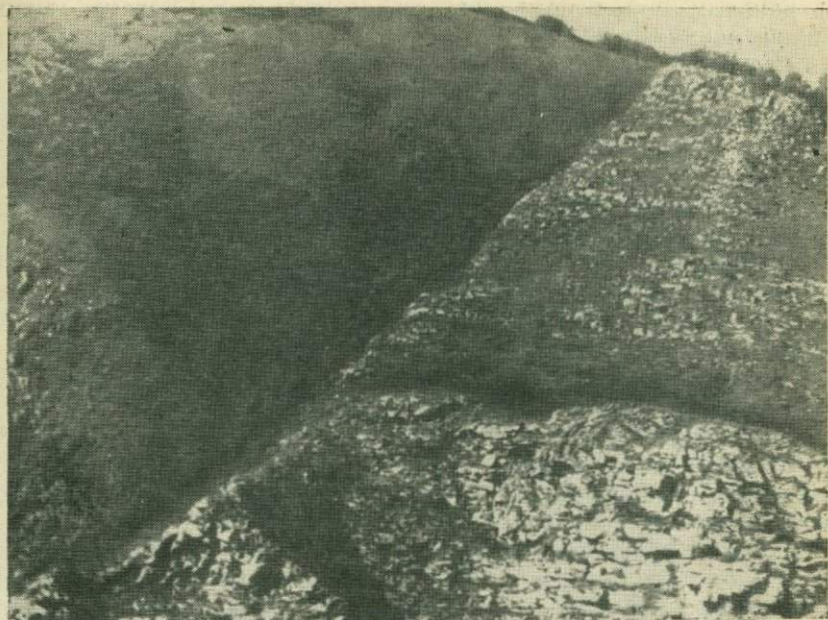


Рис. 42. Линейный характер контакта гранитов калбинского комплекса (I фаза) с отложениями тақырской свиты; Войлочевский массив, район горы Жаман-Жайлау

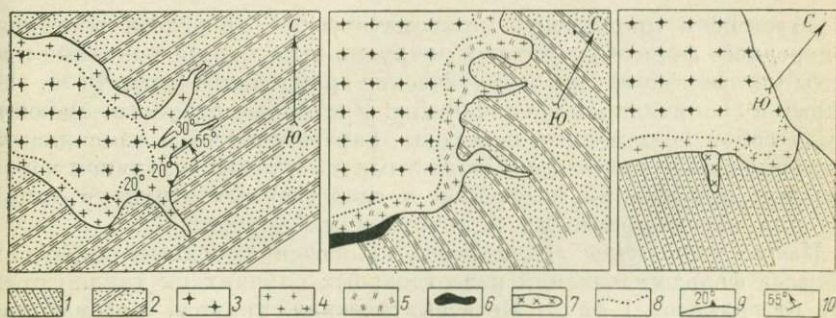


Рис. 43. Характер контактов гранитов калбинского комплекса с вмещающими породами тақырской свиты северо-восточнее пос. Буденновка (Нарымский массив)

1 — песчаники; 2 — переслаивание алевролитов и песчаников; 3 — порфировидные биотитовые граниты I фазы; 4 — мелкозернистые граниты субфации контакта; 5 — мусковитизация; 6 — кварцевый прожилок; 7 — аплитовидный гранит; 8 — граница постепенных переходов; 9 — направление и угол падения контактовой поверхности гранитов; 10 — слоистость

По Ф. К. Шипулину (1968), допускающему возможность плавления боковых пород под воздействием теплового потока внедряющихся интрузивов, образование камерного пространства может быть связано с конвекционным перемещением магматического расплава.

Геолого-геофизические исследования дали возможность выделить несколько крупных подводящих каналов, по которым проникала магма на уровень своего становления и затем распространялась в стороны в субгоризонтальном направлении. Они фиксируются повышенными мощностями плутона (на рис. 35 показаны в виде корневых отростков). Магмоподводящие каналы отмечаются в Иртышской зоне смятия, в районе Комсомольского, Миролюбовского и Песчанского массивов (см. рис. 75—76).

ЭКЗОКОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Под воздействием интрузий калбинского комплекса и последующего проявления метасоматических процессов осадочные породы интенсивно метаморфизованы и превращены в контактовые роговики и контактово-метасоматические разности пород.

Степень и масштабы изменений зависят от первичного состава осадочных пород, от их геологического положения по отношению к гранитной интрузии, от угла наклона контактовой поверхности гранитных тел и размеров последних, химической активности магмы и от тектонической обстановки в период интрузивной деятельности. Согласно Н. А. Елисееву (1960), рассматриваются процессы контактово-метасоматического и контактового метаморфизма.

Контактово-метасоматический метаморфизм

По степени проявления метасоматических процессов в сторону от переднего фронта гранитных интрузий выделяются конечные продукты метаморфизма: метасоматические гранитоиды, мигматиты, гибридные и гранитизированные породы. Указанные разности, имеющие между собой постепенные переходы, характеризуются изменчивыми текстурно-структурными особенностями и составом, наличием неравновесных комбинаций минералов и двойственных структур, типичных для метаморфических и интрузивных пород.

Метасоматические гранитоиды являются конечным продуктом процесса фельдшпатизации и в отдельных случаях их трудно отличить от гранитов I фазы. Метасоматическая природа рассматриваемых пород доказывается следующими данными: а) совпадением морфологии массивов, сложенных метагранитами, со складчатыми структурами осадочных толщ; б) параллельной ориентировкой структур течения в метагранитах и сланцеватости вмещающих пород; в) постепенными переходами между метагранитами и осадочными породами; г) отсутствием в массивах мелкозернистых субфаций закалки и др.

Метаграниты развиты в основном в пределах Иртышской зоны смятия, где слагают кулисообразно расположенные тела мощностью от 10 до 300—400 м, вытянутые в северо-западном направлении на сотни метров и первые километры (рис. 44). Эти породы обычно выполняют швы доинтрузивных разрывов, имея постепенные переходы с гранитоидами I фазы и резкие контакты с гранитами II. С другой стороны, они связаны постепенными переходами с мигматитами и гибридными породами.

По внешнему облику метаграниты представляют собой неравнозернистые породы меланократового облика, обладающие реликтовой сланцеватостью. Отдельные их разности по составу приближаются к гранодиоритам (в %): плагиоклаза 49,9, калиевого полевого шпата 10,8, кварца 21,8, биотита 14,8, акцессориев 2,7.

Петрохимически метаграниты по сравнению с другими гибридными разностями пород (табл. 19) обладают наиболее высоким процентом лейкократовой части, щелочей и меньше содержат железомagneзиальных компонентов и извести. По составу они близки к среднему типу гранитов по Р. Дэли, отличаясь от него большим содержанием SiO_2 , FeO и меньшим количеством Al_2O_3 , CaO и Fe_2O_3 . Метаграниты не находят себе аналогов среди средних типов гранитоидов района, что объясняется их гибридным происхождением; на петрохимической диаграмме их фигуративная точка расположена вблизи среднего состава гранитоидов I фазы.

Таблица 19

Химический состав контактово-метасоматически измененных осадочных пород (вес. %)

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	71,53	65,12	63,92	61,66
TiO_2	0,22	0,89	0,53	1,04
Al_2O_3	13,30	16,50	14,66	15,19
Fe_2O_3	0,94	1,73	1,43	1,98
FeO	2,36	3,37	5,46	5,17
MnO	0,03	0,07	0,07	0,15
MgO	0,86	1,20	1,81	2,12
CaO	1,18	2,27	2,11	3,72
Na_2O	3,18	3,15	2,75	3,79
K_2O	4,52	3,46	4,16	2,82
P_2O_5	0,08	0,25	0,23	1,00
F	0,07	0,09	Не опр.	Не опр.
H_2O	0,54	0,65	»	»
П. п. п.	1,07	1,56	1,53	0,99
Сумма	99,88	100,31	98,66	99,63

1—средний анализ метасоматических гранитов юго-западной части района (2 анализа); 2—средний анализ метагранодиоритов, там же (6 анализов); 3—средний анализ мигматитов северо-восточной части района (3 анализа); 4—средний анализ мелкозернистых гибридных пород (3 анализа).

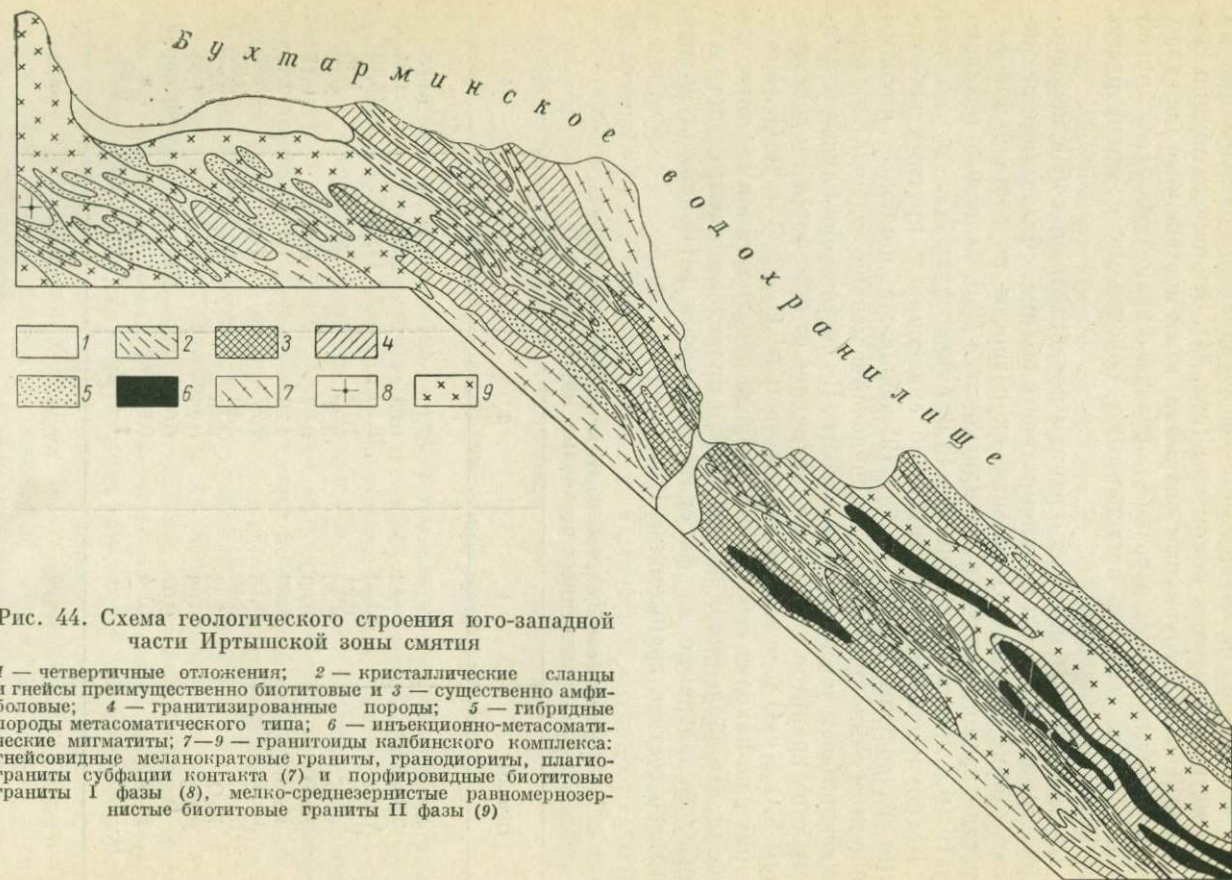


Рис. 44. Схема геологического строения юго-западной части Иртышской зоны смятия

1 — четвертичные отложения; 2 — кристаллические сланцы и гнейсы преимущественно биотитовые и 3 — существенно амфиболовые; 4 — гранитизированные породы; 5 — гибридные породы метасоматического типа; 6 — инъекционно-метасоматические мигматиты; 7—9 — гранитоиды калбинского комплекса: гнейсовидные меланократовые граниты, гранодиориты, плагиограниты субфации контакта (7) и порфиroidные биотитовые граниты I фазы (8), мелко-среднезернистые равномернозернистые биотитовые граниты II фазы (9)

В результате пересчета средних анализов по кислородному методу Т. Барта определена формула метатранитов: $K_{39}Na_{54}Ca_{11}Mg_{11}Fe_{17}^{2+}Fe_6^{3+}Al_{136}Ti_2Si_{622}P_{11}(O_{1567} \cdot OH_{33})$. При образовании метатранитов по сравнению с исходной осадочной породой происходил привнос только щелочей и кремния и усиленный вынос Al, Mg, Fe^{3+} , Ti, а также Fe^{2+} , Ca и OH (табл. 20). Аналогичные данные получены при пересчете химических анализов по объемному методу Н. И. Наковника (рис. 45).

Таблица 20

Изменение химического состава контактово-метасоматически измененных пород (в ионах)

Элементы	Привнос (+)					Вынос (-)					Итого
	Метатраниты	Метатранодиориты	Мигматиты	Гибридные породы	Сумма	Метатраниты	Метатранодиориты	Мигматиты	Гибридные породы	Сумма	
K	4	4	13	—	21	—	—	—	2	2	+19
Na	3	3	—	17	23	—	—	3	—	3	+20
Ca	—	9	8	25	42	1	—	—	—	1	+41
Mg	—	—	—	2	2	16	11	3	—	30	-28
Fe^{3+}	—	—	—	—	—	8	2	4	1	15	-15
Fe^{2+}	—	5	21	20	46	3	—	—	—	3	+43
Al	—	12	—	4	16	25	—	6	—	31	-15
Ti	—	—	—	—	—	5	2	4	—	11	-11
Si	41	—	—	—	41	—	1	6	11	18	+23
P	—	—	—	7	7	—	—	—	—	—	+7
OH	—	4	Не опр.	Не опр.	4	2	—	Не опр.	Не опр.	2	+2

Метатраниты северо-восточной части района в повышенных количествах содержат ильменит, апатит и гранат (см. табл. 24). В аналогичных породах юго-западной части района содержание апатита увеличивается в четыре раза, а ильменита снижается в два раза; кроме того, в них появляются турмалин, шеелит, магнетит и золото.

Мигматиты инъекционно-метасоматические образуются при интенсивной фельдшпатизации осадочных пород в участках интенсивного расщелачивания и в зонах тектонических нарушений, благоприятствующих проникновению метаморфизирующих растворов и возникновению рассеянного межгранулярного, прожилкового или порфиробластического материала (междуречье Мокрая Погорелка — Жидышкин Ключ, район горы Телка и др.). Кроме того, мигматиты тяготеют к отдельным пологим контактам интрузий (Тускаинский останец), образуя линейные прерывистые полосы северо-западного направления мощностью от 1 до 40 м.

Площади мигматизации имеют зональное строение: а) краевые зоны, удаленные от интрузий, сложены среднезернистыми породами

с редкими порфириобластами микроклина, которые по составу и структуре близки к гибридным породам; б) в центральной зоне породы характеризуются неравномерно-грубозернистой структурой и переполнены вкрапленниками микроклина (порфириобластические, или очковые мигматиты); в) в непосредственной близости к массивам развиты породы конечной стадии мигматизации, близкие по составу к метагранитам (тенивые мигматиты).

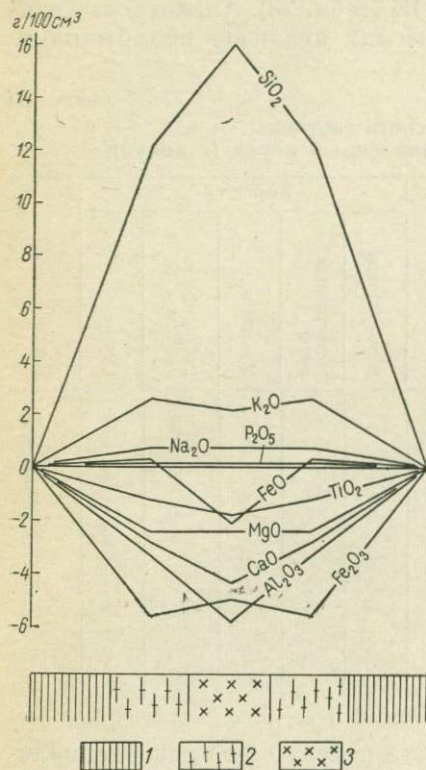
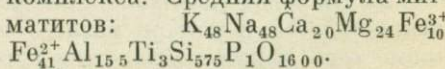


Рис. 45. Изменение химического состава пород такырской свиты при процессах контактово-метасоматического метаморфизма

1 — осадочные породы такырской свиты; 2 — гибридные породы; 3 — метаграниты

Петрохимически установлено, что порфириобласты микроклина возникли в результате замещения плагиоклаза микроклином. Микроклинизация вмещающих пород во времени синхронна с аналогичным процессом в гранитах I фазы, так как отмечались переходы зон микроклинизации из гранитов в осадочные породы.

Петрохимически в мигматитах по сравнению с метагранитами происходит дальнейшее уменьшение содержания кремнезема и щелочей при увеличении содержания всех других окислов (см. табл. 19). В составе щелочей К резко преобладает над Na. Средний состав плагиоклаза № 18 — вычисленный. Векторы анализов мигматитов на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого расположены ниже и правее средней линии составов гранитоидов калбинского комплекса. Средняя формула мигматитов:



В процессе мигматизации поведение элементов несколько иное, чем при образовании метаграно-

диоритов: в большем количестве привносятся Fe²⁺ и К, а Na и Al выносятся (см. табл. 20). Происходит также вынос Mg, Fe³⁺ и Ti, что обусловило перераспределение аксессуариев, валовое содержание которых в два раза меньше, чем в метагранитах (табл. 21).

Гибридные породы, с одной стороны, имеют резкие контакты с гранитами, а с другой, — постепенно сменяются мигматитами и гранитизированными породами. В процессе гранитизации в осадочных породах вначале появляются единичные порфириобласты полевых шпатов, затем они, разрастаясь, образуют цепочковидные и не-

**Содержание аксессуаров
в контактово-метасоматически измененных осадочных породах
и контактовых роговиках (г/т)**

Минералы	Метаграниты (3)	Мигматиты (3)	Гибридные породы (8)	Гранитизированные породы (2)	Контактовые роговики (9)
Апатит	65,4	18,5	134,0	22,0	7,1
Амфиболы	—	65,6	304,9	—	22,8
Андалузит	0,3	—	—	—	3,2
Азурит	—	Ед. зн.	—	—	Ед. зн.
Барит	—	—	Ед. зн.	—	—
Брукит	—	—	—	—	Ед. зн.
Галенит	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—	»
Гранат	11,3	5,4	10,0	436,3	31,6
Дистен	—	—	—	46,0	—
Золото	—	—	—	Зн.	—
Ильменит	213,6	42,1	419,9	»	15,2
Ксенотим	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—
Лимонит	»	1,3	»	Зн.	10,7
Магнетит	—	—	—	—	45,8
Малахит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.
Монацит	0,6	2,0	0,1	Ед. зн.	0,2
Пирит	Зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.
Рутил	—	—	»	—	1,9
Сфен	2,3	4,6	185,0	Зн.	2,8
Турмалин	Ед. зн.	—	Ед. зн.	41,7	2,9
Флюорит	—	—	»	—	—
Церуссит	—	Ед. зн.	—	—	—
Циркон	0,4	13,3	12,1	Зн.	6,6
Шелит	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—	—
Эпидот	»	—	—	—	Ед. зн.
Валовое содержание аксессуаров	293,9	152,8	1066,0	546,0	150,8

правильной формы скопления, переходящие в метасоматические жилки; наконец, начинают развиваться кварц-полевошпатовые инъекции. Образованная таким образом порода по составу и структуре приближается к магматическим породам, хотя в действительности образовалась за счет гранитизации участков кровли.

Меланократовые их разности по составу подобны диоритам или кварцевым диоритам, а более светлые — гранодиоритам. В целом же в гибридных породах, соответствующих амфиболитовой фации (Дембо, 1960), содержание плагиоклаза № 24, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита (рис. 46, а) непостоянное.

Петрохимически гибридные породы характеризуются меньшей кислотностью и щелочностью (см. табл. 19), но относительно высоким содержанием FeO, MgO и CaO. В них больше P и Ti, что минералогически выразилось, по сравнению с другими породами (см. табл. 21),

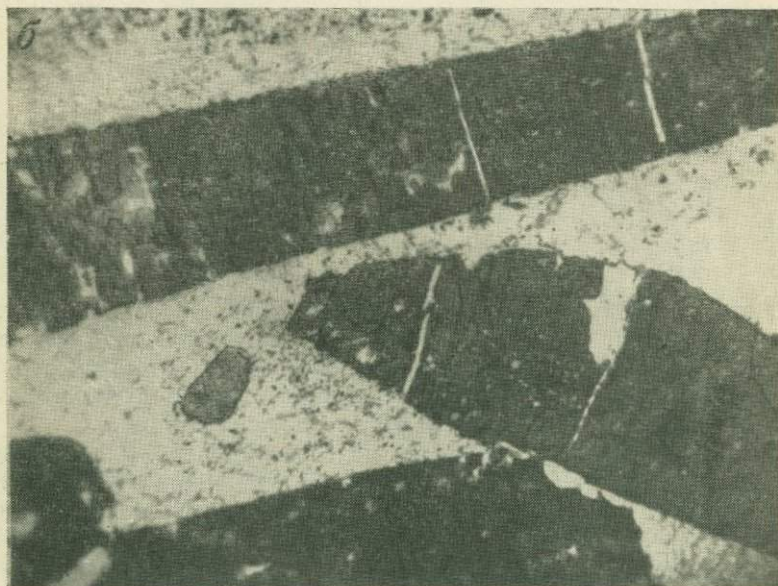


Рис. 46. Микроскопические особенно
a — развитие позднего биотита (Bi) в гибридных породах, с анализатором, увел. роговике, без анализатора, увел. 24, обр. 582; *б* — фибролиты в кварц-силлиманит-

в повышенном содержании ильменита, сфена и апатита. Отношение $a : c = 3,1$ подчеркивает высокое содержание извести, входящей в полевые шпаты (табл. 22).

Таблица 22

Дополнительные числовые характеристики
в контактово-метасоматически измененных породах

Показатели	1	2	3	4
Количество лейкократовой части, %	84,6	68,6	65,9	65,9
Сумма щелочей, %	7,7	6,61	6,91	6,61
Q	34	31,3	19,8	15,1
$f' : m'$	2,2	2,5	2,1	1,9
FeO : MgO	2,7	2,8	3	2,4
FeO : Fe ₂ O ₃	0,4	0,5	0,3	0,3
$a : c$	8,4	4,4	4,7	3,1

Примечание. Номера соответствуют номерам анализов табл. 19.

Средняя формула гибридных пород $K_{33}Na_{68}Ca_{37}Mg_{29}Fe_{40}^{2+}Fe_{13}^{3+} \cdot Al_{165}Ti_7Si_{570}P_8O_{1600}$.

При сравнении с исходным составом пород такырской свиты устанавливается, что при образовании гибридных пород привносятся Na,



сти измененных осадочных пород

24, обр. 2231-а; б— игольчатые кристаллы шерла в кварц-полевошпат-турмалиновом биотитовых сланцах кыстав-курчумской свиты, с анализатором, увел. 26, обр. 4128-2.

Ca, Fe²⁺ и выносятся Si. Пересчеты по методу Н. И. Наковника (1954) химических анализов гибридных пород выявили привнос кремнезема и щелочей и вынос железомagneзиальных компонентов и глинозема (см. рис. 45).

Гибридные породы характеризуются непостоянным содержанием аксессуариев. Одни разности богаты апатитом, ильменитом, цирконом, а другие, тяготеющие к северо-востоку территории, обогащены амфиболами и сфеном. Среднее валовое количество аксессуариев (1066 г/т) значительно выше, чем в других породах. Гибридные породы района горы Кучерявой, богатые ильменитом (2906 г/т), по мнению автора, явились главным источником Песчанской ильменитовой россыпи. Для гибридных пород характерны следующие элементы-примеси: Cu, Pb, V, Ni, Ti, реже встречаются Co, Zn, Cr.

Гранитизированные породы характеризуют более слабую степень преобразования пород и по классификации Т. М. Дембо (1960) соответствуют неполным анатектитам. В юго-западной части района эти породы фиксируются прерывистыми полосами мощностью 1—30 м в Ускучевском останце, в экзоконтактах Мирюлюбовского и Песчанского массивов. Кроме того, гранитизированные породы наблюдаются в сланцевых останцах, в местах их насыщения крупными дайками гранитов и аплит-пегматитов; мощность оторочки в этом случае небольшая — 10—50 см. Вблизи Иртышской зоны гранитизированные породы образуют линейно вытянутые полосы (см. рис. 44), причем ореолы гранитизации на контакте с гранитоидами I значительно больше, чем с гранитами II. Рассматриваемые породы сложены плагиоклазом (25—40%), калиевым полевым шпатом (5—15%), кварцем (20—30%), биотитом (15—35%) и роговой обманкой (10—25%), а петрохимический состав их близок к гибридным породам. В них рассеиваются апатит, циркон, ильменит, сфен, но накапливаются гранат и турмалин (см. табл. 21).

Контактный метаморфизм

В процессе формирования гранитоидов под влиянием высоких температур и давлений происходит перекристаллизация осадочных пород и образование контактовых роговиков, отличающихся от исходных пород возникновением новых минералов и текстурно-структурными особенностями. Интенсивность проявления контактового метаморфизма ослабевает от нижних к верхним этажам плутона и от ранних к поздним гранитоидам. Контактново-измененные породы имеют зональное распределение: в стороны от интрузивов роговики сменяются пятнистыми сланцами или слабо ороговикованными (филлитовыми) породами, в связи с чем выделены две зоны: а) внутренняя роговиковая и б) внешняя филлитовая.

Внутренняя роговиковая зона

При формировании интрузий в спокойной тектонической обстановке и крутых падениях их контактов экзоконтактовые изменения вмещающих пород проявились слабо и фиксируются узкими поло-

сами кварц-полевошпат-биотитовых, андалузитовых и реже турмалиновых роговиков (см. рис. 46, б). Мощность контактовых ореолов на контакте с гранитоидами I составляет 300—500 м, а вокруг интрузий монастырских гранитов — не более 100 м. В северо-восточной части района при становлении интрузий в условиях мобильной зоны контактовые роговики образуют ореолы шириной до 2—4 км и представлены в основном кварц-полевошпат-биотитовыми, реже андалузитовыми роговиками, пространственно сопряженными с интенсивно динамометаморфизованными породами: биотит-амфиболовыми, шроксен-амфиболовыми, кварц-полевошпат-биотитовыми и кварц-силлиманит-биотитовыми кристаллическими сланцами (см. рис. 46, в).

Кварц-полевошпат-биотитовые роговики слагают экзоконтактовые зоны Каиндинского, Песчанского и Миролюбовского массивов, а также Ускучевскую и Кадырбайскую депрессии. Макроскопически это темно-серые, массивные или слабо полосчатые породы. Они состоят из кварца, полевых шпатов и биотита, сочетающихся в гранолепидобластовой и роговиковой структурах.

Андалузитовые роговики в виде полосы шириной до 300 м окаймляют восточную половину Миролюбовского массива и образуют зону мощностью 50—200 м в северо-восточной части Ускучевского останца. Они возникли за счет богатых глиноземом алевропелитов и углисто-глинистых сланцев, тогда как кварц-полевошпат-биотитовые роговики развиваются по песчаникам. Для них характерно развитие порфиробластов андалузита размером 0,3—0,5 см в поперечнике и длиной от 1 до 3—5 см.

Химические составы нормальных и контактово-измененных осадочных пород приведены в табл. 23. В результате пересчетов химических анализов по методу Т. Барта для алевролитов такырской свиты определена формула $K_{45}Na_{32}Ca_{11}Mg_{31}Fe_{23}^{2+}Fe_{16}^{3+}Al_{158}Ti_{11}Si_{566}P_1(O_{1557}OH_{43})$. Для песчаников формула несколько иная: $K_{25}Na_{70}Ca_{14}Mg_{24}Fe_{17}^{2+} \cdot Fe_{12}^{3+}Al_{65}Ti_4Si_{586}P_1(O_{1573}OH_{27})$. Средняя формула для песчано-алевролитовых отложений этой свиты следующая: $K_{35}Na_{51}Ca_{12}Mg_{27} \cdot Fe_{20}^{2+}Fe_{14}^{3+}Al_{1161}Ti_7Si_{581}P_1(O_{1565}OH_{35})$. В результате контактового метаморфизма исходная осадочная порода не испытывает существенных изменений. Так, например, при образовании андалузитовых роговиков отмечаются незначительные вариации компонентов: увеличение Si (24 иона), Al (30 ионов) и уменьшение Fe^{2+} (7 ионов). При ороговикании песчаников намюра, развитых в западном контакте Миролюбовского массива, отмечается резкая десиликация исходной породы, уменьшение щелочей и обогащение Ca и Fe. Формула нормальных песчаников $K_{23}Na_{57}Ca_{39}Fe_{27}^{2+}Fe_7^{3+}Al_{170}Ti_3 \cdot Si_{584}O_{1600}$. При их ороговикании происходит привнос (+) в ионах — Ca115, Al42, $Fe^{2+}30$, $Fe^{3+}8$, Ti3, вынос (—) в ионах — Si145, K13, Na5.

Минералогически в роговиках по сравнению с неизмененными породами происходит увеличение граната (до 122,1 г/т), магнетита (до 233,1 г/т) и незначительное накопление апатита, циркона и андалузита (см. табл. 24). В контактовых разностях, образовавшихся по

**Химический состав
нормальных и контактово-измененных осадочных пород (вес. %)**

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	74,13	62,41	67,44	64,94	62,92	61,87	58,07	51,84
TiO ₂	0,21	0,85	0,63	0,74	0,65	0,53	0,63	1,00
Al ₂ O ₃	9,14	17,56	15,86	16,71	17,00	15,30	13,42	14,43
Fe ₂ O ₃	1,43	2,49	1,72	2,10	1,99	0,96	1,50	0,48
FeO	1,58	3,11	2,43	2,77	2,16	3,46	5,03	2,28
MnO	Не опр.	0,09	0,11	0,10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO		2,23	1,83	2,05	2,01	2,88	4,38	2,69
CaO	6,46	1,11	1,51	1,31	1,93	3,85	10,64	17,45
Na ₂ O	0,54	1,82	4,08	2,95	1,90	3,10	2,00	1,35
K ₂ O	2,15	3,99	2,23	3,11	3,67	1,97	0,62	0,13
P ₂ O ₅	Не опр.	0,18	0,15	0,17	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	»	0,05	0,02	0,03	»	»	»	»
H ₂ O	»	0,72	0,45	0,58	»	»	»	»
П. п. п.	1,47	3,64	1,64	2,64	3,89	4,64	2,57	3,90
Сумма	99,73	100,25	100,10	100,20	98,12	98,56	98,86	95,55

1—диопсидовый роговик кыстав-курчумской свиты, бассейн р. Мокрая Погорелка (2 анализа); 2—средний анализ углисто-глинистых алевролитов (4 анализа) и 3—мелкозернистых песчаников (3 анализа) такырской свиты, верховье р. Черновой; 4—средний анализ песчано-алевролитовых отложений такырской свиты (7 анализов); 5—кварц-полевощпатовый роговик, среднее течение р. Войлочевки; 6—среднезернистый полимиктовый песчаник из отложений намюрского яруса, район пос. Миролюбовка; 7—средний анализ ороговикованных песчаников (2 анализа), там же; 8—известковистая конкреция из отложений намюрского яруса.

известковистым породам, отмечаются амфибол (205 г/т), сфен (24,6 г/т) реже малахит и азурит. Валовое содержание аксессуариев в роговиках (151 г/т) в четыре раза выше, чем в нормальных осадочных породах (44,3 г/т). Геохимически в роговиках, в отличие от неизмененных осадочных пород, резко увеличивается распространенность Sn (46%), Mo (46%), Be (9%) и В (59%), что связано с привнесом их из гранитных интрузий, и несколько уменьшается частота встречаемости V, Pb, Zn, As, W, Sr.

Внешняя филлитовая зона

По мере удаления от гранитных интрузий интенсивность контактового метаморфизма ослабевает и вышеописанные роговики сменяются слюдястыми пятнистыми сланцами и ороговикованными породами, прослеженными на десятки километров (район пос. Миролюбовка, Мамалыка и др.). Породы этой группы несут следы слабой перекристаллизации алевролитов и сланцев с образованием узловатых или пятнистых скоплений (до 0,5 см в поперечнике) углистого или слюдястого материала. По петрогеохимическим особенностям они близки к неизмененным осадочным породам.

1. В изученном районе процессы контактового и контактивно-метасоматического метаморфизма пользуются широким распространением, но проявляются неравномерно.

2. Процессы контактового метаморфизма наиболее интенсивно развиты при формировании гранитоидов в условиях подвижных зон, в связи с магматитами ранних фаз и при пологих контактах массивов. Образование роговиков происходило без следов плавления и существенного изменения боковых пород, что является одним из критериев магматической природы гранитов. Установлена зависимость направленности и интенсивности химических преобразований от состава исходных пород. Отложения такырской свиты, близкие по составу к гранитоидам, изменены незначительно. Песчаники нижнего карбона преобразованы более существенно (выщелачивание и десикация, привнос Са и Fe).

3. Контактково-метасоматические процессы также широко проявились вблизи Иртышской зоны смятия, а в юго-западной части территории имеют незначительное развитие. Во всех случаях отмечается их связь с зонами глубинных разломов. Продукты гранитизации отличаются друг от друга текстурно-структурными, петрохимическими и минералогическими особенностями. Петрохимическая направленность рассматриваемого процесса от неизмененных пород к метагранитам выражается в привносе Si, Na, K, Ca, выносе Mg, Al и восстановлении Fe. Ранние стадии гранитизации (гранитизированные и гибридные породы) богаты амфиболом, ильменитом, сфеном и апатитом. При последующих стадиях (метагранодиориты и метаграниты) эти минеральные комбинации нарушаются, а валовое содержание аксессуаров снижается в два — четыре раза.

4. Изучение экзоконтактивно-измененных пород показало, что наибольший поисковый интерес представляют гибридные породы, с которыми могут быть связаны россыши ильменита.

ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

В процессе формирования гранитоидов происходило непрерывное отделение послемагматических растворов и рудоносных дистиллятов, которые последовательно сменяли друг друга во времени и пространстве (табл. 24). Главными процессами, в той или иной мере контролирующими распределение редкометального оруденения, являются микроклинизация, альбитизация, грейзенизация и изменения гидротермального процесса, укладываемые в три стадии метасоматоза по Д. С. Коржинскому (1955). В пространственном распределении метасоматитов и их возрастном положении выявлены некоторые закономерности, позволившие установить их связи с определенными типами гранитоидов. Среди аутометаморфических преобразований рассматриваются позднемагматические и послемагматические стадии метасоматоза.

Последовательность и типы послемагматических

Стадии метасоматоза по Д. С. Коржинскому	I фаза			II	
	главная субфаза	жильные породы	оруденение	главная субфаза	
Ранняя щелочная	Микроклинизация I, альбитизация I (пертитизация)	Микроклинизация II, альбитизация II (кварц-альбитовый замещающий комплекс)	Ta, Nb и др.	Микроклинизация I, альбитизация I (пертитизация) Альбитизация II (кварц-альбитовый замещающий комплекс)	
Кислотная	Мусковитизация I, турмалинизация	Грейзенизация II	Sn, W	Мусковитизация I	W
	Грейзенизация II			Грейзенизация II	
	Гидротермальный процесс (кварц-касситеритовые жилы)		Sn	Гидротермальный (кварц-касситерит-гюбнеритовые жилы)	W
	Околожильная грейзенизация		Sn	Околожильная	W
Поздняя щелочная	Микроклинизация III, альбитизация III, пиритизация, серицитизация, хлоритизация		As	Микроклинизация серицитизация, карбона	

Примечание. Полужирным выделены главные процессы и металлы.

Послемагматические изменения гранитоидов I фазы

В позднемагматическую стадию происходило упорядочение структур калиевых полевых шпатов, выравнивание составов плагиоклаза и распад смешанных полевых шпатов. Известно, что при кристаллизации магматического расплава обычно выпадают неупорядоченные полевые шпаты, которые претерпели преобразования как в ходе магматической стадии, так и при последующих процессах метасоматоза.

Деанортитизация плагиоклазов. При петрографических исследованиях в гранитах I отмечается образование каемок альбита (см.

изменений в гранитоидах калбинского комплекса

фаза	III фаза				
	жильные породы	оруденение	главная субфаза	жильные породы	оруденение
	Микроклинизация II, альбитизация II	Ta, Nb и др.	Микроклинизация I, альбитизация I (пертитизация) Альбитизация II (кварц-альбитовый замещающий комплекс)	Микроклинизация II	
		W, Sn	Мусковитизация I		W
	Турмалинизация, грейзенизация II	W, Sn	Грейзенизация II, турмалинизация		W
	процесс (кварц-касситерит-шеелитовые прожилки)	W, Sn	Гидротермальный процесс (кварц-турмалин-ферберитовые жилы)		W
	грейзенизация	W, Sn	Турмалинизация, околожильная грейзенизация, окварцевание		W
	III, альбитизация III, хлоритизация, тизация	Pb, Zn	Микроклинизация III, пиритизация, серицитизация		Pb

рис. 11, б) на границе зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата (мирмекитизация). Д. С. Коржинский (1955) указывал на проявление этого процесса до стадии выщелачивания. Мирмекитизация может рассматриваться как структурное превращение плагиоклазов и В. А. Нарсеевым (1966 г.) охарактеризована схемой:

Первичный плагиоклаз

Тонкие, постепенно растающиеся каймы альбита на границе с калиевым полевым шпатом

Деанортитизация псевдоморфозы гомогенного альбита по первичному плагиоклазу

Пертитизация каликатровых полевых шпатов («автолизия»). Первоначальные каликатровые полевые шпаты, обладая неустойчивым химическим составом и структурой, могли находиться в равновесии только при надкритических температурах. При наступлении критической температуры (660°C) в процессе остывания массивов происходил распад этих растворов на составные части: 1) моноклинный ортоклаз и 2) натриевый полевой шпат — пертиты распада в ортоклазе.



Рис. 47. Рассечение крупнозернистых микроклинизированных гранитов I фазы среднезернистыми гранитами II фазы в Песчанском массиве

Триклинизация калиевого полевого шпата. В дальнейшем в начальные этапы процесса микроклинизации происходило упорядочение двух разновидностей полевых шпатов. По оптическим свойствам в гранитоидах I фазы отмечается преобразование моноклиального ортоклаза в триклинный микроклин по схеме (Щерба и др., 1964): К-ортоклаз \rightarrow К-анортоклаз \rightarrow К-микроклин.

Последующие преобразования полевых шпатов происходили в постмагматические стадии метасоматоза.

В раннюю щелочную стадию проявились процессы микроклинизации и альбитизации.

Микроклинизация. Процессы микроклинизации в гранитоидах развиты широко и фиксируются образованием метасоматических вкрапленников микроклина по плагиоклазам. По данным А. А. Беуса, Н. Е. Залашковой (1962), этот процесс объясняется активностью

сильных оснований в растворах, находящихся в надкритическом состоянии. Процессы микроклинизации во времени протекали раньше или одновременно с внедрением жильных дериватов I фазы и заведомо до формирования гранитоидов II (рис. 47). По времени и интенсивности проявления выделены процессы: а) ранней (площадной) микроклинизации I и б) поздней (локальной) микроклинизации II.

Процессы ранней микроклинизации I широко проявлены в гранитоидах юго-западной части плутона и фиксируются зонами микроклинизированных гранитов шириной до 2—3,5 км (Песчанский, Миролюбовский массивы). Установлено, что гранитные массивы с широко развитой площадной микроклинизацией бедны жильными породами, а пегматиты в них практически отсутствуют.

В северо-восточной части района процессы микроклинизации отмечаются только в тектонически ослабленных зонах, образуя полосы микроклинизированных пород шириной до 500 м (гора Телка). Жильные породы и, в частности, пегматиты здесь распространены более широко, что приводит к мысли о существовании обратной зависимости между проявлением микроклинизации I и формированием жильных пород. В микроклинизированных породах замещение плагиоклаза микроклином проявляется беспорядочно. В зонах повышенной трещиноватости гранитов, где приток метаморфизирующих растворов был наиболее благоприятен, микроклином замещаются даже участки породы.

В процессе ранней микроклинизации по сравнению с неизменными гранитами происходил привнос K и Al и вынос Ca, Na, Mg, Fe²⁺ (табл. 25, 26). Железо и магний шли на новообразование ильменита и биотита, а K реагировал с ионами (PO₄)³⁻ с образованием апатита, что подтверждается минералогически (см. табл. 27).

Минералогически (табл. 27) по сравнению с гранитами главной субфации в микроклинизированных гранитах в четыре раза больше апатита (418,0 г/т), в десять раз больше ильменита (107,4 г/т) и увеличивается содержание граната (32,0 г/т). Количество монацита уменьшается в пять раз, но валовое содержание акцессориев увеличивается более чем в три раза. Геохимически это выразилось в повышенном содержании в них Cu, Zn, Pb, входящих в виде примесей в апатит, ильменит и полевые шпаты. Уменьшение элементов группы железа (Ni, Co, V, Cr) объясняется незначительным содержанием в породе биотита, являющегося их концентратом (см. табл. 8). Микроклинизированные граниты характеризуются в целом бедным содержанием редких металлов. В кларковых содержаниях встречаются Sn, Be, Mo, а W, Bi, As полностью отсутствуют. Увеличивается лишь распространенность Li и Nb; последний обязан этому увеличением в породе ильменита и граната.

Если считать, что гранитоиды каждой фазы сопровождаются собственными послемагматическими образованиями и оруденением, то естественно предположить, что состав редкометалльной минерализации должен отражать химический состав и физико-химические условия кристаллизации материнской магмы. Такая зависимость

Химические составы метасоматически измененных

Окислы	I фаза								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	71,64	72,12	72,97	63,04	67,19	69,66	73,84	70,96	74,76
TiO ₂	0,29	0,40	0,05	0,32	0,58	0,25	0,08	0,23	0,03
Al ₂ O ₃	14,39	15,23	11,55	19,91	16,48	15,73	14,28	14,76	14,01
Fe ₂ O ₃	0,79	0,23	1,12	1,53	0,91	0,60	0,10	1,39	0,72
FeO	1,83	1,86	1,51	1,90	0,99	2,72	2,57	2,00	1,43
MnO	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,05	0,07	0,02
MgO	0,58	0,32	1,88	0,59	0,65	0,21	0,53	0,42	0,11
CaO	0,83	0,74	1,00	0,49	1,22	0,88	1,18	1,01	0,29
Na ₂ O	2,95	3,31	3,65	4,06	3,20	3,15	3,35	1,26	4,00
K ₂ O	5,16	4,40	4,70	4,45	4,71	5,00	3,65	5,46	3,85
P ₂ O ₅	0,15	0,26	0,20	0,14	0,11	0,11	0,06	0,44	0,04
F	0,12	0,11	He опр.	0,35	0,12	0,12	0,03	0,16	0,03
SO ₃	0,05	0,18	»	He опр.	0,14	0,14	0,15	0,14	0,16
H ₂ O ⁺	0,09	0,11	»	0,14	0,11	0,22	0,15	0,09	0,10
H ₂ O ⁻	0,09	0,10	»	0,16	0,10	0,18	0,07	0,06	0,09
П. л. п.	0,60	1,00	0,36	2,48	1,15	1,15	0,32	1,52	0,24
Сумма	99,60	100,11	99,04	99,32	97,70	100,16	100,41	99,97	99,88

Числовые характеристики

s	79,1	79,0	79,2	70,5	76,6	77,2	77,4	78,3	80,6
a	13,5	13,1	14,2	14,7	13,9	13,8	13,5	10,3	13,7
b	6,5	7,0	6,3	14,2	8,1	7,9	7,6	10,2	5,4
c	0,9	0,9	0,3	0,6	1,4	1,1	1,5	1,2	0,3
Q	29,3	30,9	23,4	11,0	24,0	25,7	26,3	34,8	33,5
a : c	14,9	14,6	47,3	24,5	9,9	12,5	9,0	8,6	45,7
a' : c'	50,5	67,3	—	71,7	65,0	57,1	51,0	63,2	63,1
m'	—	—	13,5	—	—	—	—	—	—
m'	14,1	6,6	49,0	7,1	13,3	4,2	12,5	6,5	3,6
f'	35,4	26,1	37,5	21,2	21,7	38,7	36,5	30,3	33,3
h	46,6	53,0	54,1	59,5	51,0	49,0	58,4	25,8	61,6
t	0,3	0,1	0,1	0,4	0,7	0,3	0,1	0,3	—
φ	10,1	1,9	14,6	8,5	10,0	6,7	1,0	11,6	9,5

Анализы пород I фазы: 1—микроклинизированные граниты, Кашеминский ский массив, среднее течение р. Турнаев Ключ; 3—крупнозернистый турмалинизированный Кайндинский массив (2 анализа); 5—средний анализ грейзенов, м-ние им. Розы Люксембург, Палатки и Новые Палатки, там же; 8—околожильный грейзен, Чудское м-ние, там же. Анализы пород II фазы: 10—микроклинизированный гранит, Подгорненский массив, мусковитизированных гранитов, Комсомольский массив (3 анализа); 13—кварц-микроклиндробления, Подгорненское месторождение; 15—околожильный измененный гранит, фазы: 17—крупнозернистый турмалинизированный гранит, Большевикское месторождение; участок «Поперечный» в Кайндинском массиве (2 анализа); 19—грейзенизированный гранит, юго-восточное окончание Кайндинского массива.

гранитоидов калбинского комплекса (вес. %)

II фаза							III фаза				
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
68,84	62,98	72,58	68,28	78,72	74,26	94,30	76,53	72,52	65,90	74,05	92,04
0,43	0,03	0,21	0,13	0,19	0,08	—	0,05	0,10	0,12	0,05	0,05
14,26	22,12	15,32	18,39	11,90	14,28	1,90	12,72	15,13	19,32	14,04	2,99
0,80	0,02	0,45	0,56	1,02	0,03	0,23	1,4	0,79	0,78	0,88	—
2,69	1,00	2,05	1,57	0,86	1,86	1,86	2,3	1,22	0,50	1,43	2,44
0,03	0,02	0,06	0,06	0,03	0,06	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
0,94	0,21	0,26	0,42	0,11	0,11	0,42	0,5	0,27	0,22	0,11	0,16
1,61	0,88	0,78	0,59	0,74	0,59	0,44	0,5	0,34	0,76	0,29	0,15
3,21	7,56	3,02	2,68	2,66	3,72	0,11	2,38	3,63	2,85	3,65	0,81
4,77	3,84	3,83	4,85	2,64	3,77	0,33	2,49	4,54	7,76	4,38	0,66
0,29	0,26	0,22	0,17	0,14	0,17	0,02	0,05	He опр.	0,04	0,06	0,03
He опр.	0,10	0,14	0,80	0,22	0,18	0,04	0,08	»	He опр.	0,04	He опр.
»	0,05	0,06	0,20	0,09	0,10	0,10	0,11	»	»	0,14	»
»	0,09	0,14	0,18	0,17	0,09	0,11	0,16	»	»	0,11	»
»	0,13	0,09	0,11	0,14	0,12	0,05	0,10	»	»	0,08	»
1,76	0,21	1,02	1,90	1,06	0,54	—	0,3	0,98	1,25	0,66	0,24
99,63	99,50	100,23	100,89	100,69	99,96	99,95	99,19	99,55	99,52	100,00	99,59

по А. Н. Заварицкому

79,5	70,6	78,8	74,6	84,0	80,5	80,8	78,9	74,0	80,2
14,1	21,9	11,5	12,4	9,2	12,9	8,3	13,9	17,3	13,8
4,4	6,5	8,8	12,3	6,0	5,9	10,3	6,8	7,8	5,7
2,0	1,0	0,9	0,7	0,8	0,7	0,6	0,4	0,9	0,3
18,7	—3,6	33,7	24,1	48,8	34,5	44,4	29,6	12,5	32,5
7,0	21,9	12,8	18,0	11,5	18,3	13,8	34,7	19,2	46,0
25,0	80,2	69,9	78,7	70,6	65,6	62,0	68,2	80,9	60,9
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34,3	5,2	4,4	5,3	3,3	3,3	7,3	5,8	4,3	3,5
40,7	14,6	25,7	16,0	26,1	31,1	30,7	26,0	14,8	35,6
50,9	75,1	54,8	45,8	60,1	60,3	58,8	54,7	35,8	55,7
0,4	—	0,2	0,1	0,2	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1
15,6	—	4,4	3,7	13,0	1,1	11,0	9,6	8,7	13,8

массив (4 анализа); 2—средне-крупнозернистый мусковитизированный гранит, Мирлолюбое гранит, Песчанский массив; 4—средний анализ грейзенов, Козловское месторождение, Мирлолюбое массив (2 анализа); 6—7—грейзены соответственно из месторождений Мирлолюбое массив; 9—альбитизированный аплит, в 2 км севернее пос. Палатки, там же; 11—альбититы, рудопроявление Мунча, Комсомольский массив; 12—средний анализ мусковитовый грейзен, Комсомольское м-ние; 14—окварцованный гранит в зоне Карашское м-ние; 16—кварцевая жила, Комсомольское м-ние. Анализы пород III фазы: 17—средний анализ слабо альбитизированных гранитов с последующей грейзенизацией, там же; 20—околожильный грейзен, Большевикское месторождение; 21—кварцевая жила,

Изменение химического состава пород в процессе ранней стадии микроклинизации (в ионах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вынос (-)
Средний состав гранитов главной интрузивной субфации I фазы, исходная порода	$K_{44}Na_{59}Ca_{17}Mg_{11}Fe_{15}^{2+} \cdot Fe_5^{3+}Al_{143}Ti_2Si_{636}P_1 \cdot (O_{1594}OH_6)$		
Средний анализ микроклинизированных гранитов (5 анализов)	$K_{58}Na_{51}Ca_7Mg_7Fe_{14}^{2+} \cdot Fe_5^{3+}Al_{151}Ti_2Si_{636}P_1(O_{1600})$	K 14 Al 8	Na 8 Ca 10 Mg 4 Fe ²⁺ 1
Турмалинизированный гранит (анализ 80-П)	$K_{54}Na_{63}Ca_{10}Mg_{25}Fe_{11}^{2+}Fe_8^{3+} \cdot Al_{122}Ti_{0,2}Si_{651}P_0(O_{1600})$	K 10 Na 4 Mg 14 Fe ³⁺ 3 Si 15	Ca 7 Fe ²⁺ 4 Al 21 Ti 1,8 P 1

редкометалльного оруденения от химического состава материнских гранитоидов описана в литературе многочисленными исследователями.

И. Н. Говоров (1966) рассматривал зависимость послемагматических растворов и оруденения не только от химического состава исходной магмы, но и от стадийности ее кристаллизации, так как непрерывное изменение состава магмы в ходе выпадения породообразующих минералов влияет и на состав отделяющихся рудоносных дистиллятов. Химический состав материнской магмы и физико-химические условия ее кристаллизации определяют фацию гранитоидов со свойственной ее минерализацией.

В свете этих исследований выводы автора о связи метасоматитов и оруденения с каждой фазой калбинского комплекса находят более четкие теоретические обоснования. Петрологические исследования позволили в районе выделить три фации рудоносных гранитоидов. В частности, породы I фазы отнесены к фации гранитоидов со сложным кислотно-щелочным типом кристаллизации. Для этой фации характерно в период выпадения из растворов основной массы калиевого полевого шпата отделение надкритических дистиллятов ранней щелочной стадии, вызвавших процессы ранней микроклинизации и формирование микроклиновых пегматитов. Эти порции дистиллятов, богатые щелочными силикатами, выносили из расплава Ti, Zr, TR и отчасти Nb, что подтверждается минералого-геохимическими данными. Бедность же их соединениями F и В не способствовала выносу редких металлов.

Процессы поздней микроклинизации II не получили в гранитах широкого распространения. Они фиксируются возникновением единичных крупных (до 3—10 см) порфиробластов микроклина («выпоты» в гранитах) или локальными полосами микроклинизации,

Содержание аксессуаров в метасоматически измененных гранитоидах калбинского комплекса (г/т)

Минералы	I фаза							II фаза					
	Граниты главной субфазы					Жильные породы		Граниты главной субфазы					
	нормальные (7)	микроклинзи- рованные (4)	мусковитизиро- ванные (4)	турмалинизи- рованные (5)	грейсензииро- ванные (3)	кварцевая жила (1)	околосильный грейсен (1)	альбитизирован- ные граниты (1)	биотитовые (9)	микроклинзи- рованные (4)	альбитизирован- ные (4)	мусковитизиро- ванные (5)	турмалинизиро- ванные (1)
Анастас	—	Ед. зн.	—	—	79,3	—	1066,6	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.	Ед. зн.	—
Апатит	95	418,0	151,6	152,8	88,1	Ед. зн.	2666,6	Зн.	50,7	67,8	357,8	36,8	555,9
Арсенопирит	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	Ед. зн.	7704,7	20960,0	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	Зн.
Базовисмутит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Барит	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—	—
Вольфрамит	—	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.	Зн.	—	—	—	—	—	—
Галенит	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—	Ед. зн.	—
Гранат	1,1	32,0	90,0	14,0	—	—	—	Ед. зн.	Ед. зн.	25,0	346,8	0,9	—
Ильменит	9,3	107,4	24,1	85,0	Ед. зн.	—	Зн.	309,7	63,0	17,1	50,0	27,5	—
Касситерит	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	208,0	1216,6	1866,6	—	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.
Колумбит-танталит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ксенотим	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	—	Ед. зн.	0,2	—	Ед. зн.	—
Лейкоксен	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лимонит	3,1	—	Ед. зн.	Ед. зн.	683,0	—	—	Зн.	0,4	Ед. зн.	0,6	Ед. зн.	—
Магнетит	0,1	—	—	—	50,9	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	—
Молибденит	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—
Монацит	20,1	4,1	1,3	Ед. зн.	18,3	—	—	Зн.	2,4	15,7	0,5	1,9	—
Оранжит	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—
Ортит	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—	—
Пирит	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.	Зн.	0,6	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Зн.
Рутил	Ед. зн.	»	—	»	416,8	—	—	—	86,0	Ед. зн.	—	5,2	—
Сфен	18,1	—	—	—	—	—	—	—	37,7	—	—	—	—
Турмалин	4,4	Ед. зн.	12,4	1586,6	—	Ед. зн.	Зн.	—	0,7	Ед. зн.	729,6	0,3	1913,6
Флюорит	0,4	0,3	0,9	0,2	112,4	—	400,0	Ед. зн.	Ед. зн.	—	Ед. зн.	1,3	Ед. зн.
Халькопирит	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—	»	—	—	—	—
Циркон	12,4	12,9	2,0	0,2	15,5	Ед. зн.	Зн.	Зн.	10,5	1,1	Ед. зн.	0,1	Ед. зн.
Шеллит	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	—	613,7	—	Ед. зн.	»	—	—	»	1,9	»
Валовое содержание аксессуаров . . .	164,4	574,7	282,3	1838,8	2286,0	8921,3	26959,8	395,7	167,6	126,9	1490,5	70,7	2469,5

Минералы	II фаза							III фаза			
	Граниты дополнительной субфазы			Жильные породы				Граниты главной субфазы			Жильные породы
	нормальные (8)	мусковитизированные (3)	альбитизированные (2)	альбитизированные аплиты (2)	альбитизированные пегматиты (2)	кварцевые жилы (5)	околожилные грейзены (1)	нормальные (3)	мусковитизированные (3)	турмалинизированные (2)	кварцевые жилы (14)
Анализ	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—
Апатит	71,2	31,2	6,3	121,9	145,4	34,4	1223,8	16,6	32,0	»	Зн.
Арсенопирит	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	18,2	4,0	—	—	Ед. зн.	19,8	344,3
Вазовисмутит	—	»	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	—	Ед. зн.
Барит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Вольфрамит	—	—	—	—	—	972,8	—	—	—	Ед. зн.	329,2
Галенит	—	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—
Гранат	Ед. зн.	39,4	23,1	12,8	2672,0	10,0	—	5,6	—	—	251,3
Ильменит	230,6	24,7	31,5	Зн.	—	Ед. зн.	—	0,7	—	—	87,8
Касситерит	—	0,5	—	—	Ед. зн.	455,5	49,4	—	—	—	Зн.
Колумбит-танталит	—	—	—	—	18,2	—	—	—	—	—	—
Ксенотим	—	—	Ед. зн.	Зн.	—	—	—	21,0	—	—	—
Лейкоксен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лимонит	1,6	11,3	—	0,6	36,4	86,0	98,8	Ед. зн.	304,0	115,0	476,8
Магнетит	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Молибденит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—
Монацит	3,7	—	0,5	2,1	Ед. зн.	Ед. зн.	—	47,0	0,7	»	—
Оранжеит	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—	—	—	—	—
Ортит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пирит	0,2	0,3	Ед. зн.	—	Ед. зн.	4,0	Зн.	1,4	Ед. зн.	Ед. зн.	Зн.
Рутил	Ед. зн.	Зн.	—	—	»	Ед. зн.	—	—	18,3	»	—
Сфен	8	27,3	7,6	—	—	—	—	—	14,0	—	—
Турмалин	Ед. зн.	60,8	—	—	1454,5	Ед. зн.	49,4	Ед. зн.	Ед. зн.	2506,0	1463,8
Флюорит	1	1,4	Ед. зн.	31,5	Зн.	40,0	2123,5	—	1,4	Ед. зн.	—
Халькопирит	—	—	—	—	—	—	—	Ед. зн.	—	—	—
Пиркон	1,8	1,4	Зн.	3,2	Ед. зн.	0,4	—	6,4	3,0	Зн.	Ед. зн.
Шеелит	0,3	Ед. зн.	—	—	»	2024,3	197,5	Ед. зн.	2,4	123,4	370,8
Валовое содержание аксессуаров . . .	318,8	198	69,0	172,1	4344,7	3631,4	3742,4	98,7	375,8	3103,3	2984,9

рассекающими аналогичные зоны более раннего возраста. Во времени формирования этот процесс, видимо, сопоставляется с образованием в пегматитах блокового микроклина и перекристаллизацией жильных гранитов и аплитов.

Таким образом, между процессом микроклинизации и пегматитообразованием существует определенная связь.

Процессы ранней микроклинизации протекали до формирования жильных пород I фазы или синхронны шпировым (сингенетичным) аплитам и пегматитам.



Рис. 48. Метасоматическое развитие микроклинизированных гранитов I фазы (1) по гибридным осадочным породам (2) в экзоконтакте Песчанского массива

На Нижне-Лайбулакском месторождении изучены зонально-реакционные контакты порфиридных гранитов с осадочными породами, превращенными в гибридные разности гранодиоритового состава. В контактовой зоне происходила дифференциация расплавов на две части. Из одной кристаллизовались аплитовидные граниты, аплиты, а из другой — зонки биотитизации (см. рис. 13). По-видимому, в краевых зонах интрузий, в условиях резких изменений термодинамической обстановки при кристаллизации магмы происходит «сбрасывание» остаточных растворов — расплавов повышенной щелочности, которые благодаря структурно-литологическому экрану (гибридных пород) не уходят далеко от контактовой зоны и метасоматически реагируют как с гранитами, так и с осадочными породами (рис. 48,

49). При этом формируются шпирь аплитов и пегматитов, отличающиеся от гранитов лишь по структурным особенностям.

На Песчанском карьере отмечаются случаи перехода вкрапленников микроклина из пегматитов в зонки микроклинизации, что подтверждает одновременность кристаллизации этих пород. При перекристаллизации гранитов происходило увеличение размеров зерен кварца и полевых шпатов; Mg, Na, Ca и железо при этом становились подвижными и выносились из них. Эти компоненты

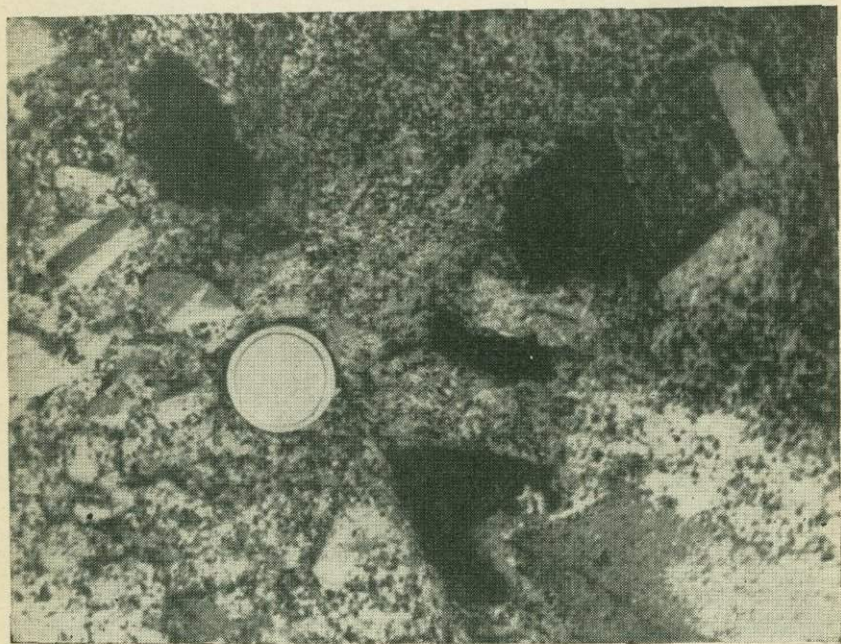


Рис. 49. Реликты биотитизированных осадочных пород (черное) в грубозернистых микроклинизированных гранитах I фазы в Песчанском карьере

выпадали из растворов в других участках породы, образуя, в частности, крупные пластинки биотита в шпирях пегматитов.

Таким образом, рассматриваемые процессы пегматитизации и аплитизации протекали практически в условиях замкнутой системы без существенного привноса дополнительного материала и синхронны, видимо, с явлением собирательной перекристаллизации. Более поздние пегматиты остаточных растворов срезают не только микроклинизированные граниты, но и шпиревые пегматиты, что подтверждает мнение В. И. Кузнецова (1948) и других исследователей Калбы о многостадийности и пульсирующем характере пегматитообразования.

Анализ размещения жильных полей позволяет предположить зависимость распределения пегматитов от характера проявления

микроклинизации. Основная масса пегматитов пространственно приурочена к контаминированным гранитам, в которых процессы микроклинизации проявлены незначительно (Нижне-Лайбулакское, Куксайское пегматитовые поля). При широком развитии микроклинизации в гранитах формируются шлировые пегматиты, а жильные поля не характерны. Эти данные позволили сделать следующие выводы: 1) широкое развитие процессов микроклинизации (при формировании интрузий в спокойной обстановке) отрицательно сказывается на образовании пегматитов, так как происходит равномерное рассеяние К в породе; 2) в гранитоидах подвижных зон остаточные растворы, обогащенные К, идут на формирование аплит-пегматитов, а процессы микроклинизации не характерны.

Альбитизация. В конце процесса ранней микроклинизации в условиях понижения температуры и давления качественно изменился химический состав водных растворов в сторону увеличения их кислотности, что, по мнению В. Т. Покалова (1966), повлекло за собой увеличение активности слабых оснований — Na, замещающих сильные основания — K. В результате этого калиевый метасоматоз сменился существенно натриевым, который проявился в замещении микроклина и раннего плагиоклаза альбитом. По характеру и времени проявления выделены процессы: а) ранней (площадной) альбитизации I и б) поздней (околотрещинной) альбитизации II.

Процессы ранней альбитизации I, по сравнению с микроклинизацией I, не получили широкого распространения и проявились только в сводовых зонах Песчанского и Миролубовского массивов. Во времени они следовали после микроклинизации I, и, вероятно, до формирования некоторой части жильных гранитов и аплит-пегматитов, так как последние рассекают альбитизированные граниты. Процессы альбитизации I фиксируются микроскопически по образованию вначале каемчатого альбита, а затем пертитов замещения с превращением калиевого полевого шпата в антипертит. Они также не сопровождались оруденением, так как дистилляты стадии кристаллизации альбита еще не содержали галоидо-водородных и сернистых соединений, которые способствовали бы выносу редких металлов.

Процессы поздней (околотрещинной) альбитизации II контролируются внутриинтрузивной тектоникой, образуя зоны альбититов мощностью 0,2—3 м. Альбитизация проявлена неравномерно и носит струйчатый и гнездовый характер. В начальный этап в микроклине образуются пертиты замещения (до 50% площади зерна), которые в следующий этап в виде свободного альбита обособляются вокруг зерен микроклина и плагиоклаза I, а затем замещаются мелкозернистым кварц-альбитовым комплексом. Минеральный состав замещенной породы: реликты калиевого полевого шпата (10%) и альбит-олигоклаза (5—10%), альбит (40%), кварц (20%), турмалин и мусковит (10—20%).

С процессом околотрещинной альбитизации синхронна альбитизация аплитовых и пегматитовых жил (Нижне-Лайбулакское месторо-

ждение). Альбитизированные аплиты характеризуются повышенным содержанием кремнезема и щелочей, в составе последних Na незначительно преобладает над K (см. табл. 25). Резко увеличивается отношение $a : c$ (45,7), свидетельствующее о наличии в породе кислых плагиоклазов. Акцессории в них представлены в основном ильменитом и рутилом (см. табл. 27). В пегматитах же с процессами альбитизации связана основная масса граната и танталит-колумбита. В альбите из них спектральным анализом обнаружены Nb (0,025%), Sn (0,002%) и Вi (0,001%). Геохимически альбитизированные аплиты характеризуются повышенным содержанием Sn (до 0,01%) и Nb (до 0,01%). Таким образом, с процессами поздней альбитизации связан привнос оруденения (Nb, Sn и др.) в связи с повышением в конце щелочной стадии концентрации галоидно-водородных кислот и галогенидов щелочных элементов.

В кислотную стадию после отложения полевых шпатов ранней щелочной стадии остаточный магматический расплав имел, вероятно, ультракислый состав, из которого кристаллизовалась основная масса кварца. В это же время происходили дистилляция кислых растворов, вынесших из магмы летучие компоненты (F, B, P, S) и Sn, и формирование оловоносных кварцевых жил.

Грейзенизация. Вследствие дальнейшего изменения давления и температуры в системе порода — раствор и, следовательно, изменения режима кислотности — щелочности растворов, процессы альбитизации сменились грейзенизацией (стадией кислотного выщелачи-

Таблица 28

Изменение химического состава пород в процессе площадной мусковитизации и околожильной грейзенизации, район Чудского месторождения (в ионах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вывос (-)
Крупнозернистый порфиroidный биотитовый гранит I фазы, исходная порода (анализ 61-II)	$K_{47}Na_{54}Ca_{11}Mg_7Fe_5^{2+}Fe_{21}^{2+} \cdot Al_{153}Ti_2Si_{627}P_1(O_{1589}OH_{11})$		
Среднезернистый порфиroidный мусковитизированный гранит I фазы (анализ 73-II)	$K_{50}Na_{54}Ca_7Mg_4Fe_1^{2+}Fe_{14}^{2+} \cdot Al_{157}Ti_1Si_{634}P_2(O_{1588}OH_{12})$	Si 7 Al 4 K 3 P 1 OH 1	Ca 4 Mg 3 Fe ²⁺ 7 Fe ³⁺ 4 Ti 1
Кварц-микроклин-мусковитовый околожильный грейзен (анализ 62-II)	$K_{62}Na_{21}Ca_{10}Mg_3Fe_{16}^{2+}Fe_{10}^{2+} \cdot Al_{155}Ti_2Si_{634}P_4(O_{1591}OH_9)$	K 15 Fe ³⁺ 5 Al 2 Si 7 P 3	Na 33 Ca 1 Mg 4 Fe ²⁺ 5 OH 2

вания по Д. С. Коржинскому). Г. Н. Щерба (1960₂) считает, что грейзенизация — это не только кислотное выщелачивание, а более сложный процесс переменной кислотности — основности, хотя кислотность и преобладает. Это нашло подтверждение в изученном районе.

Процессы грейзенизации проявились в основном в юго-западной части плутона, среди них выделены: а) ранняя (площадная) мусковитизация I и б) поздняя (околотрещинная) грейзенизация II.

Ранняя (площадная) мусковитизация I проявилась в сводовой части Песчанского, Миролюбовского и Каиндинского массивов на площадях соответственно 60, 35, 10 км². Степень изменения гранитов незначительна. Мусковитизированные граниты сохраняют первичную структуру, осветлены и незначительно обогащены кварцем (35—40%) и мусковитом (3—13%), развивающимися по плагиоклазу и биотиту (рис. 50, а). Микроклин иногда замещается турмалином и мусковитом (см. рис. 50, б). Петрохимически (табл. 28, см. рис. 52, а) это выразилось в увеличении Si, Al и P (новообразование кварца, мусковита, апатита) и выносе Fe, Ca и Mg (разрушение плагиоклаза и биотита).

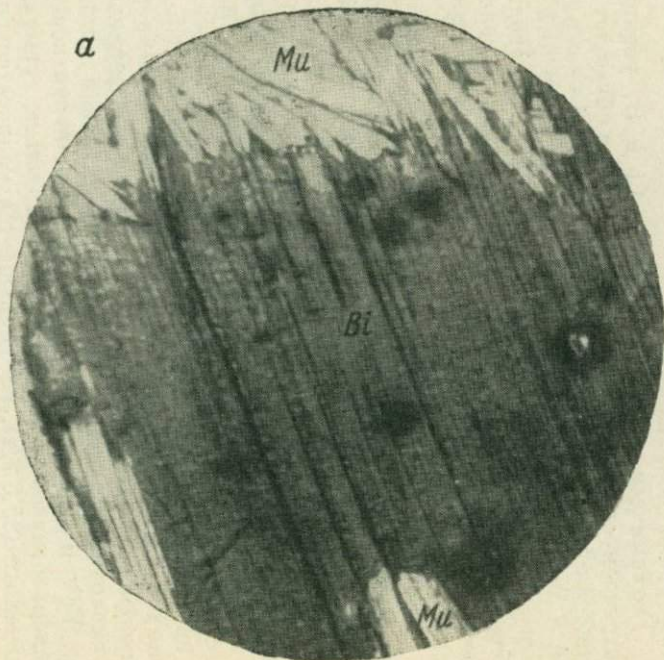
Минералогически в мусковитизированных гранитах по сравнению с неизменными породами увеличивается содержание апатита, граната, турмалина и рассеивается монацит, циркон и сфен (см. табл. 27). Образовавшиеся в щелочную стадию апатит, ильменит, циркон в кислотную стадию становятся неустойчивыми, их количество резко сокращается.

Геохимически привносятся Sn, Li и B, увеличивается частота встречаемости W, Bi. Эти элементы еще не образуют самостоятельных минералов, а в виде примеси включены: Li — в мусковите (0,02%), Sn и W — в турмалине (0,01—0,3%), апатите (0,2—0,1%) и мусковите (до 0,01%), а Bi — в апатите (0,004%). Благодаря площадному характеру этого процесса редкие элементы в целом рассеивались, чем объясняется отсутствие в связи с мусковитизированными гранитами рудных объектов.

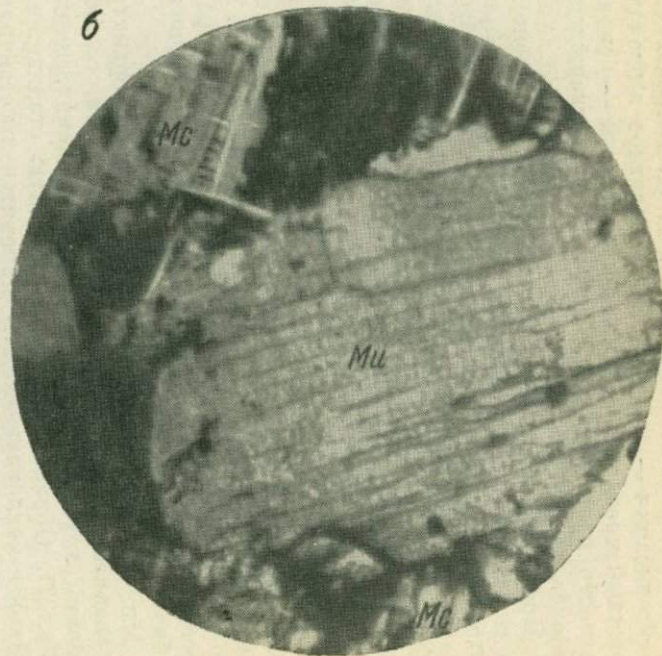
Процессы ранней турмалинизации I следовали после микроклинизации II и несколько опережали проявление площадной мусковитизации, как это отмечал и Е. П. Малиновский (1965) в гранитоидах Центрального Казахстана, или синхронны с ней. Кварц-турмалиновые жилки пересекают зонки микроклинизации и сами пересекаются поздними околотрещинными грейзенами.

Турмалин в гранитах представлен тонкими игольчатыми или шестоватыми агрегатами (рис. 51). Микроскопически он обнаружен в виде зерен неправильной формы длиной до 1,5—4 мм, развивающихся по плагиоклазу, раннему кварцу и микроклину. Петрохимически (см. табл. 25) турмалинизированные граниты отличаются от мусковитизированных разностей увеличением количества Mg, Ca, Na, Fe³⁺ и выносом Al₂O₃ (коэффициент аглаитности 0,960) и Fe²⁺. Минералогически (табл. 27) в первых больше турмалина (1586,6 г/т), ильменита (85,0 г/т), но уменьшается количество граната (14,0 г/т).

a



b



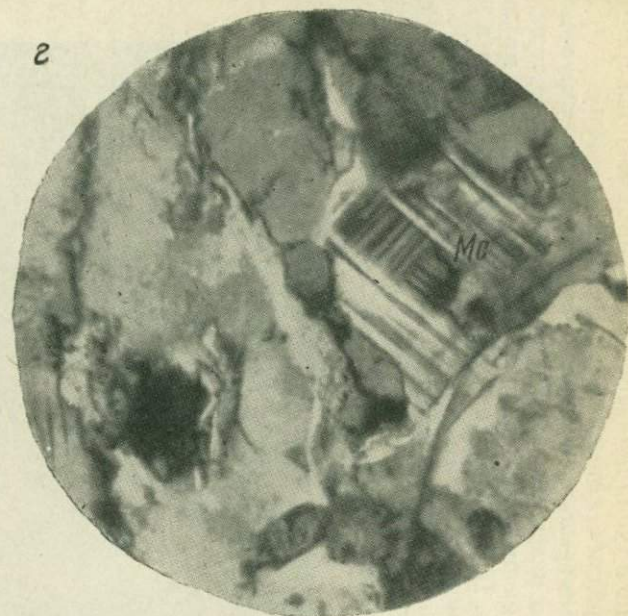
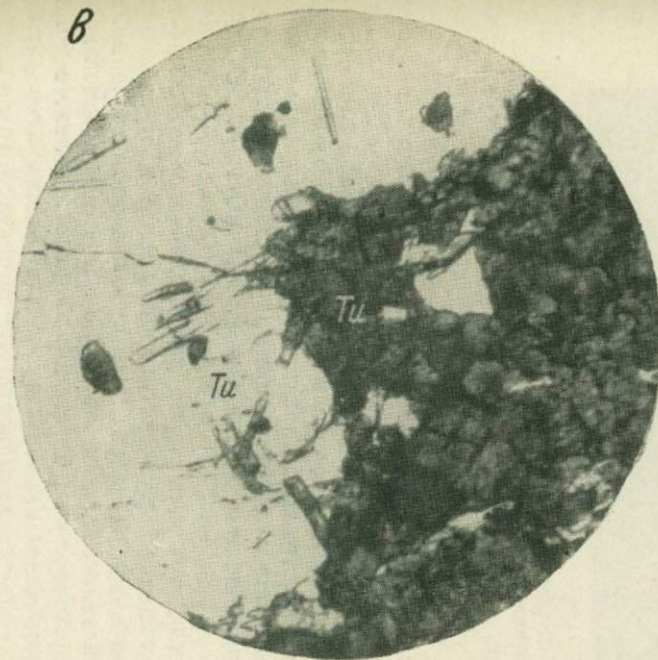


Рис. 50. Микроскопические особенности метасоматически измененных гранитов калбинского комплекса

a — замещение биотита (Bi) мусковитом (Mu) в мусковитизированных гранитах I фазы, с анализатором, увел. 20, обр. 1295; *б* — замещение решетчатого микроклина (Mc) мусковитом (Mu) в мусковитизированных гранитах III фазы, с анализатором, увел. 24, шл. 320-а; *в* — спутанногильчатые агрегаты турмалина (Tu) в грейзенизированных гранитах I фазы, район м-ния им. Розы Люксембург, с анализатором, увел. 24, шл. 1-в; *г* — решетчатый микроклин (Mc) поздней щелочной стадии изменения гранитов II фазы, с анализатором, увел. 24, шл. 9-абс.

С процессами ранней турмалинизации также не отмечается существенного привноса редких металлов.

Поздняя (околотрещинная) грейзенизация контролируется внутриинтрузивными разрывами. В Миролюбовском массиве зоны грейзенизации, опережающие одноименный разлом, развиты на месторождениях Палатцы, Новые Палатцы, им. Розы Люксембург, а в Каиндинском интрузиве — на Козловском месторождении. Во всех случаях грейзенизация имеет наложенный характер, а вопрос о возрасте грейзенообразующих растворов решается в каждом конкретном случае по-разному. В месторождениях Миролюбовского массива



Рис. 51. Турмалиновые «солнца» в зальбандах вольфрамосной кварцевой жилы, месторождение им. Розы Люксембург

они генетически связаны с гранитами монастырского типа, а на Козловском месторождении — с гранитами II.

На Козловском месторождении развиты кварц-микроклин-мусковитовые и кварц-альбит-мусковитовые грейзены. Петрохимическое изучение их показало, что грейзенизация протекала несколько иным путем, чем площадная мусковитизация. В данном случае, наряду с дальнейшим увеличением содержания K , Fe^{3+} , OH , F , SO_3 , происходил привнос Al ($a' = 71,7$) и вынос Si ($Q = 11,0$) и Ca (см. табл. 14, табл. 29), что характерно для щелочного метасоматоза. Видимо, при площадной мусковитизации гранитов происходило обогащение остаточных растворов Na , что вызвало новую волну щелочного воздействия (Коржинский, 1955). Поэтому поздней грейзенизации предшествовала альбитизация калиевого полевого шпата с последующим замещением альбита мусковитом. Низкое содержание в растворах ионов Fe^{2+} и активность Ca , не связанного полностью

Изменение химического состава пород в процессе околотерциной грейзенизации, Козловское месторождение (в ионах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вынос (-)
Средне-крупнозернистый порфиридный биотитовый гранит I фазы	$K_{28}Na_{55}Ca_{20}Mg_{17}Fe_{20}^{2+}Fe_{0,5}^{3+} \cdot Al_{142}Ti_2Si_{588}P_1(O_{1592}OH_8)$		
Средний состав грейзенов (2 анализа)	$K_{49}Na_{72}Ca_5Mg_7Fe_{19}^{2+}Fe_{10}^{3+}Al_{214} \cdot Ti_2Si_{576}P_1(O_{1581}OH_{19})$	K 11 Na 17 Fe ³⁺ 9,5 Al 72 OH 11	Ca 15 Mg 10 Fe ²⁺ 1 Si 12

с F, способствовали кристаллизации в рудах не вольфрамита, а шеелита, благодаря соединению иона WO_4^{2-} с Ca.

В грейзенах этого месторождения по сравнению с вмещающими гранитоидами содержание апатита и циркона уменьшается в два-три раза (см. табл. 27). Ильменит и сфен становятся неустойчивыми и переходят в рутил (416,8 г/т) и анатаз (79,3 г/т), резко увеличивается содержание магнетита и флюорита, что свидетельствует об окислительном характере среды. Богатство дистиллятов F способствовало выносу из магмы Sn и W, которые выпадали из растворов в виде нерастворимых кислородных соединений (касситерит и шеелит). Локальное проявление процесса грейзенизации привело к накоплению редких металлов в рудных концентрациях.

На месторождении им. Розы Люксембург грейзены развиваются по аплитам и сами пересекаются вольфрамоносными кварцевыми жилами и дайками посткалбинского комплекса. Такая же последовательность рудного процесса установлена на редкометальных месторождениях Нарыма и Центрального Казахстана (Щерба, 1957₁, 1960₂). Вещественный состав грейзенов непостоянен: кварца 4—63%, полевых шпатов 15—60%, а мусковита 5—50% и игольчатого турмалина 1—10,4% (см. рис. 50, в). По составу выделены кварц-полевошпат-мусковитовые, реже кварц-мусковитовые минеральные фации грейзенов, формирование которых происходило в слабо кислой среде, поскольку из щелочей выносился лишь Na, а K осаждался из растворов совместно с Si и др. (табл. 30).

Шеелитовый состав оруденения на этом месторождении (как и на м-нии Палатцы) объясняется соединением W, находящегося в растворах, с Ca, высвободившимся при грейзенизации гранодиоритов.

Минералогически установлены повышенные концентрации шеелита и турмалина, но почти полное отсутствие касситерита и флюорита, характерных для грейзенов Козловского месторождения. Таким образом, устанавливается положительная зависимость между появлением в грейзенах флюорита и касситерита. Вероятно, F —

Изменение химического состава пород в процессе
околотерциной грейзенизации (в ионах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вынос (-)
Среднезернистый порфировидный гранит I фазы, исходная порода (м-ние им. Розы Люксембург)	$K_{29}Na_{70}Ca_{12}Mg_9Fe_{16}^{2+}Fe_4^{3+} \cdot Al_{131}Ti_2Si_{590}(O_{1600})$		
Средний состав грейзенов (2 анализа)	$K_{55}Na_{57}Ca_{11}Mg_9Fe_{14}^{2+}Fe_7^{3+} \cdot Al_{177}Ti_4Si_{612}(O_{1600})$	K 26 Fe ³⁺ 3 Al 46 Ti 2 Si 22	Na 13 Ca 1 Fe ²⁺ 2
Средне-крупнозернистый порфировидный гранит, исходная порода (м-ние Палатцы)	$K_{51}Na_{59}Ca_{11}Mg_7Fe_{21}^{2+}Fe_5^{3+} \cdot Al_{154}Ti_2Si_{615}P_1(O_{1590}OH_{10})$		
Кварц-мусковитовый грейзен	$K_{56}Na_{54}Ca_8Mg_3Fe_{21}^{2+}Fe_4^{3+} \cdot Al_{163}Ti_2Si_{615}(O_{1577}OH_{23})$	K 5 Al 9 OH 13	Na 5 Ca 3 Mg 4 Fe ³⁺ 4

главный минерализатор Sn в грейзеновом процессе, отсутствие или малое количество которого в растворах отрицательно сказывается на появлении в рудах касситерита.

Гидротермальный процесс. В заключительный этап кислотной стадии вследствие дальнейшего снижения температуры и, отчасти, давления остаточные растворы приняли гидротермальное состояние, а процесс инфильтрационного метасоматоза сменился отложением вещества в полостях при переменном характере кислотности — щелочности (Коржинский, 1955; Беус, Залашкова, 1962). Процессы площадного окварцевания гранитов (Песчанский массив) являются антагонистами проявления кварцевых жил (Миролюбовский массив).

В это время сформировались оловоносные кварцевые жилы (Чудское, Кадырбайское месторождения). Рудный процесс имел пульсирующий характер и протекал, по данным М. А. Оррэ (1944 г.), в три этапа. Рудные жилы образовались в среднетемпературных условиях, о чем свидетельствуют их приуроченность к сколовым нарушениям, обогащенность сульфидами и результаты декрепитации кварца, что согласуется с данными для других регионов (Левицкий, 1947; Некрасов, 1959, 1960; Малиновский, 1965).

Околужильный метасоматоз протекал уже в слабо щелочной среде и сопровождался привносом SiO₂, K, F и выносом Na, Mg и др. (см. табл. 28). Образованные кварц-микроклин-мусковитовые грейзены соответствуют средней зоне метасоматической колонки по Г. Э. Усанову (1966). Данные о направленности химических преобразований пород в стадию околужильной грейзенизации по методу Н. И. Наковника (рис. 52, б) согласуются с результатами пересчетов по методу Т. Барта.

Изучение химизма процесса рудообразования выяснило одну из возможных причин отсутствия W в рудах Чудского месторождения. Высокие концентрации арсенопирита в кварцевых

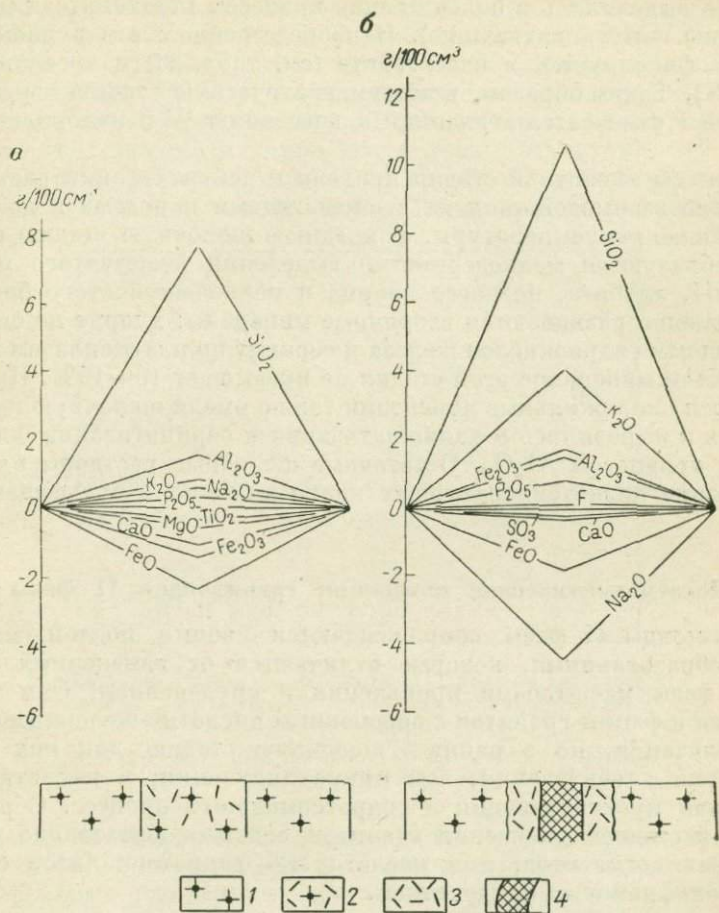


Рис. 52. Изменение химического состава гранитов I фазы в процессе площадной мусковитизации (а) и околожильной грейзенизации (б), Миролюбовский массив, район Чудского месторождения

1 — крупнозернистый порфировидный биотитовый гранит; 2 — среднезернистый порфировидный мусковитизированный гранит; 3 — кварц-микроклин-мусковитовый околожильный грейзен; 4 — кварцевая жила

жилах и грейзенах месторождения свидетельствуют об устойчивой восстановительной среде рудоотложения, не благоприятной для выпадения соединений W, если бы последний и находился в растворах. Выделившееся при метасоматозе Fe^{2+} соединилось с ионами S, а Ca нейтрализовался ионами F, что не способствовало образованию шеелита. Вероятно, W мог мигрировать в восходящих гидротермальных

растворах до достижения определенной концентрации кислорода (Бетехтин, 1955) или же он отсутствовал в них ввиду бедности дистиллятов соединениями В. Последние — главный минерализатор W — выделились в более ранние процессы метасоматоза (пегматитизацию и мусковитизацию). Непосредственно же в рудном процессе W фиксируется в касситерите (см. табл. 39) и арсенопирите (0,1—1%). Таким образом, в послемагматическую стадию изменения гранитов I отмечается тенденция к рассеянию W и накоплению Sn и As.

Процессы кислотной стадии привели к нейтрализации растворов вследствие взаимодействия их с вмещающими породами и дальнейшему снижению температуры. В позднюю щелочную стадию в гранитах образуются мелкозернистые выделения решетчатого микроклина III, альбита, позднего кварца и мелкошуйчатого биотита. Одновременно развиваются вторичные минералы: хлорит по биотиту с выделением гидроокислов железа и серицит по плагиоклазам и биотиту. Объем минералов этой стадии не превышает 10—15%. Продолжающиеся околожильные изменения также имели щелочную направленность и выразились в калишпатизации и серицитизации боковых пород с привнесом Al_2O_3 . Остаточные щелочные растворы идут на образование низкотемпературных кварцевых жил с сульфидами Fe и As.

Послемагматические изменения гранитоидов II фазы

Гранитоиды II фазы сопровождаются своими послемагматическими образованиями, которые отличаются от измененных пород первой фазы масштабами проявления и оруденением. Они также относятся к фации гранитов с переменным кислотно-щелочным типом кристаллизации, но в раннюю щелочную стадию для них более характерна альбитизация, чем микроклинизация; в кислотную — площадная мусковитизация и гидротермальный процесс. С ранней щелочной стадией изменения гранитов связано образование редкометалльных пегматитов, а в кислотную — гидротермалитов с оловянно-вольфрамовым оруденением.

В позднемагматическую стадию происходило упорядочение структур и составов полевых шпатов. Направленность и масштабы процессов в целом сходны с аналогичными явлениями в гранитах I.

В раннюю щелочную стадию отмечаются процессы микроклинизации и альбитизации. Микроклинизация проявилась менее широко, чем в гранитах I, зато возросла роль процесса альбитизации.

Микроклинизация. Ранняя микроклинизация I, не получившая площадного развития, проявилась только вдоль крупных дизъюнктивов субширотного и северо-западного простирания в Подгорненском массиве и в бассейне р. Мокрая Погорелка, где в гранитах II известны зоны микроклинитов шириной до 0,5—1 км. Эти процессы синхронны образованию шпировых аплитов и пегматитов, имеющим постепенные переходы с микроклинизированными гранитами (рис. 53).

Макроскопически — это резко порфировидные грубозернистые граниты, с вкрапленниками калиевого полевого шпата размером до $0,6 \times 5$ см, представленным нерешетчатыми зернами микроклипертита с пойкилитовыми включениями кварца, плагиоклаза и биотита. При микроклинизации I накапливается апатит (67,8 г/т), гранат (25 г/т), исчезает сфен (см. табл. 27). Увеличивается количество монацита (15,7 г/т), но уменьшается ильменита (17,1 г/т), тогда как в аналогичных породах I фазы поведение этих минералов обратное: не происходит привноса редких элементов.

Поздняя микроклинизация II для гранитоидов не характерна, но интенсивно проявилась в их жильных дериватах при наложении

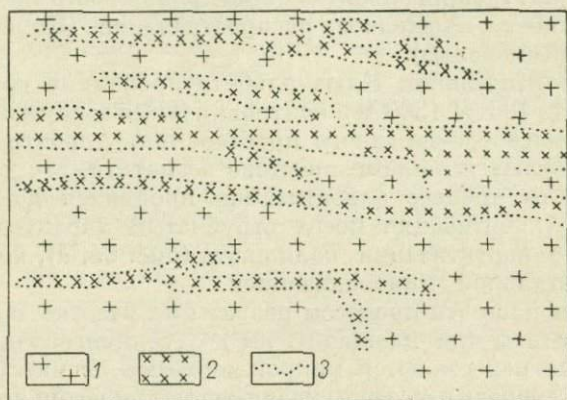


Рис. 53. Развитие в гранитах II фазы зон аплитизации (2), синхронных с ранней микроклинизацией, Подгорненский массив

1 — граниты II фазы; 2 — зоны аплитизации; 3 — границы постепенных переходов

остаточных дистиллятов щелочного состава на гранитные и аплитовидные дайки, образуя в них метасоматические пегматитовые зоны, и на первичные пегматиты графической структуры с формированием блокового микроклина. С рассматриваемым процессом связано образование в пегматитах редкометального минерала (Чебунтайское рудопроявление).

Подмечены зависимости пегматитообразования и микроклинизации от условий становления материнских гранитов:

1) интрузии образуются в спокойной тектонической обстановке под экраном гранитов I фазы, без выхода их в песчано-сланцевые толщи (Каиндинский, Песчанский массивы). В этом случае часть позднемагматических растворов проникла по системам трещин в надинтрузивные зоны, вызывая здесь при снижении температуры явления микроклинизации и пегматитообразования. С другой порцией дистиллятов в приконтактных зонах разновозрастных интрузий связаны процессы ранней микроклинизации и шпировые аплит-пегматиты.

Граниты характеризуются выдержанными текстурно-структурными признаками и не сопровождаются жильными полями;

2) массивы формируются в тектонически напряженной обстановке, в контакте с породами вмещающей рамы. В этом случае в результате быстрого снижения температуры и давления происходила дифференциация гранитных интрузий на серию мелких тел, «сбрасывание» надкритических растворов и образование в «хвостах» интрузий огромной жильной серии, в том числе и пегматитов (Ускучевское, Чебунтайское и др.). Как и в гранитах I, установлена приуроченность пегматитов к контаминированным субфациям, а для микроклинизированных гранитов они не характерны.

Альбитизация. Ранняя альбитизация I проявилась в эндоконтактах массивов и имеет площадное распространение (Комсомольский, Миролюбовский массивы).

На участке Жидышкин Ключ альбитизированные граниты развиты на площади 130×1300 м и контролируются зонами повышенной трещиноватости северо-западного простирания. Альбитизированные граниты пересекаются жилами простого пегматита, это дает основание считать, что процесс альбитизации проявился до пегматитообразования. Альбитизация носит струйчатый характер и фиксируется только в пертитизации калишпата (рис. 54, а), не сопровождаясь редкометальной минерализацией.

Более интенсивно эти процессы развиты на участке Мунча. Здесь известны альбититы (на площади 1 км^2) с тонкоигольчатым турмалином, которые пересекаются микроклиновыми пегматитами, а последние в свою очередь рассечены кварц-турмалиновыми прожилками. Минеральный состав породы (в %): альбит 40—50, микроклин 10, кварц 30—40, мусковит 10 и биотит 2. Микроскопически установлены три модификации альбита: а) альбит I — пертиты замещения в микроклине (см. рис. 54, б); б) альбит II (№ 8—10) — зернистая модификация, развитая в краевых зонах калишпата (см. рис. 54, в); в) альбит III — кварц-альбитовый комплекс (см. рис. 54, г).

Направленность преобразований гранитов (табл. 31) характерна для щелочного метасоматоза с интенсивным привнесением Na, Al ($a = 80,2$) и выносом Si ($Q = 3,6$).

Таблица 31

Изменение химического состава пород в процессе площадной альбитизации, рудопроявление Мунча (в ионах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вынос (-)
Среднезернистый гранит II фазы (анализ 93-II)	$K_{39}Na_{45}Ca_7Mg_3Fe_{15}^{2+}Fe_5^{3+} \cdot Al_{161}Ti_1Si_{630}P_2(O_{1585}OH_{15})$		
Среднезернистый альбитит (анализ 94-II)	$K_{43}Na_{131}Ca_9Mg_3Fe_8^{2+}Fe_{13}^{3+} \cdot Al_{233}Ti_1Si_{562}P_2(O_{1587}OH_{13})$	K 4 Na 86 Ca 2 Al 72	Fe ²⁺ 7 Fe ³⁺ 4 Si 68 OH 2

Образование альбититов ($2,56 \text{ г/см}^3$) сопровождалось незначительным уменьшением объема исходной породы ($2,59 \text{ г/см}^3$), привнесом Na_2O и Al_2O_3 (180 и 177% к массе окислов исходной породы) и выносом SiO_2 , Fe_2O_3 и FeO (рис. 55, а).

Минералогически в альбититах по сравнению с неизменными гранитами увеличивается содержание апатита, граната, турмалина, и флюорита и уменьшается количество монацита и ильменита (см. табл. 27). Для них характерны повышенные содержания Sn, В, реже Nb. По данным ряда авторов (Беус, 1959; Беус, Гинзбург и др., 1959; Беус, Залашкова, 1962), с процессами альбитизации связывается обогащение гранитов аксессуарными редкометалльными минералами. В рассматриваемом районе с натровым метасоматозом связана бедная минерализация (танталит, касситерит), а практически все редкометалльное оруденение выделяется в последующие стадии.

Процессы поздней альбитизации II пространственно связаны с тектоническими зонами, образуя полосы альбитизированных гранитов мощностью 1—40 м (Центральная зона, Подгорненский разлом и др.). Они, вероятно, синхронны с альбитизацией жильных пород II фазы (Чебунтайское месторождение и др.). В альбитизированных аплитах из Карашского месторождения в протолочках содержится апатит ($242,1 \text{ г/т}$), флюорит ($63,1 \text{ г/т}$) и гранат ($7,6 \text{ г/т}$). В альбитизированных пегматитах, по данным химических анализов, среднее содержание составляет (в вес. %) Ta_2O_5 0,008, Nb_2O_5 0,008. Геохимически для них характерны повышенные содержания Sn (до 0,05%), Nb (до 0,06%), W (0,05%).

Процессы кислотной стадии получили более широкое распространение, чем в породах I фазы. Остаточные кислотные растворы, обогащенные F, вызвали проявление на значительной площади ранней мусковитизации и образование кварц-касситерит-гюбнеритовых жил.

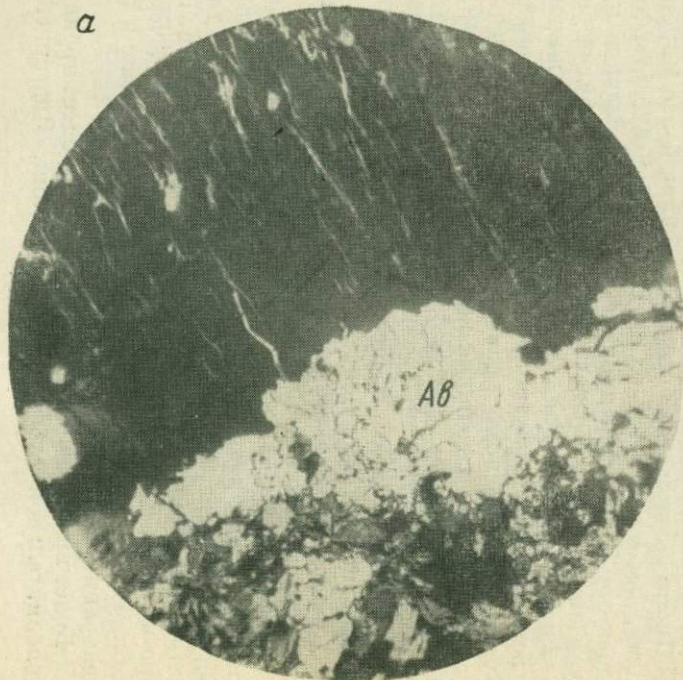
Грейзенизация. Ранняя мусковитизация I широко проявилась в верхнем этаже плутона, имея площадное развитие (до 100 км^2). Мусковитизированные граниты здесь пространственно сопряжены с зонами магмоподводящих каналов (Комсомольский, Каиндинский, Миролюбовский, см. рис. 75). Содержание мусковита в них обычно составляет 10—15%. В гранитах северо-восточной части района эти процессы проявлены слабее, содержание мусковита в породе не превышает 5% (Шошкалинский массив).

Процессы мусковитизации I протекали в слабо щелочной среде и сопровождалось выносом Na и Si (табл. 32).

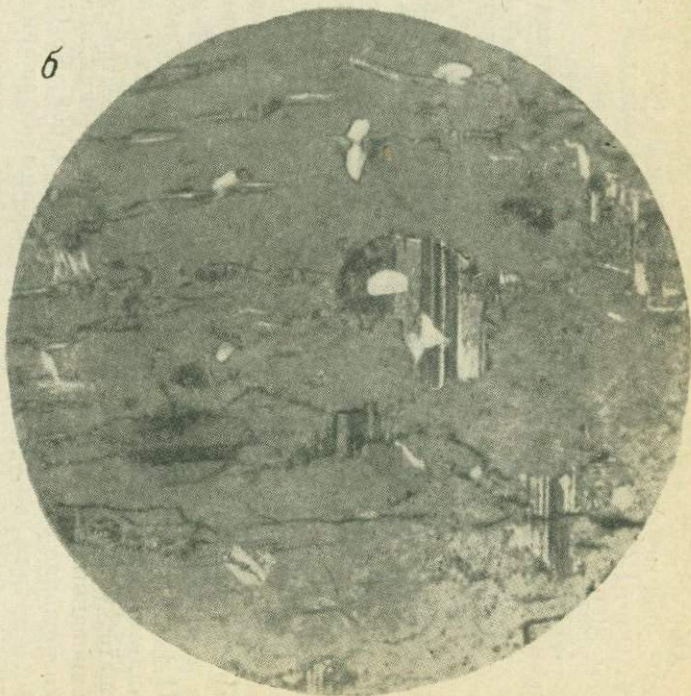
Измененные граниты характеризуются повышенными концентрациями анатаза, рутила, барита, ильменита и касситерита. Зато в них меньше циркона, монацита, апатита и граната (см. табл. 27). Мусковитизация гранитов сопровождалась привнесом Sn, Li, Be, содержание которых в мусковите в несколько раз выше, чем в биотите (см. табл. 41), однако редкие элементы находятся еще в рассеянной концентрации.

Более интенсивно рассматриваемый процесс проявился в гранитах дополнительной субфазы (Каиндинский, Подгорненский массивы),

a



б



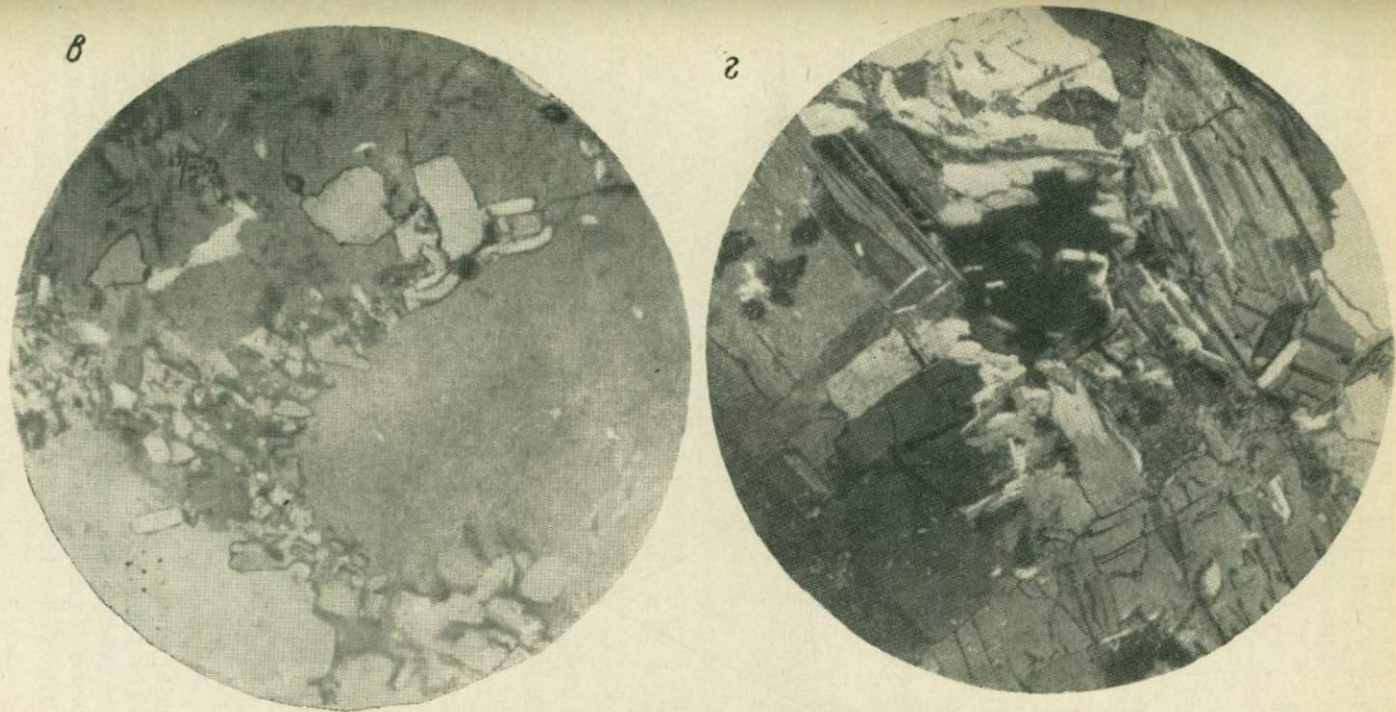


Рис. 54. Микроскопические особенности альбитизированных гранитов II фазы

a — пертитизация калинатового полевого шпата с образованием каемчатого альбита (Ab), с анализатором, увел. 24, обр. 3318; *б* — образование гомогенного альбита по первичному калинатовому полевоу шпату, с анализатором, увел. 24, обр. 251; *в* — сегрегация альбита по трещинкам в зерне калишпата, с анализатором, увел. 30, обр. 158; *г* — кварц-альбитовый замещающий комплекс (альбитизация II), с анализатором, увел. 24, обр. 3038, рудопроявление Мунча

где, кроме мусковитизации, отмечаются грейзены мощностью до 0,5 м (Сотельный Ключ). При мусковитизации порода здесь не испытывает существенных изменений: увеличивается содержание SiO_2 ,

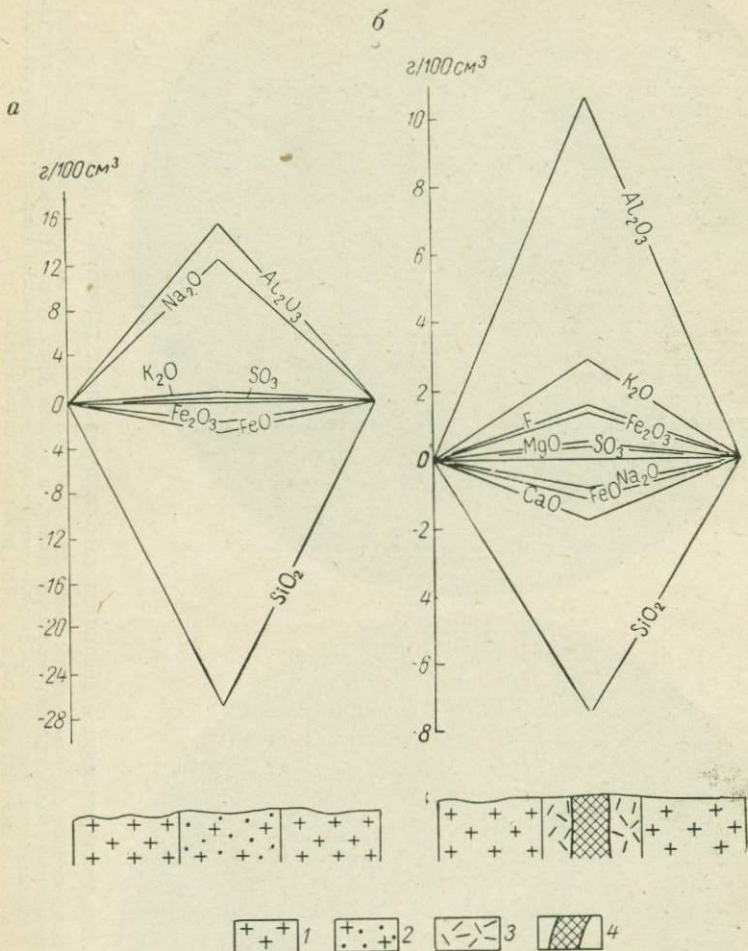


Рис. 55. Изменение химического состава гранитов II фазы в процессе ранней альбитизации I, рудопроявление Мунча (а), околожильной грейзенизации, Комсомольское месторождение (б)

1 — среднезернистый гранит; 2 — альбитит; 3 — кварц-микроклин-мусковитовый грейзен; 4 — кварцевая жила

уменьшается содержание MgO , CaO , а K незначительно преобладает над Na . По сравнению с неизменными гранитами этой группы уменьшается количество апатита в два раза, ильменита в десять раз, но увеличивается концентрация граната, пирита, сфена и турмалина (см. табл. 27). По сравнению с грейзенами Козловского месторожде-

Изменение химического состава гранитов II в процессе грейзенизации, р-н Карашского и Комсомольского месторождений (в полах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вывос (-)
Среднезернистый гранит, исходная порода (анализ 80-II)	$K_{41}Na_{63}Ca_6Mg_2Fe_{14}^{2+}Fe_3^{3+}Al_{146} \cdot Ti_1Si_{645}P_1(O_{1588}OH_{12})$		
Мусковитизированный гранит (анализ 88-II)	$K_{42}Na_{50}Ca_9Mg_3Fe_{17}^{2+}Fe_9^{3+}Al_{151} \cdot Ti_1Si_{639}P_3(O_{1586}OH_{14})$	Al 5 P 2 K 1 Ca 3 Mg 1 Fe ²⁺ 3 OH 2	Na 13 Si 6
Кварц-микроклин-мусковитовый грейзен (анализ 80-II)	$K_{55}Na_{46}Ca_6Mg_5Fe_{12}^{2+}Fe_3^{3+}Al_{192} \cdot Ti_1Si_{606}P_1(O_{1582}OH_{18})$	K 14 Mg 3 Fe ³⁺ 3 Al 46 OH 6	Na 17 Fe ²⁺ 2 Si 39
Окварцованный гранит в зоне дробления (анализ 85-II)	$K_{29}Na_{44}Ca_7Mg_3Fe_3^{2+}Fe_3^{3+}Al_{119} \cdot Ti_2Si_{669}P_1(O_{1582}OH_{18})$	Ca 1 Fe ³⁺ 5 Ti 1 Si 24 OH 6	K 12 Na 19 Fe ²⁺ 8 Al 27

ния, в рассматриваемых породах уменьшается распространенность Ni, Co, V, Mo, Zn, Cr и др., но более часто встречаются Pb, Cu, Sn, Be, Bi. Редкие элементы (Sn, Be) также находятся в рассеянной концентрации.

Поздняя (околотрещинная) грейзенизация II проявляется локально и контролируется зонами повышенной трещиноватости (Центральная, Подгорненская, Козловская и др.). Изменения пород в этом случае более интенсивные, однако типичных грейзенов нигде не образуется.

Гидротермальный процесс. В заключительный этап кислотной стадии образованы рудоносные кварцевые жилы, главными минералами которых являются кварц, полевой шпат, мусковит, гюбнерит и касситерит. Турмалин почти полностью отсутствует. Боковые породы грейзенизируются в ореоле 10—15 см. Изменение состава исходной породы с учетом объемного веса (см. рис. 55, б) в целом совпадает с результатами по методу Т. Барта (см. табл. 32). Отмечается привнос летучих компонентов (F, SO₃) и воды.

Процесс рудоотложения в оловянно-вольфрамовых гидротермальных месторождениях протекал в окислительной среде. Об этом свидетельствуют почти полное отсутствие в рудах сульфидов и образование кислородных соединений W и Sn. Эти металлы переносились в растворах в виде соединений с F, так как повышенные их концентрации установлены во флюорите (Sn 0,15% и W 0,4%). Гундлах и Торманн считают, что в кислой обстановке W может переноситься

в виде устойчивых гетерополикислот типа $H_8[Si_4(W_2O_7)_6]$, а по данным В. В. Щербины (1956) — в виде аниона $(Si(W_3O_{10})_4]^{4-}$.

Для осаждения иона WO_4^{2-} из растворов важное значение имеет активность в них Са, Мп и Fe^{2+} (Малиновский, 1965; Коренбаум, 1966). В данном случае ионы Fe^{2+} и Mn^{2+} , заимствованные из гранитов, реагировали с W, образуя вольфрамит. Большая активность Мп, являющегося вообще характерным элементом для гранитов II фазы, способствовала образованию в рудах не ферберита, а гюбнерита. Оставшийся W соединялся с Са в шеелите, другая часть Са была нейтрализована F.

В позднюю щелочную стадию, так же как и в гранитоидах I, происходило образование позднего альбита III, кварца, биотита и вторичных минералов (до 10%). Полевые шпаты поздних генераций отличаются свежестью и четкими полисинтетическими двойниками (см. рис. 50, з). Отмечается серицитизация плагиоклазов и биотита. Последний также интенсивно хлоритизируется с образованием гидроокислов железа, микрозерен магнетита и реже эпидота. В кварцевых жилах месторождений происходил, видимо, второй этап минералообразования по М. Ф. Стрелкину (1941) и И. В. Дубровой с ярко выраженным сульфидно-полиметаллическим характером. В это время кристаллизовались сфалерит, пирит, борнит, галенит, самородный висмут, гематит, рутил, барит, кальцит и др. Из остаточных щелочных растворов сформировались низкотемпературные кварцевые жилы с сульфидами железа.

Послемагматические изменения гранитов III фазы

Граниты III фазы, развитые в Миролюбовском и Каиндинском массивах, также сопровождаются собственными метасоматитами и оруденением. Эти породы относятся к фации гранитов с кислотным типом кристаллизации, для которых характерно проявление в раннюю щелочную стадию процесса микроклинизации, в кислотную — турмалинизации, околотрещинной грейзенизации и гидротермального процесса, а образования поздней щелочной стадии практически отсутствуют. С кислотной стадией изменения гранитов связан привнос вольфрамового оруденения.

Для гранитов III фазы также характерны структурные превращения полевых шпатов. Ведущим процессом является автолизация — образование пертитов распада в калиевом полево шпате. Затем, видимо, происходил переход триклинного калиевого полевого шпата в моноклинный и дальнейшее упорядочение двойникования обоих полевых шпатов. В лейкократовых гранитах резко преобладают калиевые полевые шпаты с микроклиновой решеткой, в которых пертиты распада полисинтетически сдвойникованы, что свидетельствует о нормальном ходе становления интрузии.

Лейкократовые граниты сформировались из остаточного магматического очага, породившего в начальные этапы своего существования гранитоиды ранних фаз. П. Ф. Иванкин считал эти граниты

поздней магматической доработкой гранитоидов калбинского комплекса, формировавшихся во фронтальных частях определенных магматических колонн.

Микроклинизация. Процессы ранней микроклинизации I в монастырских гранитах проявились несколько иным путем, чем в гранитоидах ранних фаз. В раннещелочную стадию формирования этих гранитов в приповерхностных частях массивов происходило накопление щелочей (особенно K), что выразилось в замещении плагиоклаза поздним микроклином. В отличие от гранитов I, здесь обычно не происходит образование порфиробластов калиевого полевого шпата, а отмечается общее увеличение микроклина в породе (до 47—50%). Равномерное распределение в породе K в раннещелочную стадию метасоматоза, вероятно, — одна из причин отсутствия пегматитовых полей в гранитах монастырского типа района, сами граниты в какой-то степени являются пегматоидными. Этот процесс фиксируется увеличением в породе K_2O и уменьшением SiO_2 и железомagneзиальных компонентов. Повышенная щелочность растворов обусловила, видимо, образование монацита и привнос Y и Yb.

Процессы поздней микроклинизации II для гранитов III фазы не характерны.

Альбитизация. Площадная альбитизация I выражена очень слабо (пертиты замещения в калиевом полевоом шпате). Более интенсивно проявилась околотрещинная альбитизация II. Локальные зоны альбитизированных гранитов мощностью до 4—5 м, контролирующиеся повышенной трещиноватостью, развиты в западной половине Миролобовского массива и в Каиндинском интрузиве (участок Поперечный). Содержание альбита в них составляет 20—35%. Изменения гранитов происходили в щелочной среде и выразились в привносе Al, щелочей и выносе Si, Ca, Mg (табл. 33). В альбитизированных гранитах при устойчивой минеральной ассоциации (микроклин + альбит + кварц + мусковит) отмечаются повышенные концентрации Sn (до 0,006%), W (до 0,5%), Y (0,01%).

В целом с процессами микроклинизации и альбитизации в гранитах не связано редкометальное оруденение. Это объясняется тем, что в раннюю щелочную стадию отделяющаяся газо-водная фаза обогащена углекислым газом и силикатами K и Na, которые способны образовать только комплексные соединения Zr, Ti и TR, а не редких металлов, так как галоидно-водородные и сернистые кислоты (HCl, HF, H_2S) в это время не образуются (Говоров, 1966).

Для кислотной стадии метасоматоза характерно образование грейзенизированных гранитов и кварцевых жил.

Грейзенизация. Ранняя мусковитизация I проявилась в образовании мусковитизированных гранитов на площади до 1 км², в которых по сравнению с неизменными породами больше кварца, мусковита и турмалина. Кроме того, в них появляются флюорит, гранат, вольфрамит и шеелит.

Поздняя (околотрещинная) грейзенизация II в гранитах приурочена к зонам трещиноватости, оперяющих разломы субширотного

Изменение химического состава гранитов III фазы
в процессе околотрецинной альбитизации и грейзенизации,
Каиндинский массив (в ионах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вынос (-)
Лейкократовый гранит, исходная порода	$K_{48}Na_{58}Ca_8Mg_6Fe_{12}^{2+}Fe_3^{3+}Al_{133} \cdot Ti_1Si_{653}P_1(O_{1594}OH_6)$		
Слабо альбитизированный и грейзенизированный гранит (среднее по двум анализам)	$K_{51}Na_{61}Ca_3Mg_4Fe_{12}^{2+}Fe_5^{3+}Al_{156} \cdot Ti_{0,5}Si_{624}P_{0,3}(O_{1600})$	K 3 Na 3 Fe ³⁺ 2 Al 23 P 5	Ca 5 Mg 2 Ti 0,5 Si 19
Грейзенизированный гранит (анализ 159)	$K_{90}Na_{50}Ca_8Mg_3Fe_4^{2+}Fe_5^{3+}Al_{206} \cdot Ti_{0,5}Si_{599}P_{0,3}(O_{1600})$	Fe ³⁺ 2 K 42 Al 73	Si 54 Na 8 Fe ²⁺ 8 Mg 3 Ti 0,5 P 0,7

направления. В Миролюбовском массиве грейзены локализованы в субмеридиональных трещинах (Большевицское, Серкебулакское месторождения). Возрастное положение процесса: грейзены пересекают аплиты и сами рассекаются кварцевыми жилами III фазы и дайками посткалбинского комплекса. Минеральный состав грейзенов (в %): кварца 33, калиевого полевого шпата 29, мусковита 31, плагиоклаза (№ 7) 4 и акцессориев 3. Более интенсивно околотрецинная грейзенизация проявилась в наложенных структурах гранитов I фазы до образования рудных грейзенов (Палатцы).

В Каиндинском массиве на участке Поперечном изучены четыре зоны грейзенов, но все они, в отличие от грейзенов Миролюбовского массива, являются безрудными. Это объясняется различными условиями грейзенообразования на объектах. Изменения гранитов происходили в слабо щелочной среде и выразились в увеличении K, Al ($a' = 80,9$) и выносе Si ($Q = 12,5$), Na, Ca и окислении железа (см. табл. 33).

Низкая концентрация Fe²⁺ и повышенное содержание S (сульфидов по данным протоколов), видимо, не способствовали выпадению вольфрама из растворов (Бетехтин, 1955). Выносимый из гранитов Ca нейтрализовался ионами F. Грейзенизация на участке Поперечном не сопровождалась привносом W, являющегося главным минерализатором вольфрама в месторождениях Миролюбовской группы. Таким образом, иная петрохимическая направленность процесса не благоприятствовала рудоотложению редких металлов на данном участке.

Турмалинизация. В конце кислотной стадии интенсивно проявился процесс турмалинизации, фиксируемый повсеместным образованием кварц-турмалиновых гнезд размером до 5 см в поперечнике,

неравномерно распределенных в гранитах (Миролюбовский массив). Во времени этот процесс сближен с гидротермальной деятельностью, так как отмечаются случаи переходов кварц-турмалиновых гнезд в кварц-турмалиновые прожилки с вольфрамитом.

Турмалинизированные граниты характеризуются повышенными содержаниями граната, турмалина, шеелита, арсенопирита и вольфрамита (см. табл. 27). По данным химических анализов, в них установлено содержание WO_3 до 0,01%. Геохимически выявлены концентрации В (до 0,2%), W (до 0,02%), Y (до 0,01%). Таким образом, для рассматриваемых гранитов характерен борный тип метасоматоза, обусловивший вынос W из магмы в виде боросиликсовых соединений (Щерба и др., 1964).

Гидротермальный процесс проявился в образовании в монастырских гранитах многочисленных кварц-турмалиновых прожилков, являющихся рудными телами на месторождениях Миролюбовского массива и пространственно связанных с микроклиновыми гранитами. Характерная особенность рудных тел, в отличие от аналогичных типов ранних фаз, — широкое развитие в них турмалина (иногда до 50—70%), приуроченного к бочкам жил. Турмалин представлен столбчатыми кристаллами, образующими радиальнолучистые и шестоватые агрегаты, в отличие от мелких призматических зерен турмалина в грейзенизированных гранитах. В процессе формирования монастырских гранитов установлены (как минимум) три генерации турмалина.

Околожилные изменения гранитов представлены окварцеванием, турмалинизацией и слабой грейзенизацией (в ореоле 0,1—0,2 м). Химические преобразования пород характерны для слабого щелочного метасоматоза (табл. 34, рис. 56). В измененных гранитах встречаются единичные кристаллы вольфрамита, пирита, арсенопирита и гематита; увеличивается содержание W (до 0,1%), В (до 0,15%).

Химизм процесса рудоотложения в вольфрамовых месторождениях, по сравнению с более ранними гидротермалитами, имеет

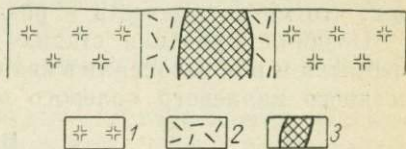
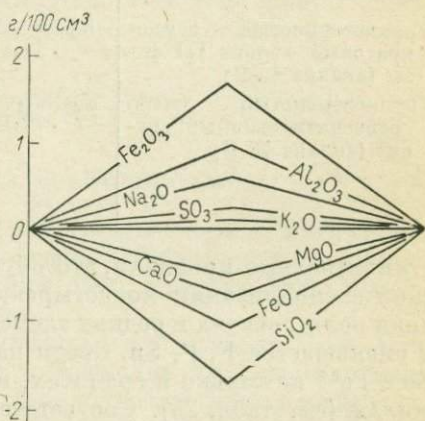


Рис. 56. Изменение химического состава крупнозернистых лейкократовых гранитов III фазы в процессе околожилной грейзенизации, Большевицское месторождение

1 — крупнозернистый лейкократовый гранит III фазы; 2 — околожилный грейзен; 3 — кварцевая жила

Изменение химического состава пород в процессе
околожильной грейзенизации, Большевикское месторождение (в ионах)

Порода	Формула	Привнос (+)	Вынос (-)
Крупнозернистый лейко- кратовый гранит III фа- зы (анализ 69-П)	$K_{48}Na_{57}Ca_6Mg_4Fe_{14}^{2+}Fe_3^{3+}Al_{140} \cdot Ti_1Si_{649}P_1(O_{1588}OH_{12})$		
Крупнозернистый слабо- грейзенизированный гра- нит (анализ 78-П)	$K_{49}Na_{61}Ca_1Mg_2Fe_{10}^{2+}Fe_6^{3+}Al_{143} \cdot Ti_1Si_{642}P_1(O_{1589}OH_{11})$	K 1 Na 4 Fe ³⁺ 4 Al 3	Ca 5 Mg 2 Fe ²⁺ 4 Si 7 OH 1

отличительные признаки, что обусловлено особенностями геохимической специализации монастырских гранитов. Для них характерна иная роль летучих и редких элементов: возрастает содержание В, S, W и уменьшается F, P, Sn. Среди катионов активное значение приобретает Fe²⁺ не только в гранитах, но и в связанных с ними кварцевых жилах (см. табл. 25). Соответственно уменьшается роль Mn²⁺ (см. рис. 59), чем объясняется формирование в рудах ферберита, а не гюбнерита. Рудоотложение происходило в слабощелочных растворах, что могло привести к разделению W и Sn.

Поздняя щелочная стадия проявилась в слабом окварцевании гранитов и в образовании в кварцевых жилах единичных кристаллов позднего калиевого полевого шпата, галенита, пирита, лимонита.

Выводы

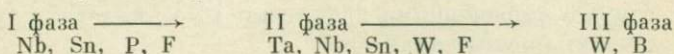
1. Каждая интрузивная фаза характеризуется определенной направленностью послемагматических изменений, зависящих от состава исходной магмы и физико-химических условий ее кристаллизации. В гранитах I фазы интенсивно развита площадная микроклинизация I, в гранитах II фазы — площадная мусковитизация I и альбитизация II; в гранитах III фазы — микроклинизация, околотрещинная грейзенизация и турмалинизация. В гранитоидах всех фаз послемагматические процессы завершаются образованием грейзенов и кварцевых жил. Устанавливается антагонизм в проявлении некоторых процессов:

площадная микроклинизация —→ пегматитообразование,
площадное окварцевание —→ образование кварцевых жил,
гидротермальный процесс —→ пегматитообразование.

2. Выявляется различная направленность послемагматических процессов в зависимости от структурно-тектонических условий становления гранитоидов. В гранитоидах, возникших в спокойной тектонической обстановке в юго-западной части плутона, широко проявлены процессы площадной микроклинизации, грейзенизации

и окварцевания, причем их интенсивность возрастает в зонах магмо-подводящих каналов. Для гранитоидов северо-восточной зоны плутона, образовавшихся в подвижной обстановке, процессы автотасоматоза (кроме микроклинизации) в целом не характерны.

3. Наряду с общей эволюцией магматической деятельности и послемагматических изменений наблюдается и эволюция рудного процесса, связанная с изменениями химического состава кристаллизующихся гранитоидов, состава отделяющихся дистиллятов и сменой главных минерализаторов:



СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ГРАНИТОИДАМИ

Генетическая связь редкометального оруденения с интрузиями калбинского комплекса доказана многочисленными исследователями (Ерофеев, Морозенко, 1934; Калужный, 1936; Елисеев, 1938; Щерба, 1957₁; Айтиалиев, Щерба, 1960 и др.).

На разных этапах изучения Калба-Нарымского района Н. А. Елисеев связывал полиметаллическое оруденение со змеиногорским комплексом, а редкометальное — с калбинским комплексом слюдяных гранитов. М. П. Русаков (Пожарицкий, Русаков, 1936), Ж. А. Айтиалиев (1949 г.) все редкометальные месторождения рассматривали в связи с калбинскими гранитами, а граниты монастырского типа относили к безрудным. Позднее А. П. Никольский (1948) редкометальные жилы связывал с монастырскими гранитами II фазы.

Г. Н. Щерба (1957₁) редкометальные месторождения Нарыма считал производными гранитов II фазы, что в общем подтверждено последующими работами в этом районе. Близких взглядов на возраст редкометального оруденения придерживались С. Г. Шавло (1958), В. А. Филиппов (1965_{1, 2}) и др., которые связывали его с мелкозернистыми двуслюдяными гранитами. Иные взгляды по этому вопросу имели А. И. Гинзбург (1949), В. И. Кузнецов (1956), которые рассматривали редкометальные пегматиты Калбы в генетическом родстве с порфиридовидными гранитами I фазы.

Последующие геолого-съемочные и тематические работы выявили более определенные связи редкометального оруденения с конкретными интрузивными массивами и фазами калбинского комплекса (Кащеев и др., 1965; Дьячков, 1966).

Для доказательства генетической связи оруденения с магматизмом важное значение имеют структурно-геологические, минералогопетрографические и геохимические критерии (Бетехтин, 1955; Коптев-Дворников, Руб, 1965; В. С. Кузбный, 1969 г. и др.). Кроме того, в работе использованы результаты изучения корреляционных связей элементов, информационно-статистических методов и данные термолюминесценции и декрепитации.

Генетическая связь оруденения с гранитоидами I фазы

С гранитоидами I связаны ниобий-редкометальное и оловянное оруденения соответственно пегматитового и гидротермального типов. Это подтверждается следующими данными.

1. Тесной пространственной приуроченностью рудных тел к гранитам I и локализацией их в краевых трещинах массивов (Нижне-Лайбулакское и др.). Аналогичную позицию имеют почти все оловянные месторождения Калбы (Чудское, Кадырбайское и др.), т. е. подобная связь с вмещающими гранитами I не является случайной, а носит закономерный характер.

2. Возрастной близостью оруденения с вмещающими породами, так как пегматиты и синхронные с ними зонки микроклинитов имеют постепенные контакты с гранитами I фазы и срезаются гранитами последующих фаз, а реликты кварцевых жил обнаружены в гранитах II фазы (Подгорненский массив).

3. Сравнимыми глубинами формирования пегматитов и материнских гранитов (4—5 км).

4. Преимуществом минерализации рудных тел (апатит, арсенопирит, касситерит, флюорит) от гранитов I фазы и их мусковитизированных разностей (табл. 35).

5. Специализацией гранитов I в отношении As, W, Sn, являющихся ведущими компонентами рудных тел (табл. 36).

Таблица 35

Содержание аксессуаров в гранитоидах и рудных телах Чудского месторождения (г/т)

Минералы	Граниты I фазы	Аплиты	Мусковитизированные граниты I фазы	Грейзены	Кварцевые жилы	Милониты
Апатит	625	674	348	6 333	Зп.	464
Арсенопирит	143	5610	—	20 960	8701	11 578
Касситерит	Зн.	Зн.	Зн.	1 867	1217	1 948
Флюорит	»	»	»	400	—	556

Таблица 36

Элементы-примеси в минералах гранитов I фазы калбинского комплекса (г/т)

Минералы	Sn	W	Nb	Li	As	Bi	Be
Апатит	2060	1000	—	134	1600	27	1
Блотит	47	23	37	4830	—	1	3
Ильменит	5300	2700	652	—	1300	1	1
Кварц	20	15	8	—	503	—	1
Полевой шпат	15	30	10	70	—	—	2
Циркон	5500	1000	3	50	5260	37	5

Ниобий в гранитах I связан с биотитом и полевым шпатом (табл. 37).

Таблица 37

Распределение Nb в минералах гранитов I фазы

Минералы	Содержание минерала, %	Содержание Nb в минерале, %	Содержание Nb в породе за счет минерала	
			вес. %	относит. %
Полевые шпаты	57,0	0,001	0,00057	47,5
Биотит	15,0	0,0037	0,00055	45,9
Кварц	27,0	0,0003	0,00008	6,6
Баланс	99,0		0,0012	100
Валовое содержание Nb ₂ O ₅ в породе			0,0015	

При метасоматозе ниобий в виде комплексных соединений выносился из гранитов и связывался в колумбите или образовывал собственные микроминералы (типа окислов и сложных окислов) в клевеландите, мусковите и гранате (Нарсеев, Бугаец, 1966).

Содержания олова, связанного с полевым шпатом (50,0%), кварцем (30,0%) и биотитом (17,0%), превышают кларковые (по А. П. Виноградову, 1962) в четыре-пять раз (табл. 38), подчеркивая оловоносную специализацию, выявленную в других районах (Ганеев, 1964; Лугов, 1964; Материков, 1964). При площадной мусковитизации олово выносилось из этих минералов, накопление которого в рудных концентрациях произошло в гидротермалитах.

Минералами-концентраторами лития являются биотит (0,48%) и мусковит (0,28%), а мышьяка — циркон (0,52%), апатит (0,16%)

Таблица 38

Распределение Sn в минералах гранитов I фазы

Минералы	Содержание минерала, %	Содержание Sn в минерале, %	Содержание Sn в породе за счет минерала	
			вес. %	относит. %
Апатит	0,0203	0,206	0,00004	2,1
Биотит	7,0	0,0047	0,00032	17,0
Ильменит	0,0046	0,53	0,00002	1,0
Кварц	28,0	0,002	0,00056	30,0
Мусковит	1,5	—	—	—
Полевой шпат	62,5	0,0015	0,00093	50,0
Циркон	0,003	0,55	0,00001	0,6
Баланс	≈99,0		0,00188	100

и ильменит (0,13%). Повышенное содержание мышьяка в исходном гранитном расплаве обусловило в дальнейшем накопление его в рудных жилах (см. табл. 35).

6. Геохимической спецификой рудных минералов из разновозрастных однотипных месторождений. Так, арсенопирит из Чудского месторождения содержит больше Sn (в 200 раз), Bi (6 раз) и в 3 раза меньше W, чем арсенопирит из Карашского месторождения, связанного с гранитами II. В касситерите из Чудского месторождения, по сравнению с таковым из Ленинского месторождения Нарыма (II фаза), меньше WO_3 и Ta_2O_5 соответственно в 2,5 и 4 раза, подобная же картина отмечается при сравнении его с касситеритами более поздних рудных тел (табл. 39). Таким образом, и по элементам-примесям в рудных минералах подчеркивается оловоносная специализация гранитоидов I.

Таблица 39

Элементы-примеси в касситерите (г/т)

Место взятия	Количество проб	Pb	Zn	Ta	Nb	W	Be	As	Li	Bi
Чудское м-ние (I фаза)	3	106	—	80	120	2500	<1	2070	—	46
Карашское, Комсомольское м-ния (II фаза)	3	170	360	500	330	4660	90	800	180	170

7. Отличием данных термовысвечивания, температурообразования и составов оловорудных тел (кварц-касситерит-арсенопиритовые) и жил, связанных с последующими фазами гранитов (кварц-касситерит-гюбнеритовые и кварц-турмалин-ферберитовые).

8. Геохимической спецификой рудных минералов из разновозрастных месторождений одного и того же типа.

В пределах рудных полей (Миролюбовский массив) аксессуарные минералы содержат резко повышенные количества рудных элементов-примесей (As, Sn, F), изучение которых может явиться критерием для выявления рудоносных площадей (Залашкова, Ситнин, 1967; Ляхович, 1969; Руб, 1969 и др.).

Генетическая связь оруденения с гранитоидами II фазы

С гранитоидами II фазы связано комплексное тантал-ниобий-редкометальное оруденение пегматитового типа, оловянно-вольфрамовое оруденение грейзенового и гидротермального типов.

Тантал-ниобий-редкометальное комплексное оруденение связано с гранитоидами II, о чем свидетельствуют: а) тесное пространственное совмещение редкометальных пегматитов с краевыми трещинами Шошкалинского массива, формирование которых происходило в связи с внутренним развитием интрузива еще до полного его остывания и затвердения. Анализ размещения пегматитов показывает, что они

не совпадают ни с одной системой трещин отдельности гранодиоритов, а выполняют особые трещины, имеющие падение внутрь массива (рис. 57); б) повторяющаяся ассоциация рекометальных пегматитов и контаминированных субфаций гранитов II (гранодиоритов, плагιοгранитов), образовавшихся в процессе ассимиляционной дифференциации гранитного расплава в условиях относительно быстрого

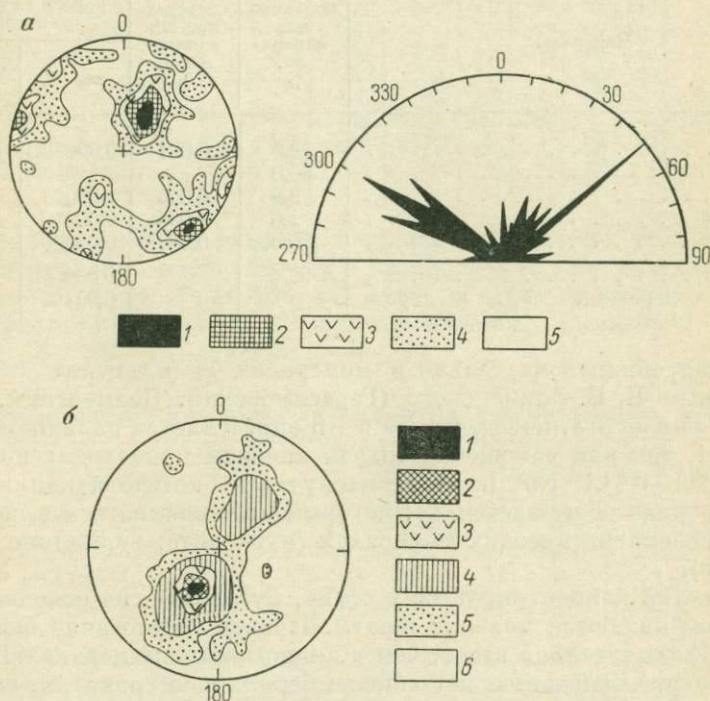


Рис. 57. Диаграммы трещиноватости гранодиоритов II фазы в районе Чебунтайского рудопроявления

а — пустые трещины: 1 — более 8,75%, 2 — 8,75—5%, 3 — 5—2,5%, 4 — 2,5—0,6%, 5 — 0,6—0%; б — трещины, выполненные рудоносными жилами: 1 — 25—20%, 2 — 20—10%, 3 — 10—5%, 4 — 5—1%, 5 — 1—0,4%, 6 — 0,4—0%

изменения термодинамической обстановки; в) присутствие в гранитах II аксессуарного берилла, приуроченность редкометального минерала в пегматитах к кварцевым прожилкам лестничного типа (см. рис. 73); г) зональное расположение редкометальных пегматитов и кварцевых жил с касситеритом и вольфрамитом в пределах гранитных массивов; д) проявление последовательных метасоматических процессов (альбитизация, турмалинизация и грейзенизация), обусловивших перераспределение и концентрацию Ta, Nb и других металлов в пегматитах, апогранитах и грейзенах; е) геохимическое родство гранитов II и рудных тел (Ta, Nb, F).

Ниобий (табл. 40) концентрируется в ильмените (610 г/т) и цирконе (75 г/т), но основное количество его связано в кварце (50,0%), биотите (34,8%) и мусковите (15,2%).

Таблица 40

Распределение Nb в минералах гранитов II фазы

Минералы	Содержание минерала, %	Содержание Nb в минерале, %	Содержание Nb в породе за счет минерала	
			вес. %	относит. %
Кварц	33,0	0,001	0,00033	50,0
Полевой шпат	60,0	—	—	—
Биотит	3,8	0,006	0,00023	34,8
Мусковит	2,6	0,004	0,00010	15,2
Ильменит	0,006	0,061	0,000001	—
Баланс	≈99,4		0,00066	100
Валовое содержание Nb ₂ O ₅ в породе			0,001	

Тантал обнаружен только в минералах Ti (ильменит и сфен). По данным Е. Б. Знаменского (Герасимовский, Знаменский, 1959) и А. И. Гинзбурга, поведение Ta и Nb определяется наличием в расплаве Li, так как замещение титана ниобием происходит по схеме $[Mg^{2+}Ti^{4+}] \rightarrow [Li^{1+}Nb^{5+}]$. В этом случае в биотите накапливается Nb, а расплав обогащается Ta, который мог связываться в пегматитах и послемагматических минералах (мусковите, турмалине и касситерите).

Бериллий концентрируется в сфене, мусковите, но основным его носителем являются полевые шпаты. Причем содержание бериллия (табл. 41) значительно выше, чем в аналогичных минералах I фазы. В литературе отмечается накопление бериллия в гранитах, богатых летучими компонентами, особенно фтором, являющимся экстрактором этого элемента из магмы (Ставров, Знаменский, 1961; Косалс, Сухоруков, 1965). Подобная зависимость намечается в Калбе, где с метасоматически измененными дифференциатами II фазы, богатыми фтором (см. рис. 71), привносится бериллий. Вынос и накопление последнего в пегматитах, а также в грейзенах и кварцевых жилах связан с процессами альбитизации и грейзенизации, что фиксируется концентрациями бериллия в мусковите (0,04%), касситерите (0,02%) и флюорите (0,006%).

Оловянно-танталовое оруденение сопровождается альбитизированные и грейзенизированные граниты II, размещающиеся в эндоконтакте Комсомольского массива (Мунча), о чем свидетельствует: а) возрастная близость рудообразующих растворов с ранними стадиями послемагматического изменения гранитов, совпадающими с периодом интенсивного трещинообразования в эндоконтактах массива; б) сближенность оруденения по возрасту с внутрирудными дайками (пересечение альбититов дайками аплит-пегматитов, кото-

Элементы-примеси в минералах гранитов II фазы (г/т)

Минералы	Количество проб	Sn	W	Be	Ta	Nb	Bi	Li	As
Апатит	5	3730	800	3	—	26	110	—	—
Биотит	5	50	—	7	—	60	—	4000	—
Ильменит	7	3030	220	1	500	610	10	—	500
Кварц	8	40	20	3	—	10	20	25	—
Мусковит	4	120	20	40	—	40	—	8000	—
Сфеп	2	150	2500	200	700	—	—	Не опр.	—
Циркон	4	4670	4170	11	—	76	183	—	2500
Полевой шпат	3	12	40	9	—	10	1	—	30

рые сами пересекаются рудными кварцевыми жилами), что указывает на существование магматического расплава в период отделения рудных дистиллятов (Г. Н. Щерба, 1960₂); в) минералого-геохимическим родством рудных тел и гранитов (флюорит, касситерит, шеелит, F, Sn, W, Nb, Ta) (табл. 42).

Таблица 42

Элементы-примеси в минералах из альбититов рудопроявления Мунча (г/т)

Минералы	Количество проб	Sn	W	Be	Nb	Bi	Li	As
Апатит	2	790	800	6	< 5	10	50	—
Полевой шпат	2	5	25	1	< 5	< 1	50	—
Турмалин	2	290	550	2	30	—	450	40

Оловянно-вольфрамовое оруденение грейзенового и гидротермального типов родственно с гранитами II не только на рассматриваемой территории, но и в других районах Калбы и Нарыма (Щерба, 1957₁). Это объясняется следующими факторами.

1. Структурно-геологическими критериями: а) пространственной приуроченностью рудных тел к краевым и апикальным зонам гранитных массивов II фазы. Широкое развитие гранитоидов II в Калбе является отличительной особенностью района, обусловивших доминирующее значение здесь оловянно-вольфрамовых месторождений. Эти породы значительно распространены и в северной половине Нарымского массива, где с ними связаны месторождения аналогичного типа (Ленинское, Буландинское и др.); б) связью рудных тел с внутриинтрузивной тектоникой, контролировавшей проявление рудоносных метасоматитов.

2. Минералого-петрографическими критериями: а) повторяющейся ассоциацией оловянно-вольфрамового оруденения и гранитов с равным количеством плагиоклаза и калиевого полевого шпата и умеренно богатых щелочами; б) преемственностью минерализации рудных тел и состава рудных минералов от нормальных и метасоматически

Состав вольфрамита в гидротермалитах района

По М. Ф. Стрелкину и И. В. Дубровой.

Молекулы	Месторождения, связанные с гранитами II			Месторождения, связанные с гранитами III			
	Восточно-Калбинское	Карашское		Больше-вистское	Фурмановское	им. Розы Люксембург	Восточное
		I	II				
FeWO ₄	28,86	33,5	27,0	79,4	81,3	81,5	81,6
MnWO ₄	71,14	66,5	73,0	20,6	18,7	18,5	18,4

измененных гранитов II (мусковит, флюорит, шеелит, гюбнерит); в) различие температурного режима кристаллизации кварца в разновозрастных месторождениях по данным декрепитации: в кварц-касситерит-гюбнеритовых жилах он несколько ниже (200—325° С), чем в кварц-турмалин-ферберитовых жилах (170—420° С) гранитов III фазы (см. рис. 63); анализ термолюминесценции кварца выявил близкие условия формирования гранитоидов II фазы и связанных с ними кварцевых жил; г) отличием в минеральном составе кварцевых жил из разновозрастных месторождений: для оловянно-вольфрамовых жил II фазы характерны полевой шпат, мусковит и флюорит, а для вольфрамоносных жил III фазы — турмалин и арсенопирит. Кроме того, резко отличается и состав вольфрамита (табл. 43): в первых он представлен марганцовистой (гюбнеритом), а во вторых — железистой (ферберитом) разновидностями.

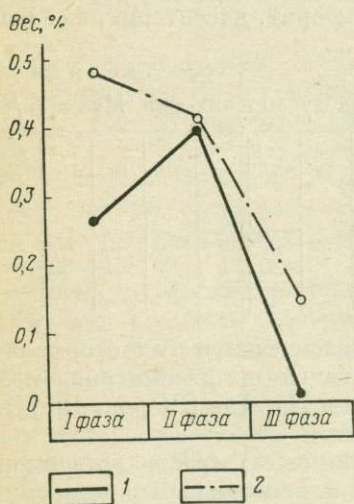


Рис. 58. Содержание Li в мусковите (1) и биотите (2) из гранитов калбинского комплекса

Выявляется геохимическая специфика рудных минералов из разновозрастных месторождений. Так, гюбнериты Карашского и Комсомольского месторождений, по сравнению с ферберитом Большевистского месторождения, связанного с гранитами III, содержат больше Sn (в 20 раз), Be (в 2 раза) и меньше Sc (в 14 раз), As (в 8 раз), Ta (в 1,3 раза), Rb, В и Nb (в 2 раза).

Процесс рудоотложения в оловянно-вольфрамовых месторождениях протекал в окисленной среде. Для осаждения аниона WO_4^{2-} из растворов важное значение имела активность в них катионов Ca^{2+} , Mn^{2+} и Fe^{2+} , заимствованных из гранитов. Большая активность

Mn²⁺ по сравнению с Fe²⁺ способствовала образованию в рудах гюбнерита. Оставшийся W соединился с Ca в шеелите, другая часть Ca была нейтрализована фтором.

3. Геохимическими критериями: а) геохимическим родством гранитов и рудоносных кварцевых жил (Cu, Sn, W, Bi и др.); б) специализацией гранитов II в отношении Sn, W и F, содержание которых выше кларков соответственно в 4,8 и 2 раза.

Содержание Li₂O в гранитах II, по сравнению с гранитами I и III фаз, соответственно больше в 3,7 и 7 раз, что подтверждается также высокими концентрациями Li в слюдах (рис. 58).

Главным концентратором W (табл. 44) в них является не ильменит, как в гранитах I, а циркон и сфен (табл. 41), а основными носителями — полевые шпаты (76,9%) и кварц (21,1%).

Таблица 44

Распределение W в минералах гранитов II фазы

Минералы	Содержание минерала, %	Содержание W в минералах, %	Содержание W в породе за счет минералов	
			вес. %	относит. %
Полевые шпаты	60,0	0,004	0,00240	76,9
Кварц	33,0	0,002	0,00066	21,1
Биотит	3,8	—	—	—
Мусковит	2,6	0,002	0,00005	1,6
Сфен	0,004	0,25	0,00001	0,4
Баланс	≈99,4	—	0,00312	100,0

Минералом-концентратором олова являются циркон, апатит и ильменит (см. табл. 41), но связано оно главным образом с полевыми шпатами, кварцем, биотитом и мусковитом (табл. 45).

Таблица 45

Распределение Sn в минералах гранитов II фазы

Минералы	Содержание минерала, %	Содержание Sn в минералах, %	Содержание Sn в породе за счет минерала	
			вес. %	относит. %
Кварц и полевые шпаты	93	0,001	0,00093	64,1
Биотит	3,8	0,005	0,00019	13,1
Мусковит	2,6	0,012	0,00031	21,4
Ильменит	0,006	0,303	0,00002	1,4
Баланс	≈99,4	—	0,00145	100
Валовое содержание Sn в породе . . .	—	—	≈0,002	—

При метасоматических преобразованиях гранитов Sn и W выносились из этих минералов, накапливаясь в грейзенах и кварцевых жилах.

Генетическая связь оруденения с гранитами III фазы

С гранитами III фазы связано вольфрамовое оруденение грейзенового и гидротермального типов (Большевицкое, Раздольненское и др.). Это подтверждается, кроме пространственного совмещения, постепенными переходами вольфрамоносных кварцевых жил в метасоматически измененные граниты III, специализацией последних в отношении W и В и другими данными.

1. Большинство гидротермалитов Миролюбовского массива имеет не только тесную пространственную связь с гранитами III, но иногда и постепенные переходы с их окварцованными разностями. На некоторых месторождениях (Раздольное, Восточное и др.) лейкократовые граниты сопровождаются «кварц-турмалиновыми гнездами», «выпотоми», которые, разрастаясь, образуют линзы, цепочки и переходят в кварц-турмалиновые жилы с ферберитом.

2. В лейкократовых гранитах в виде аксессуариев встречаются вольфрамит и шеелит (см. рис. 34), являющиеся главными рудными минералами кварцевых жил.

3. На всех стадиях формирования лейкократовых гранитов кристаллизовался турмалин, который, начав выделяться в магматическую стадию (100 г/т), накапливался затем в грейзенах и кварцевых жилах (более 5 кг/т). Бор играл активную роль в переносе и осаждении W, который концентрировался преимущественно в турмалине и ильмените (табл. 46), но в основном связан с турмалином и кварцем (табл. 47). Турмалины из разновозрастных месторождений содержат неодинаковое количество W и Sn. От ранних к поздним месторождениям содержание WO_3 в них увеличивается, а Sn — уменьшается, подчеркивая тем самым изменение специфики оруденения гранитоидов от I к III фазе.

Таблица 46

Элементы-примеси в минералах гранитов III фазы (г/т)

Минералы	Количество проб	Sn	W	Be	Nb	Bi
Апатит	2	—	—	15	10	100
Биотит	4	100	50	1	30	—
Ильменит	2	400	1000	—	500	3
Кварц	4	50	10	1	10	—
Магнетит	2	50	—	2	30	—
Мусковит	2	60	60	7	30	—
Полевой шпат	4	6	—	3	—	1
Турмалин	3	1400	2250	—	30	—
Циркон	2	25	—	—	—	60

Породы, месторождения	Ранги концентрации +) (– ранги рассеяния
	ГРАНИТЫ
Порфиroidные граниты I, Чудское	Mn Zn Zr Sn Cu Ti Yb Li V Ga Ni +) (– Pb
Порфиroidные граниты I, Палатцы	Zr Ti Mn Yb Sn +) (– Ga V Ni Pb Zn Cu Li
Порфиroidные граниты II, Чебунтайское	Zn V Cu Mn Ti Ni +) (– Sn Ga Pb Zr Yb
Лейкократовые граниты III, Большевикское	Pb Ga Yb Ni Cu +) (– Sn Li Zr V Ti Zn Mn
ГРЕЙЗЕНЫ	
Околожильный грейзен в гранитах I, Чудское	<u>Sn</u> Zn V Cu Ga Mn Ni Ti +) (– Yb Zr Pb
Кварц-полевошпатово-мусковитовый грейзен в гранитах I, Палатцы	<u>Sn</u> Zn Ti Yb Cu Zr Ga +) (– Ni V Mn Pb
Околожильный грейзен в гранитах II, Карашское и Комсомольское	Sn Mn Zn +) (– V Ni Ti Ga Yb [Cu Yr] <u>Pb</u>
Околожильный грейзен в гранитах III, Большевикское	Sn Ga Yb Pb +) (– Cu Ni Zr Zn Ti V <u>Mn</u>

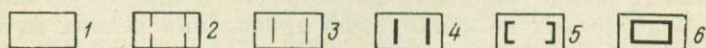


Рис. 59. Ранги концентрации и рассеяния элементов (относительно региональных кларков) в гранитах и грейзенах калбинского комплекса. По В. С. Кузнецову, Б. А. Дьячкову

1 – 1,0–1,25; 2 – 1,25–1,5; 3 – 1,5–3,0; 4 – 3,0–4,5; 5 – 4,5–6,0; 6 – 6,0–7,5 и выше.

Распределение W в минералах гранитов III фазы

Минералы	Содержание минерала, %	Содержание W в минерале, %	Содержание W в породе за счет минерала	
			вес. %	относит. %
Кварц	32,0	0,001	0,00032	6,2
Бiotит	4,1	0,005	0,00020	3,9
Мусковит	1,3	0,006	0,00008	1,7
Турмалин	2,0	0,225	0,00450	88,2
Полевые шпаты	60,7	—	—	—
Баланс	100,1	—	0,00510	100
Валовое содержание WO_3 в породе	—	—	0,007	—

Таким образом, лейкократовые граниты Миролюбовского массива являются примером специализированных бороносных интрузий, известных в других регионах (Барсуков, 1958; Кузьмин, 1964).

4. Концентрация вольфрама в гранитах III фазы в два раза больше, чем в гранитах II фазы, и в несколько раз выше его кларка (см. табл. 47).

Химизм процесса рудоотложения в вольфрамовых месторождениях по сравнению с более ранними гидротермалитами имел несколько иную направленность, что объясняется особенностями геохимической специализации гранитов III (возрастание содержаний B, S, W и уменьшение F, P, Sn). Среди катионов активное значение приобретает Fe^{2+} , но уменьшается роль Mn^{2+} (рис. 59), чем объясняется преобладание в рудах ферберита. Активность в растворах Ca^{2+} , высвобождающегося при грейзенизации гранитов I, способствовала образованию в рудах шеелита. Рудоотложение происходило в слабо щелочных растворах, что, вероятно, привело к разделению W и Sn.

В отличие от пород ранних фаз, рассматриваемые граниты бедны Li и F, что не благоприятствовало выносу из магмы Nb и Sn. Этими данными, зависящими в свою очередь от физико-химических условий кристаллизации магмы, и объясняется отсутствие в связи с монастырскими гранитами существенных проявлений Sn, Ta и Nb. Эти выводы подтверждаются новейшими геологическими съемками в Северо-Западной Калбе, где, по данным Т. К. Кашапова и др. (1970 г.), установлено прерывание рудоносных пегматитовых и кварцево-жильных полей гранитами монастырского типа (Дунгалинский массив). В последних не обнаружено проявлений редких металлов.

О корреляционной связи некоторых элементов в различных типах месторождений

Для дополнительного подтверждения связи оруденения с определенными магматическими фазами было изучено поведение элементов-спутников (Pb, Cu, Zn, Mo, Be) главных металлов рудного про-

цесса (Sn, W) в гранитоидах, метасоматитах и рудных телах на основе информационно-статистических методов. С этой целью производилось геохимическое изучение типичных месторождений района. Статистической обработке подвергались элементы с частотой встречаемости более 60%. Среди значимых коэффициентов, определенных по формуле Ван дер Вардена (1960), выделяются типы связей: а) 0,0—0,40 — слабые, б) 0,40—0,60 — хорошие; в) 0,60—0,80 — сильные; г) 0,80—1,0 — близкие к линейной и линейные. Анализ полученных данных выявил некоторые особенности в поведении элементов.

1. В неизмененных гранитах и продуктах ранних стадий метасоматоза (альбитизации и мусковитизации) корреляционная зависимость между Sn и W отсутствует. Положительная связь пары Sn—W, установленная в грейзенах Чудского месторождения, связана с перераспределением W в процессе грейзенизации, который, становясь подвижным, концентрировался в касситерите, апатите, флюорите и арсенопирите (см. табл. 39). Аналогичные положительные связи Sn—W отмечаются в грейзенах месторождений Палатцы и Новые Палатцы.

2. В мусковитизированных гранитах I устанавливается положительная корреляция Sn — Li — В. В гранитах последующих фаз такая зависимость нарушается: в гранитах II с увеличением содержания Li уменьшается количество В, а в гранитах III, наоборот, увеличение концентраций В ведет к уменьшению Li.

3. Сложный характер поведения имеет пара Sn—Ве. В нормальных гранитах I, грейзенах и окварцованных породах отмечена положительная корреляция Sn—Ве, что связано с входжением этих элементов в полевые шпаты и мусковит. При процессах площадной мусковитизации I и турмалинизации связи Sn—Ве ослабевают, что вызвано вытеснением Ве из решетки полевых шпатов по мере обогащения породы В (Косалс, Сухоруков, 1965).

4. Весьма характерна положительная связь Sn и As и, особенно, W—As, установленная на месторождениях Палатцы, Новые Палатцы и Чудском, что необходимо использовать как поисковый признак на оловянно-вольфрамовое оруденение.

5. Корреляция Sn и W с элементами халькофильной группы (Pb, Cu, Zn) отличается своими чертами. В нормальных и измененных гранитоидах I и II фаз почти во всех случаях отмечаются отрицательные связи между Sn—Pb и положительные Sn—Zn, а в гранитах III фазы соотношения этих пар элементов обратные.

Аналогичный характер корреляции установлен для пар W—Pb и W—Zn. Если для грейзенов, развитых в гранитах I фазы (Палатцы, Новые Палатцы), для W—Zn характерна высокая положительная, а для W—Pb высокая отрицательная корреляционные связи, то для кварцевых жил, связанных с монастырскими гранитами (Большевицкое месторождение), устанавливается линейная положительная зависимость содержаний W и Pb. Эти данные объясняются различными

соотношениями в разновозрастных гранитоидах петрогенных элементов К и Mg, с которыми по кристаллохимическим свойствам родственны Pb и Zn (А. Р. Бутко и др., 1966 г.).

6. Выявлены характерные корреляционные связи элементов в месторождениях района, которые могут служить поисковыми признаками:

а) в гидротермальных кварц-арсенопирит-касситеритовых жилах, связанных с гранитоидами I, установлена высокая положительная корреляция между Sn—Ni, менее существенна связь пары Sn—As. В околожильных грейзенах положительную зависимость имеют Sn → W, V, Ga и отрицательную Sn—Cu;

б) гидротермальные кварц-касситерит-гюбнеритовые месторождения, родственные гранитам II фазы, характеризуются такими особенностями. Для вмещающих гранитов характерна высокая положительная корреляция между Sn → Zn, V, Ti, обусловленная вхождением этих элементов в полевые шпаты, биотит и ильменит. В рудных жилах отмечаются независимые соотношения элементов, а в околожильных грейзенах — положительная корреляция между Sn—Zn. В зонах дробления и окварцевания гранитов резко возрастают положительные связи между Sn → Li, Yb, Zn, Ti, V, а также Li → W, Yb, V, Ti;

в) в грейзеновых кварц-турмалин-шеелитовых месторождениях, пространственно связанных с гранитоидами I, для рудных тел установлена высокая положительная корреляция Sn → W, As, Mn; W → Be, Zn; Be → Yb;

г) для гидротермальных кварц-турмалин-ферберитовых месторождений, ассоциирующих с гранитами III, характерны свои специфические связи элементов. В неизмененных лейкократовых гранитах установлена положительная связь между Sn → Pb, Ti, Ga. В гидротермальном процессе фиксируется высокая и линейная положительная зависимость W от Mn и Pb, которая в ослабленном виде сохраняется в околожильных грейзенах.

Таким образом, выявленные специфические связи элементов в различных типах месторождений могут служить дополнительным критерием разбраковки рудных объектов.

Кроме того, для доказательства взаимосвязи гранитоидов и оруденения выполнялась совместная работа с сотрудниками КазИМС (Бугаец, Дьячков, Серова, 1968). Методически исследования заключались в отборе металлометрических проб из рудоносных гранитов, метасоматитов, рудного кварца и из безрудных гранитов, их метасоматитов, предположительно связанных с гранитоидами I, II и III фаз. Из рудных проявлений, предположительно связанных с I фазой, была взята 41 проба кварца, со II фазой — 95 проб, с III фазой 53 пробы. Из гранитоидов и их измененных разностей (мусковитизированных, альбитизированных, окварцованных гранитов), развитых в пределах рудных проявлений, было взято следующее количество проб: I фаза — 230 проб, II фаза — 320 проб и III фаза — 380 проб. Из заведомо «пустых» гранитов и их метасоматитов в уда-

лении от месторождений было отобрано следующее количество проб: I фаза — 250 проб, II фаза — 200 проб, III фаза — 150 проб. Во всех пробах полуколичественным спектральным анализом определены содержания Sn и W, а также Pb, Cu, Zn, Mo и Be.

Дополнительно к соображениям геологического плана была выдвинута гипотеза о существовании общих особенностей поведения элементов-спутников в продуктах одной и той же магматической фазы и существенных различий в их поведении в объектах, связанных с различными фазами. При проверке этой гипотезы был использован аппарат информационных статистик по С. Кульбаку (1967). Проверялись гипотезы об однородности функций распределения элементов-спутников. Анализировались трехмерные таблицы сопряженности признаков, изучались информационные коэффициенты корреляции (Linfoot, 1957). Ниже приводятся основные результаты исследований.

1. Разновозрастные гранитоиды, их метасоматические и рудные образования отличаются по средним содержаниям указанных элементов, сравнение которых производилось с помощью непараметрического X-критерия по Ван дер Вардену (1960). Кроме того, отвергнута гипотеза об однородности функций распределения содержаний Pb, Cu, Zn, Mo и Be в «рудном» кварце и метасоматитах, связанных с разновозрастными фазами. Эти данные указывают, что на содержание элементов-спутников в сильнейшей степени влияет относительный возраст объекта, в котором они определялись, что может служить дополнительным подтверждением последовательности формирования гранитоидов и сопровождающих их процессов метасоматоза и рудообразования.

2. Важное значение для доказательства разновозрастности оруденения имеет не только различие в поведении элементов-спутников в различных фазах, но и их сходство в пределах одной фазы. Это подтверждается установленными аналогичными силами связи между W—Sn, Sn—Be, Sn—Mo, W—Mo, W—Be в рудоносных и безрудных гранитах одной и той же фазы.

Таким образом, проведенные исследования не только не противоречат гипотезе о связи определенных типов оруденения с каждой фазой калбинского комплекса, но в совокупности с другими доказательствами геологического плана эту гипотезу усиливают.

Применение термолюминесцентного метода при изучении пегматитов и гидротермалитов

Этот метод применен при изучении пегматитовых и гидротермальных проявлений с целью получения дополнительных данных по определению их относительного возраста и корреляции согласно известным представлениям (Ракчеев, 1962 и др.). Всего отобрано 68 проб кварца из пегматитовых зон и кварцевых прожилков предположительно разновозрастных объектов. Из каждого месторождения отбиралось от 3 до 9 проб кварца, материал истирался до фракции

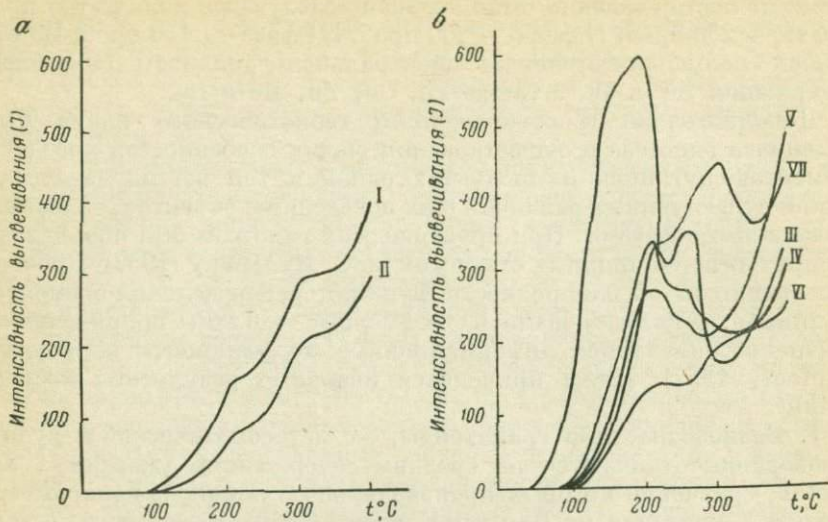


Рис. 60. Кривые термовысвечивания кварца

a — пегматитовые месторождения и рудопроявления (I — Нижне-Лайбулакское, II — Мунча); б — гидротермальные месторождения (III — Чудское, IV — Карашское, V — Комсомольское, VI — им. Розы Люксембург, VII — Большевикское)

Таблица 48

Результаты термовысвечивания кварца

Месторасположение и месторождение		Количество анализов	Температура максимально низкая, °C	I ₁	Температура максимально высокая, °C	I ₂	
Калбинский комплекс	I фаза Блоковая зона пегматитов Нижне-Лайбулакское Кварц-касситеритовая жила	Чудское	7	221	160	305	295
		Чудское	5	178	609	252	323
	II фаза Блоковая зона пегматитов Мунча Кварц-касситерит-гюбнеритовые жилы:	Карашское	3	200	191	271	204
		Карашское	6	204	330	257	261
		Комсомольское	4	210	275	283	211
	III фаза Кварц-турмалин-ферберитовые жилы: им. Розы Люксембург Большевикское	им. Розы Люксембург	8	200	145	307	202
		Большевикское	9	217	309	290	455

—0,5 +0,25 мм, навеска пробы составляла 2 г. Термолюминесцентные анализы были выполнены в лаборатории КазИМС.

При установлении возрастного критерия для различных типов месторождений анализировались форма кривых термовысвечивания (рис. 60), количество температурных максимумов и интенсивность высвечивания (I) кварца. Последний характеризуется обычно двумя температурными максимумами (низко- и высокотемпературным), что свидетельствует о наличии двух различающихся по глубине уровней захвата электронов (Э. И. Адирович, 1956 г.), и соответственно двумя максимумами (I_1, I_2) интенсивности высвечивания (табл. 48).

Пегматитовые месторождения и рудопроявления

Блоковый кварц из пегматитов Нижне-Лайбулакского месторождения, связанных с гранитоидами I фазы, характеризуется интервалом максимально низкой температуры от 200 до 250° С при среднем значении 221° С, максимально высокая температура изменяется от 300 до 320° С при средней величине 305° С. Указанным максимумам соответствуют средние значения интенсивности свечения в относительных единицах 160 и 295. Наиболее глубокий уровень захвата электронов характерен для высокотемпературного максимума (305°С), при котором в основном и происходила кристаллизация блокового кварца.

Блоковый кварц из пегматитов рудопроявления Мунча, развитых в гранитах II фазы, характеризуется своими особенностями кристаллизации. Первые и вторые максимумы кривых термовысвечивания по сравнению с вышеописанными смещены в области более низких температур и характеризуются близкими значениями интенсивности высвечивания, соответствующими двум одинаковым по глубине уровням захвата электронов. Эти данные, учитывая работы И. Т. Бакуменко (1966), свидетельствуют об относительно постоянных термодинамических условиях формирования пегматитов.

Для определения относительного возраста пегматитов проведено сравнение интенсивности свечения по высокотемпературным максимумам, являющимся наиболее устойчивыми. Средняя интенсивность высвечивания для пегматитов Нижне-Лайбулакского месторождения составляет 295 относительных единиц, а для пегматитов рудопроявления

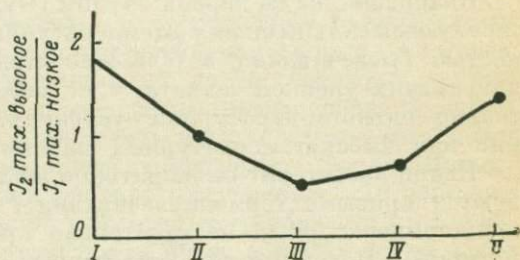


Рис. 61. Отношение максимумов свечения кварца из различных типов месторождений и рудопроявлений

I—II — пегматитовые: связанные с гранитоидами I фазы (I), с гранитами II фазы (II), III—IV — гидротермальные: связанные с гранитоидами I фазы (III), с гранитами II фазы (IV), с гранитами III фазы (V)

явления Мунча — 204. Это позволяет последние отнести к более позднему времени образования, что не противоречит геологическим данным. Отношение интенсивности свечения высоко- и низкотемпературных максимумов (см. рис. 60, рис. 61) свидетельствует о формировании пегматов Нижне-Лайбулакского месторождения при более высоких температурах по сравнению с жилами рудопроявления Мунча.

Гидротермальные месторождения

Термолюминесцентный метод использовался также при изучении относительного возраста гидротермалитов района. По геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям выделены три группы жил, ассоциирующих с различными типами гранитоидов калбинского комплекса. С гранитоидами I фазы связаны кварц-касситерит-арсенопиритовые жилы, с гранитами II фазы — кварц-касситерит-гюбнеритовые, а лейкократовые граниты III (монастырский) фазы сопровождаются кварц-турмалин-ферберитовыми и кварц-турмалин-шеелитовыми жилами.

Кварцевые жилы первой группы (Чудское месторождение) характеризуются сильными низкотемпературными максимумами с интенсивностью высвечивания в 609 относительных единиц, характерных для низких уровней захвата, т. е. жилы сформировались в относительно низкотемпературных условиях. Интенсивность высвечивания для высокотемпературных максимумов в два раза меньше.

Кварц-касситерит-гюбнеритовые жилы второй группы характеризуются кривыми термовысвечивания с двумя пиками, из которых низкотемпературный незначительно преобладает над высокотемпературным. Подобный характер кривых, так же как и для пегматитов рудопроявления Мунча, свидетельствует о становлении жил в относительно постоянных термодинамических условиях. В аналогичной обстановке сформировались и вмещающие кварцевые жилы граниты II фазы, относящиеся к глубинным дифференциатам Калбинского плутона. Таким образом, полученные результаты указывают на близкие условия формирования этих гранитов и пространственно связанных с ними рудных тел.

Проводилось сравнение интенсивности термолюминесценции образцов кварца из месторождений Карашского, Комсомольского и Подгорненского I рассматриваемой группы с кварц-касситеритовыми жилами Чудского месторождения. Во всех случаях средние значения максимумов в первых ниже, что позволяет считать их более поздними образованиями по сравнению с жилами Чудского месторождения.

Кварцевые жилы третьей группы (месторождения Большевикское и им. Розы Люксембург) в отличие от рассмотренных выше жил обладают четко выраженными высокотемпературными максимумами, отвечающими более глубоким уровням захвата и, следовательно, сформировавшимися при более высоких температурах. Отношение интенсивности свечения (см. рис. 61) указывает на повышение

температуры кристаллизации кварца от первой к третьей группе жил, что отражается в более высокотемпературном парагенезисе минералов в последней.

Сравнение высот пиков термовысвечивания (см. рис. 60) установило более поздний возраст кварцевых жил месторождения им. Розы Люксембург по сравнению с другими жилами района. Вместе с тем на некоторых месторождениях (Большевицкое, Палатцы) устанавливаются высокие (аномальные) интенсивности свечения кварца (309—1430 относительных единиц), что объясняется скорее всего не возрастом пород, а неспокойной обстановкой их образования (Пучков, 1965; Бакуменко, 1966). В рассматриваемых месторождениях, сформировавшихся в зоне крупного Мирнолюбовского разлома, кристаллизация кварца происходила в условиях повышенной скорости охлаждения. Это привело к образованию в последнем большого количества дефектов по сравнению с кварцами, кристаллизовавшимися в более стабильных условиях, и к усилению термолюминесценции.

Выводы

Пегматитовые и гидротермальные месторождения района различаются по характеру кривых термовысвечивания кварца, что может быть использовано для корреляционных целей. Сходство кривых термовысвечивания кварца из разновозрастных месторождений одного и того же генетического типа может явиться диагностическим и поисковым признаком на редкометальное оруденение. Термолюминесцентный анализ в целом может успешно применяться как дополнительный метод при установлении относительного возраста месторождений указанных типов и должен найти более широкое применение при дальнейших исследованиях.

Результаты метода растрескивания (декрепитации)

Всего проанализировано 50 проб кварца, отобранных из рудных тел пегматитовых и гидротермальных (кварцево-жилных) месторождений. Из каждого типа месторождений отбиралось в среднем четыре — шесть проб. Измерения были выполнены в КазИМС. Навеска проб составляла 10 г, материал был раздроблен до фракции $-1 \pm 0,5$ мм. Отсчеты регистрировались через каждые 20°C , начиная с 40°C . Полученные результаты растрескивания кварца для каждого типа месторождений изображались в виде суммарных кривых (рис. 62, 63).

Пегматитовые месторождения и рудопоявления

Кривая растрескивания кварца для Нижне-Лайбулакского месторождения имеет два одинаковых по интенсивности максимума в низкотемпературной области -185 и 220°C , что принимается за температуру образования блоковой кварцевой зоны пегматитов. Кристал-

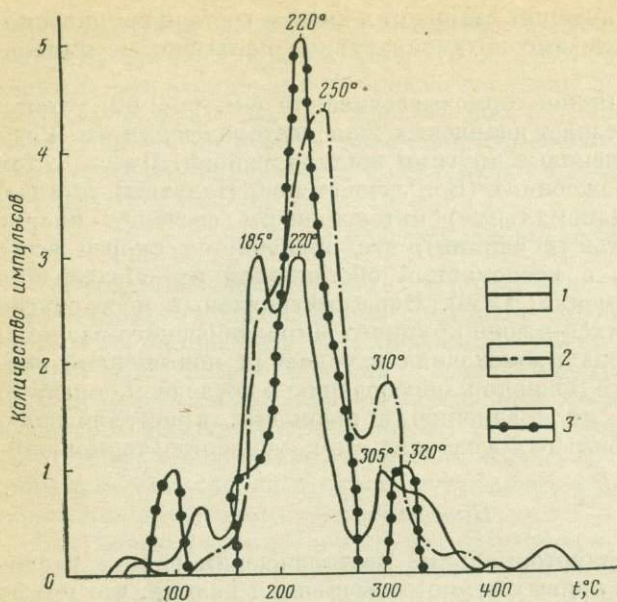
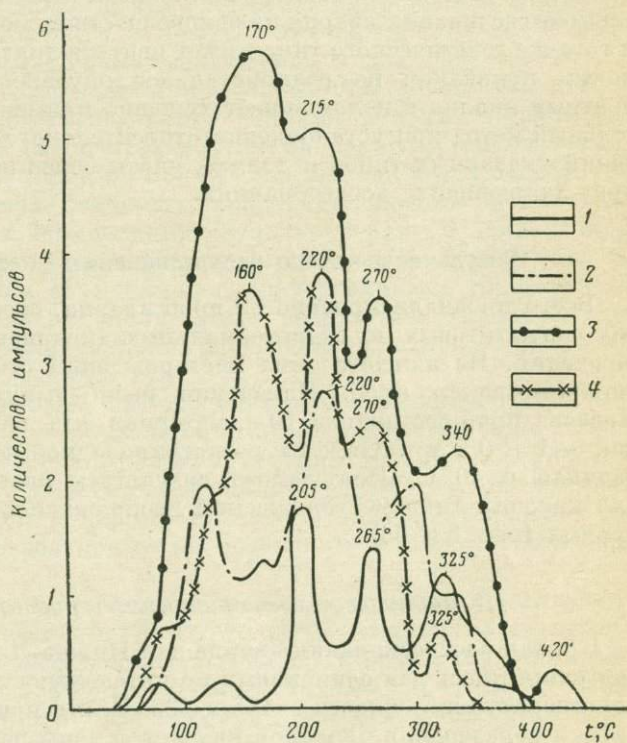


Рис. 62. Температурные кривые растрескивания кварца из пегматитовых месторождений и рудопроявлений

1 — Нижне - Лайбулакское; 2 — Мунча; 3 — Чибунтайское

Рис. 63. Температурные кривые растрескивания кварца из гидротермальных месторождений

1 — Чудское; 2 — Карашское; 3 — Большевикское; 4 — им. Розы Люксембург



лизация кварца происходила в основном из гидротермальных растворов, так как для него характерны жидкие включения. В более высокотемпературной области этой кривой (от 300 до 500° С) отмечается один основной максимум в 305° С и дополнительный 460° С, характерные для взрывов газовой-жидких включений.

Кривые растрескивания для разновозрастных рудопоявлений Чебунтайского и Муңча характеризуются в целом хорошей сходимостью. В низкотемпературной области они образуют устойчивые сжатые максимумы соответственно в 220° и 250° С, превышающие аналогичные максимумы на кривых растрескивания Нижне-Лайбулакского месторождения, что свидетельствует о более быстром росте кристаллов при больших пересыщениях раствора (Никитин, 1955). В высокотемпературной области выделяются максимумы в 310—320° С. Кристаллизация кварца протекала в более узком диапазоне температур (до 400° С), что указывает на воздействие на пегматиты уже типичных гидротермальных растворов.

Гидротермальные месторождения

Кварц-касситеритовые жилы Чудского месторождения сложены голубовато- и темно-серым кварцем с мусковитом и не сопровождаются околожильными изменениями. Для них на суммарной кривой растрескивания выделяются четкие пики в 205, 265 и 325° С; наибольший подъем отмечается в 205° С, что принимается за температуру образования кварца.

Кварц-касситерит-гюбнеритовые жилы Карашского месторождения сложены серым кварцем с полевым шпатом и мусковитом и сопровождаются слабой околожильной грейзенизацией. Последнее объясняется гораздо большим содержанием в кварце газовой-жидких включений (и соответственно большей высотой температурных максимумов на кривой растрескивания), чем в кварце Чудского месторождения. Температура кристаллизации кварца в Карашском месторождении также несколько выше — 220° С.

Формирование кварц-турмалин-ферберитовых жил Большевицкого месторождения проходило в условиях широко проявленных процессов пневматолита (турмалинизации и грейзенизации). На кривой растрескивания кварца выделяются пять температурных максимумов, которые занимают более высокое положение по сравнению с аналогичными кривыми ранних месторождений. Кристаллизация кварца происходила в более широком интервале температур 170—420° С, что объясняется большим содержанием в кварце газовой-жидких включений.

Выводы

1. Формирование кварца в пегматитовых и кварцево-жильных месторождениях района происходило в основном в гидротермальную стадию минералообразования, в условиях пульсирующего поступления растворов.

2. От ранних к поздним месторождениям одного и того же генетического типа в рудных телах отмечается некоторое увеличение температуры минералообразования и увеличение газовой-жидких включений. В этом же направлении происходит увеличение интенсивности околожильных изменений, а в гидротермальных месторождениях смена оловянного оруденения вольфрамовым.

3. Кривые растрескивания кварца из разновозрастных месторождений отличаются по положению и характеру температурных максимумов, что может быть использовано как дополнительный признак при выявлении связи рудных тел с определенными типами пород.

4. Сходство кривых растрескивания кварца из разновозрастных месторождений определенного генетического типа может явиться диагностическими и поисковыми признаками на редкометальное оруденение.

Глава V

ПОСТКАЛБИНСКИЙ ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС

Посткалбинский (верхнепермский) комплекс представлен дайками габбро-диабазов, диоритовых порфиров, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, сформированных в конечный этап развития

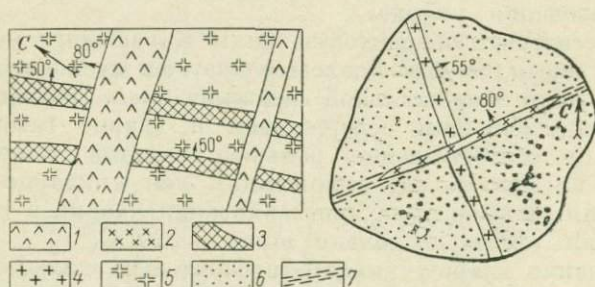


Рис. 64. Соотношение даек посткалбинского комплекса с породами калбинского комплекса в Миролубовском массиве

1 — диоритовые порфиры и 2 — гранодиорит-порфиры посткалбинского комплекса; 3 — вольфрамоносная кварцевая жила; 4 — аплитовидный гранит и 5 — порфировидный гранит I калбинского комплекса; 6 — роговики такырской свиты; 7 — зона повышенной трещиноватости

герцинского тектоно-магматического цикла и являющихся производными реликтовых очагов базальтоидной магмы. Дайки образуют региональные пояса северо-восточного направления, контролируемые глубинными разломами, выходят далеко за пределы района и пересекают как золотоносные дайки кулунского комплекса, так и гранитоиды калбинского комплекса и связанные с ними редкометальные жилы (рис. 64). Аналогичные региональные пояса даек

северо-восточного простирания известны в Жарминско-Саурской зоне (Бугазский, Кандыгатайский).

Возраст рассматриваемых пород принимается условно как верхнепермский на основании пересечения ими гранитоидов нижней перми: верхний возрастной предел их точно не установлен, так как отсутствуют прямые геологические данные.

Дайки обладают правильной плитообразной морфологией, прослеживаются по простиранию на сотни метров и первые километры, мощность их от 0,5 до 15—20 м. Довольно часты дайки сложного

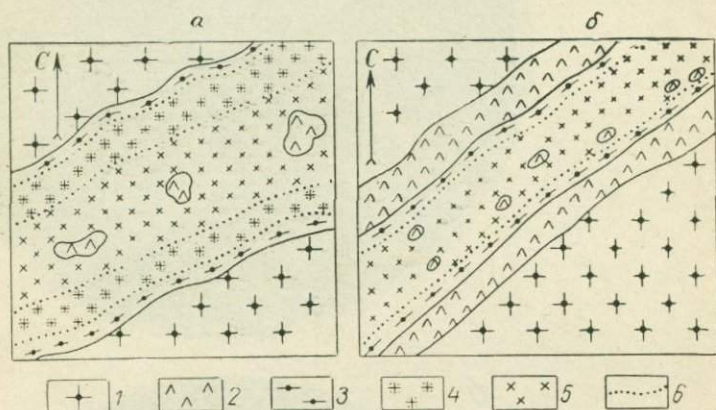


Рис. 65. Морфология и строение даек посткалбинского комплекса
 а — зональное строение дайки гранит-порфира; б — дайка сложного состава
 1 — порфировидный биотитовый гранит I калбинского комплекса; 2 — диоритовый порфирит; 3 — кварцевый порфир; 4 — гранодиорит-порфир и 5 — гранит-порфир посткалбинского комплекса; 6 — граница постепенных переходов

строения (рис. 65). В рельефе они фиксируются в виде гряд и барьеров высотой до 4 м или канавообразных понижений. Контакты даек с вмещающими породами четки, граниты вблизи их в интервале 0,2—1,5 м трещиноваты, катаклазированы и несут отчетливые следы закалки. Осадочные породы в контактовых зонах превращены в кварц-полевошпато-биотитовые или андалузитовые роговики мощностью до 0,2—0,3 м.

Предыдущими исследователями (Морозенко, 1937; Елисеев, 1938) среди рассматриваемых пород выделялись производные лампрофировой магмы (мальхиты, керсантиты, вогезиты и др.). Последующими работами (Богданова, 1960) было доказано, что среди этих даек типичные лампрофириты отсутствуют.

Возрастные группы пород

По составу и относительному возрасту выделяются три последовательные группы даек основного (5%), среднего (70%) и кислого (25%) составов.

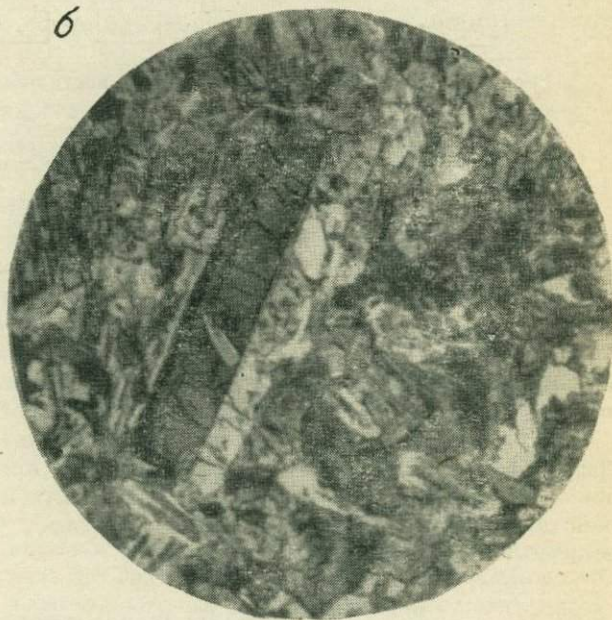
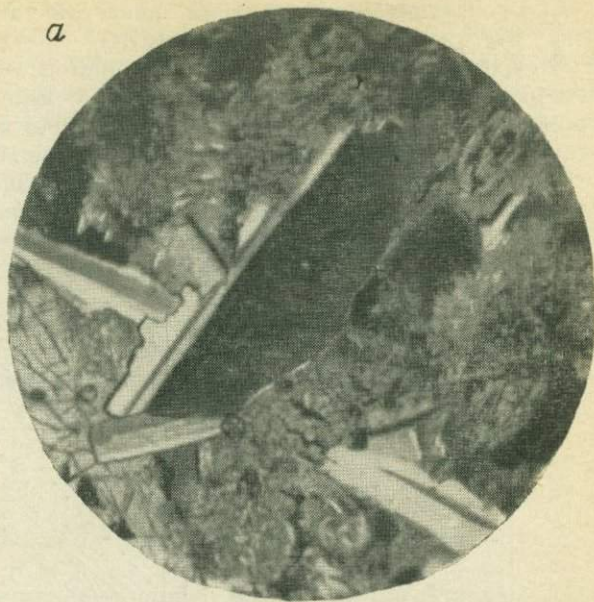
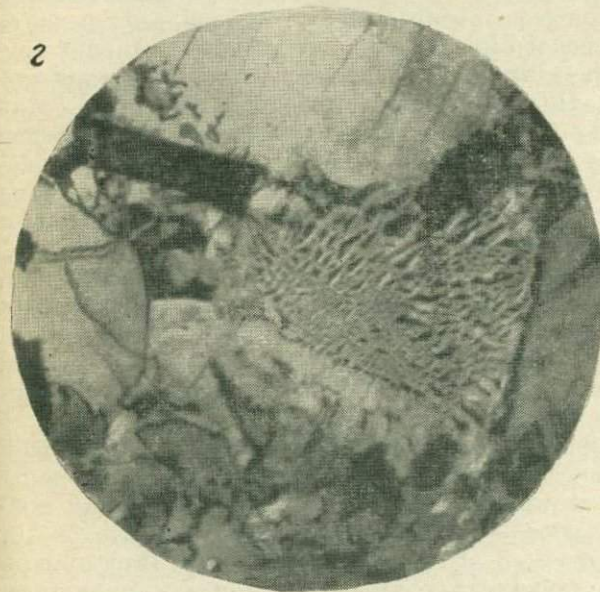
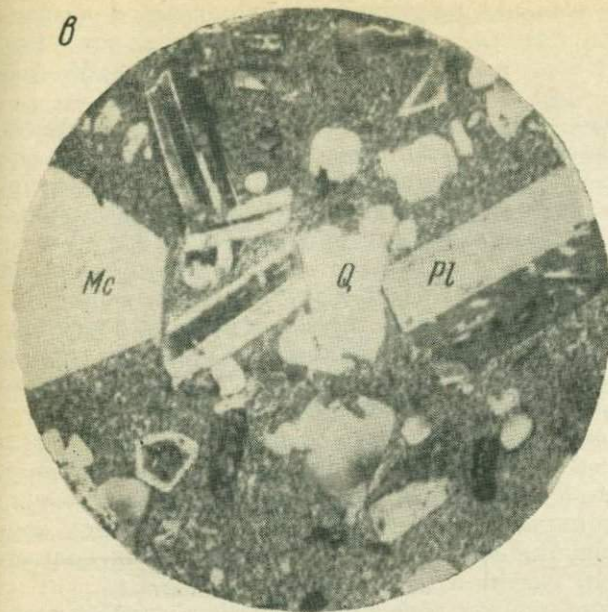


Рис. 66. Микроскопические особенности
a — габбро-офитовая структура габбро-диабазов, с анализатором, порфирите, с анализатором, увел. 24, обр. 201; *б* — вкраплен гранит-порфире, с анализатором, увел. 17, обр. 4292-1; *в* — ми увел. 17



даек посткалбинского комплекса
 увел. 17, обр. 22; *б* — фенокристалл плагиоклаза в диоритовом ники плагиоклаза (Pl), микроклина (Mc) и кварца (Q) в микро- кропегматитовая структура в гранит-порфире, с анализатором, обр. 1126

Дайки основного состава, представленные оливиновыми диабазами и диабазовыми порфиритами, в виде единичных тел встречаются в Миролюбовском поясе, в бассейне рек Песчанка и Мокрая Погорелка.

Оливиновые диабазы — зеленовато-черные массивные породы со скорлуповато-шаровой отдельностью. Под микроскопом они имеют габбро-офитовую (рис. 66, а) или пойкилитовую структуры и состоят из следующих минералов (в %): плагиоклаза 60, оливина 3, моноклинного пироксена 20, биотита 8,4, рудного минерала 8,2 и акцессориев 0,4. Плагиоклаз (№ 50—60) имеет удлиненно-таблитчатую форму кристаллов. Оливин образован бесцветными зернами неправильной формы, вокруг которого развиваются каемки моноклинного пироксена и скопления биотита. Моноклинный пироксен сложен бесцветными или зеленовато-буроватым авгитом, образующим короткостолбчатые кристаллы. Замещается роговой обманкой.

Диабазовые порфириты обладают порфировой структурой с призматически-зернистой основной массой. Порфировые вкрапленники представлены андезином — лабрадором. Основная масса сложена призматическими кристаллами плагиоклаза, ксеноморфными зернами пироксенов и чешуйками биотита. В незначительных количествах наблюдались сфен, апатит и рудный минерал.

Дайки среднего состава (породы переменного состава от гибридизированных диабазов до диоритовых порфиритов и кварцевых монцонит-порфиров) имеют широкое распространение в районе. Они развиты на флангах Миролюбовского пояса, в Чебунтайском останце и других местах. Простираение даек СВ 80°, падение вертикальное или близкое к нему (80—85°). По простиранию прослеживаются на сотни метров при мощности 1—10 м. Относительный возраст тел определен на основании того, что они содержат ксенолиты даек основного состава и сами в виде обломков отмечаются в дайках кислого состава (см. рис. 65). Породы обладают грязновато-серой окраской и порфировым или равномернозернистым сложением.

Гибридизированные диабазы, описанные К. Г. Богдановой (1960), содержат ксенолиты дезинтегрированных гранитов, что подчеркивает гибридное происхождение этих даек. Они имеют непостоянный минеральный состав (в %): плагиоклаза (№ 42—68) 41—53, роговой обманки 30—32, биотита 1,2—16, титаномагнетита 8,3—9,5, калиевого полевого шпата 1,2, апатита 0,1—3.

Кварцевые монцонит-порфиры характеризуются порфировой структурой с призматически-зернистой и монцонитоидной основной массой. Минеральный состав породы колеблется в следующих пределах (в %): плагиоклаза 23—52, амфибола 7—20, биотита 5—10, калиевого полевого шпата 5—18 и кварца 10—15. Порфировые выделения состоят из таблитчатых зерен плагиоклаза (андезина), калиевого полевого шпата, неправильных зерен амфибола и реже кварца. Основная масса породы сложена плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом и удлиненными кристаллами биотита и роговой обманки. Аксессуары — апатит, сфен и рудный минерал.

Диоритовые порфиры обладают порфировой структурой с призматически-зернистой основной массой. Минеральный состав (в %): плагиоклаза 40—50, амфибола 10, биотита 10—20, кварца 4—6, аксессуарных и рудных минералов 15. Порфировые выделения образованы зональными таблитчатыми зернами плагиоклаза (см. рис. 66, б). Основная масса состоит из плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца, аксессуарных и рудных минералов. Аксессуары представлены апатитом, сфеном и цирконом.

Дайки кислого состава развиты в центральной части Мирюлюбовского пояса, Песчанском массиве, Иртышской зоне смятия и других местах; это самые молодые образования комплекса. Простираение их СВ 30—75°, углы падения крутые (75—85°) или вертикальные. Мощность их колеблется от 1,5 до 6 м, реже достигает 10—15 м, а длина составляет сотни метров — первые километры. В единичных случаях дайки кислого состава пересекаются кварцевыми прожилками мощностью 1—5 см. По минералогическим и структурным особенностям выделены следующие разновидности: гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры. В зональных дайках между указанными разновидностями существуют постепенные переходы (см. рис. 65).

Гранит-порфиры — светло-серые, серые мелкозернистые породы с отчетливо заметными вкрапленниками полевых шпатов и кварца. Микроскопически они характеризуются порфировой структурой с микропелитовой и микрогранитовой основной массой (см. рис. 66, в, г). Минеральный состав пород (в %): плагиоклаза 45, калиевого полевого шпата 10, кварца 23, биотита 10, вторичных 8, аксессуарив 4. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранит-порфиров лишь более темной окраской, большей основностью вкрапленного плагиоклаза (№ 40) и появлением роговой обманки (5%).

Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры представляют собой светло-серую плотную породу с резким преобладанием среди порфировых вкрапленников кварца. В целом по составу они близки к гранит-порфирам и отличаются от них фельзитовой, псевдосферолитовой и пойкилитовой структурами базиса.

Особенности петрохимического состава

Химические составы даек приведены в табл. 49 и показаны на диаграмме рис. 67, на которой четко выделяются пять сгущений (роев) фигуративных точек.

Дайки основного состава, объединяющие I рой векторов, по химическому составу близки к мелафиру по Р. Дэли, отличаясь от него большей кислотностью, натровой специализацией щелочей и меньшим содержанием Fe_2O_3 . Они характеризуются низким процентом лейкократовой части, примерно равным содержанием Fe и Mg (табл. 50).

Дайки среднего состава (II рой векторов) по составу приближаются к монцонитам по Р. Дэли, отличаясь от них бóльшим содержанием

Fe_2O_3 , MgO и меньшим количеством Al_2O_3 , CaO и K_2O . От даек основного состава они отличаются большими значениями лейкократовой части породы, суммы щелочей, коэффициента агиаитности и преобладанием Fe^{3+} над Fe^{2+} .

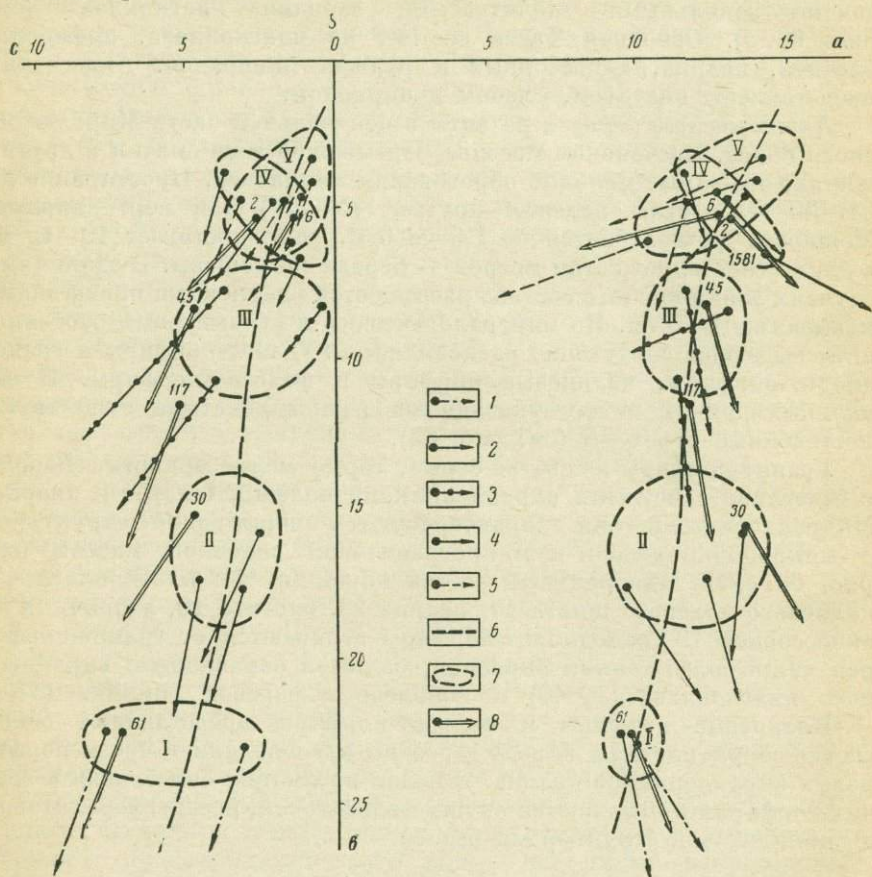


Рис. 67. Петрохимическая диаграмма пород посткалбинского комплекса

1—5 — векторы пород: даек основного состава (1), даек среднего состава (2), даек кислого состава — гранодиорит-порфиров (3), гранит-порфиров (4), кварцевых порфиров (5); 6 — вариационная линия средних составов пород; 7 — поля составов выделенных групп пород; 8 — средние типы магматических пород (по Р. Дэли): 30 — монзонит, 117 — диорит, Электрик Пик, 45 — гранодиорит, 2 — докембрийский гранит Швеции

Дайки кислого состава объединяются тремя рядами векторов, расположенных в верхней половине диаграммы. Один из них (III) характеризует дайки гранодиорит-порфиров, которые по химическому составу близки слюдяному андезиту по Р. Дэли. От вышерассмотренных пород они отличаются большим содержанием Q , лейкократовой части, преобладанием в составе щелочей K над Na и меньшим количеством Fe и Mg .

Химический состав даек посткалбинского комплекса (вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,0	55,12	64,04	72,0	72,82
TiO ₂	1,64	1,3	0,66	0,31	0,09
Al ₂ O ₃	18,29	14,95	14,51	13,71	13,51
Fe ₂ O ₃	2,42	4,95	1,12	0,21	0,73
FeO	7,13	3,23	3,77	2,39	1,35
MnO	0,12	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MgO	5,67	4,69	2,46	0,68	0,64
CaO	7,29	5,27	3,48	3,01	1,34
K ₂ O	1,55	1,14	2,48	2,9	2,95
Na ₂ O	3,27	4,3	3,6	4,22	3,98
P ₂ O ₅	0,28	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
H ₂ O	0,26	»	»	»	»
П. п. п.	0,52	1,44	1,53	0,42	0,97
Сумма	99,44	96,39	97,65	99,85	99,38

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

S	61,8	66,1	75,0	79,8	81,1
a	9,8	11,5	11,8	13,1	12,8
b	20,6	17,8	9,2	4,7	4,5
c	7,8	4,6	4,0	2,4	1,6
Q	-3,8	4,6	13,2	31,0	35,0
a : c	1,3	2,5	2,9	5,5	8,0
a'	—	—	—	—	35,8
c'	6,9	11,6	3,8	26,8	—
m'	48,3	46,6	46,2	23,9	23,9
f'	44,8	41,8	50,0	49,3	40,3
n	76,1	84,7	68,6	68,7	67,2
t	2,3	1,7	0,8	0,3	0,1
Ф	10,3	24,3	10,6	2,8	11,9

1—дайки основного состава (оливиновых диабазов, габбро-диабазов по К. Г. Богдановой и Н. К. Морозенко (2 анализа)); 2—дайки среднего состава (диоритовые порфириды и монзонит-порфиры (3 анализа)); 3—5—дайки кислого состава: 3—гранодиорит-порфиры (2 анализа); 4—гранит-порфиры (4 анализа), 5—кварцевые порфиры (5 анализов)

Группы пород гранит-порфиров и кварцевых порфиров объединяют четвертый (IV) и пятый (V) рои векторов. В гранит-порфирах отмечаются дальнейшее уменьшение содержания глинозема, железомagneзиальных компонентов и увеличение роли кремнезема и щелочей. В лейкократовой части породы щелочные полевые шпаты резко преобладают над кальциевыми ($a : c = 7,1$), что свидетельствует о наличии в них кислых плагиоклазов. Отношение FeO : Fe₂O₃ является максимальным среди пород посткалбинского комплекса,

Средние значения дополнительных числовых характеристик пород в дайках посткалбинского комплекса

Показатели	1	2	3	4	5
Количество лейкократовой части, %	40,0	46,2	68,0	90,0	91,0
Сумма щелочей, %	4,82	5,44	5,01	7,12	6,93
Q	-3,8	4,6	13,2	31,0	35,0
$Na + K : Al$	0,379	0,463	0,458	0,739	0,712
$f' : m'$	0,9	0,9	1,1	2,0	1,7
$FeO : MgO$	1,3	0,7	1,5	3,5	2,1
$FeO : Fe_2O_3$	2,9	0,6	3,3	11,4	1,8

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам в табл. 49.

а в целом Fe резко преобладает над Mg. Кварцевые порфиры и фельзит-порфиры пересыщены глиноземом и по составу близки к липаритам по Р. Дэли. От гранит-порфиров они отличаются пересыщенностью глиноземом, большей кислотностью и пониженным количеством полевошпатовой извести. Отношение $a : c$ максимально, а роль Fe^{2+} заметно снижается.

Таким образом, в процессе формирования даек посткалбинского комплекса отмечается определенная закономерность в эволюции их химического состава. От ранних к поздним производным это выразилось: а) в увеличении лейкократовой части породы (40,0—91%), кислотности (Q от -3,8 до +35) и щелочности (4,82—6,93%); б) в уменьшении содержаний железо-магнезиальных компонентов и полевошпатовой извести; в) в увеличении роли избыточного алюминия и коэффициента алгаитности (0,379—0,712). По насыщенности глиноземом большинство пород относится к нормальному ряду, что отличает их от даек кунушского комплекса, пересыщенных алюминием; в) в увеличении отношения щелочных полевых шпатов к кальциевым ($a : c = 1,3—8,0$), что отражает снижение основности плагиоклазов.

Акцессорные минералы

Породы посткалбинского комплекса бедны акцессориями (табл. 51), валовое содержание которых в 3—10 раз меньше, чем в породах кунушского и калбинского комплексов. В дайках основного состава встречаются в знаках гранат, лимонит, пирит и циркон. Характерные акцессории для пород средней группы — ильменит, циркон и лимонит. В дайках кислого состава, кроме того, отмечаются амфиболы, арсенопирит, турмалин и титаномагнетит. В целом породы отличаются от даек кунушского комплекса большим содержанием ильменита и циркона (соответственно в два—пять раз) и меньшим — граната, апатита, пирита и арсенопирита.

Содержание аксессуаров в дайках посткалбинского комплекса (г/т)

Минералы	Дайки основного состава (2)	Дайки среднего состава (4)	Дайки кислого состава (14)
Амфиболы	—	—	1,5
Апатит	—	—	0,5
Арсенопирит	—	—	1,1
Гранат	Ед. зн.	Ед. зн.	Зн.
Ильменит	—	17	11,5
Лимонит	Зн.	2,4	1,7
Монацит	—	Ед. зн.	1
Пирит	Ед. зн.	—	Зн.
Турмалин	—	—	2,6
Титаномагнетит	—	—	1,6
Флюорит	—	—	Зн.
Циркон	Ед. зн.	4	10
Шеедит	—	—	Ед. зн.
Эпидот	—	5,2	0,4
Валовое содержание аксессуаров	Ед. зн.	28,6	31,9

Геохимические данные

Характерными элементами-примесями даек основного состава являются Cu, V, Ni, Co. Распространенность этих элементов в породах средней и кислой групп заметно снижается. Характерными элементами для всех групп комплекса являются Cu и Pb. В отличие от гранитоидов калбинского комплекса, для рассматриваемых пород редкие и сопутствующие элементы (Sn, W, Mo, Be, Li, B) не характерны, причем распространенность этих элементов увеличивается в дайках, пересекающих рудоносные интрузии калбинского комплекса (Миролюбовский массив). Таким образом, появление редких элементов связано с загрязнением дайковой серии материалом гранитных пород. Геохимически рассматриваемые породы по сравнению с образованиями кунушского комплекса характеризуются пониженной частотой встречаемости As, Zn, Cr, Mo и повышенной Ni, Ti, Y, Yb.

Соотношение даек с оруденением

Формирование даек посткалбинского комплекса произошло в условиях завершенной складчатости, после проявления интрузивной деятельности батолитового этапа. В связи с этим они рассекают не только граниты и жильные породы калбинского комплекса, но и генетически связанные с ними редкометалльные жилы. Подобные соотношения рудных тел с поздними дайками известны в Центральной Монголии (Корчагин, 1969).

Послемагматические изменения в этих дайках проявлены очень слабо, а оруденения, связанного с ними, не известно. Независимая геолого-структурная позиция даек, разорванность их во времени по сравнению с образованиями кунушского и калбинского комплексов, более основной состав пород, бедность редкими металлами и другие данные подтверждают выводы Г. Н. Щербы, К. Г. Богдановой о выделении этих пород в самостоятельный комплекс, который сопоставляется нами с байназарским комплексом Центрального Казахстана (Г. Н. Щерба и др., 1968) и чуйским комплексом Горного Алтая (Оболенская, 1968).

Глава VI

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ

В позднегерцинское время в Калба-Нарымской зоне происходила закономерная эволюция гранитоидного магматизма и эндогенной металлогении, связанных с общим ходом развития глубинных структур земной коры. Особенности формирования Калба-Нарымского плутона подтверждают закономерности становления магматических комплексов (Билибин, 1948, 1955; Афанасьев, 1952, 1953, 1960; Морозенко, 1957; Меликсетян, 1964; Шинулин, 1968 и др.). Проведенные исследования позволили выделить в районе три интрузивных комплекса: кунушский, калбинский и посткалбинский. Направленность развития каждого комплекса подчиняется известной эволюции магматического расплава от более основного к кислому.

В верхнекаменноугольный (добатолитовый) этап развития региона сформировались гипабиссальные интрузии и дайки плагιοгранит-гранодиоритового состава (кунушский комплекс), которые, образуя линейные пояса северо-западного направления, сопровождаются преимущественно золотым оруденением. Выделенные группы пород в целом являются, вероятно, производными диоритовой магмы.

В ходе развития комплекса происходило некоторое увеличение кислотности, щелочности и уменьшение железо-магнезиальных компонентов, Al_2O_3 и CaO (рис. 68, 69). Породы комплекса бедны акцессориями (апатит, рутил, сфен); для измененных разностей характерны лимонит, пирит, малахит, гранат и иногда золото. Распространенные элементы примеси — Ni, Cu, Co, V, Cr — в поздних дифференциатах появляются As, Bi, Ag. Главные послемагматические изменения — альбитизация, окварцевание и березитизация. С кунушским комплексом связано золотое оруденение.

Нижнепермский (батолитовый) этап характеризовался мощным развитием многофазных гранитных интрузий калбинского комплекса, с которыми связана промышленная редкометальная минерализация. Эти интрузии, фиксируемые протяженными полосами (цепоч-

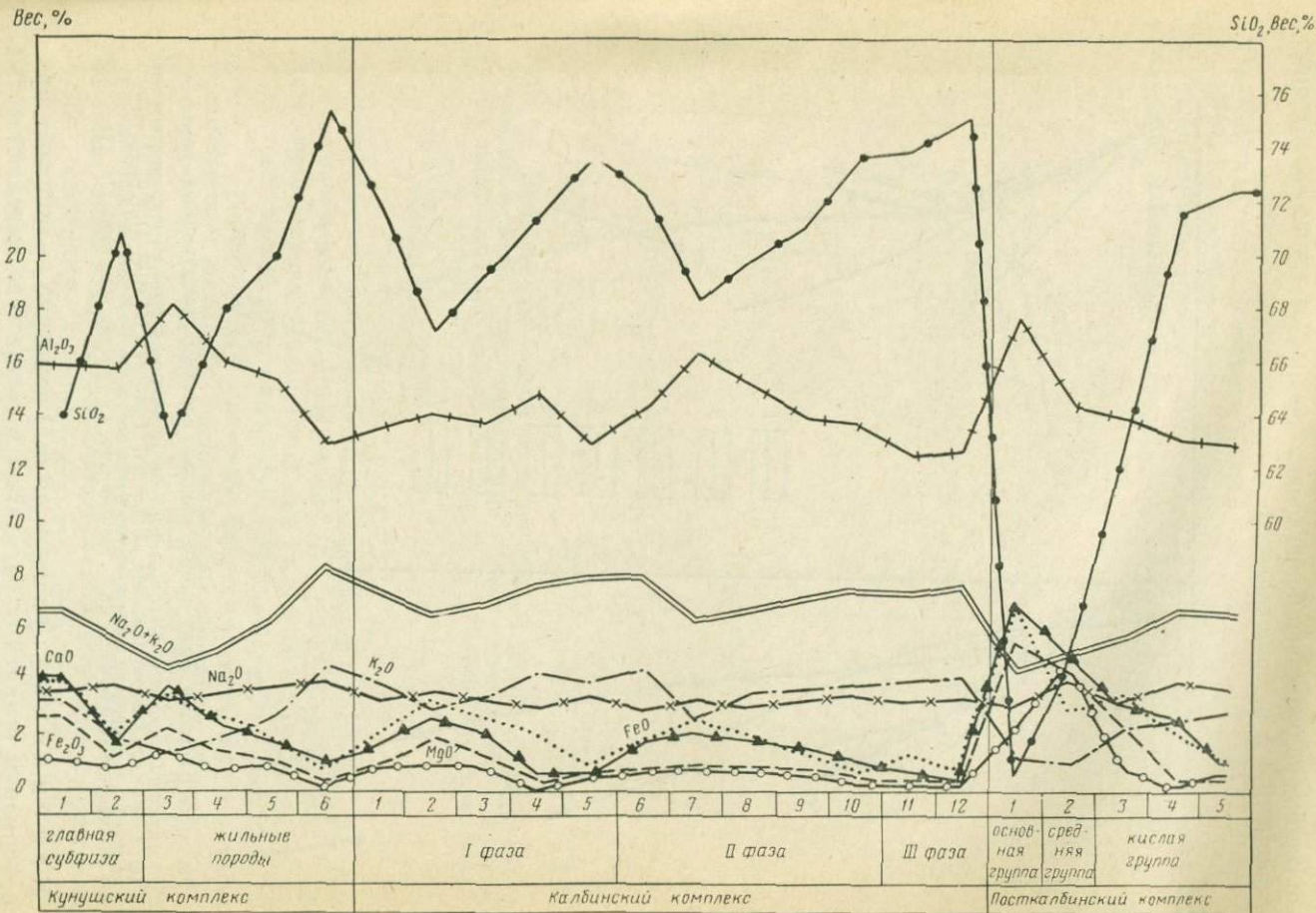


Рис. 68. Эволюция химических составов интрузивных пород в ходе развития магматизма в Восточной Калбе (номера соответствуют группам пород в табл. 3, 13, 49)

ками) вдоль зон глубинных разломов, рассекают золоторудный пояс Калбы, подчеркивая более древний возраст золотого оруденения по сравнению с редкометальным.

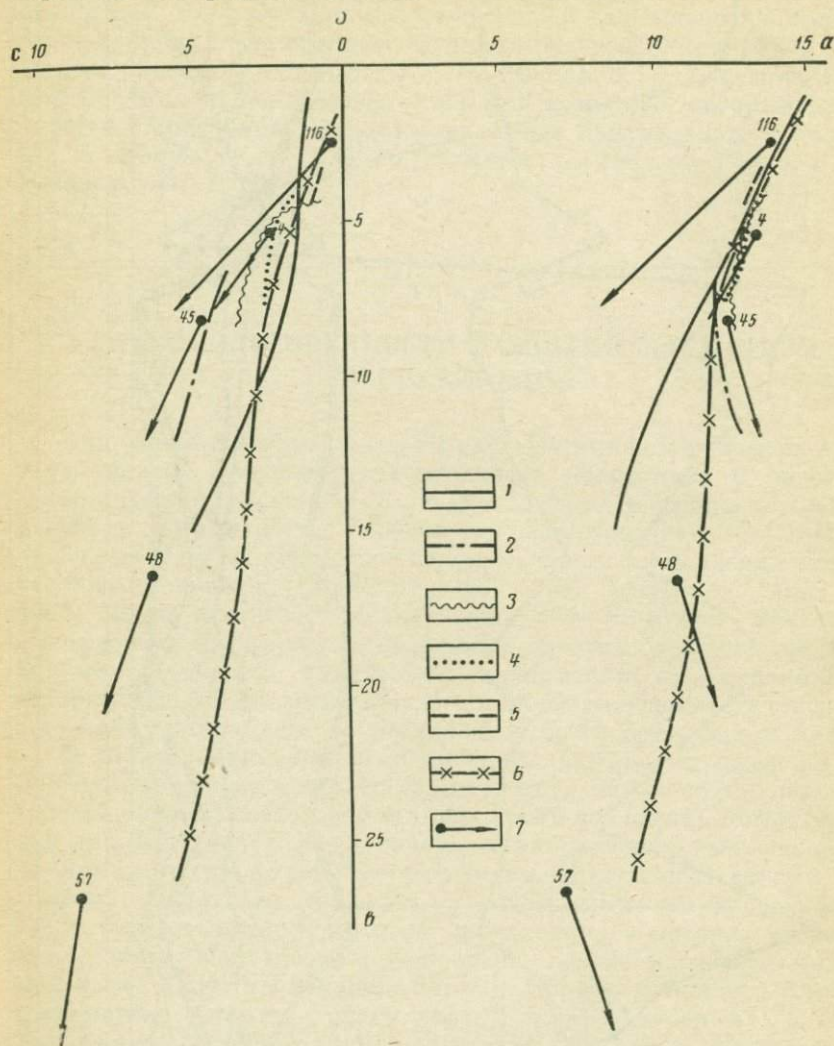


Рис. 69. Вариационные линии средних составов интрузивных пород

1, 2 — кунушский комплекс: плагиогранит-гранит-порфировая ветвь (1) и гранодиоритовая ветвь (2); 3—5 — калбинский комплекс: I фаза (3), II фаза (4), III фаза (5); 6 — посткалбинский комплекс; 7 — средние типы магматических пород (по Р. Дэли): 57 — габбро, 48 — диорит без кварцевых диоритов, 45 — гранодиорит, 4 — гранит всех периодов, 116 — аляскит

К а л б и н с к и й (нижнепермский) комплекс — типичный пример формации гранитных батолитов; в составе его выделяются три фазы: собственно калбинских порфировидных гранитов, равномерно-

зернистых гранитов и крупнозернистых лейкократовых гранитов монастырского типа. Эти фазы являются производными единого магматического очага и, наряду с общим сходством, обладают рядом отличительных особенностей (см. рис. 68, 69; рис. 70, 71, 72).

1. Направленность процессов выражена последовательным уменьшением масштабности фаз, размеров и сложности форм массивов; изменением вещественного состава пород от плагиоклазовых

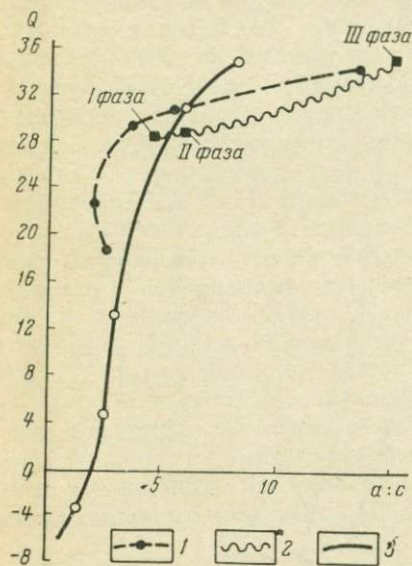


Рис. 70. Вариационные линии соотношения кислотности — щелочности в породах интрузивных комплексов Восточной Калбы

1 — кунушский, 2 — калбинский, 3 — пост-калбинский комплексы

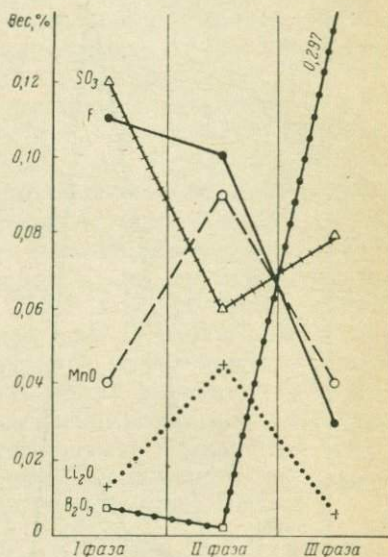


Рис. 71. Среднее содержание некоторых компонентов в гранитоидах калбинского комплекса

до существенно микроклиновых; обеднением магмы Mg, Al, Ca, Fe и обогащением ее Si и щелочами (Na, K). Происходит также изменение состава аксессуаров: для гранитов I характерна циркон-апатитовая ассоциация минералов, для гранитов II — сфен-ильменитовая, а гранитам III присущи ксенотим, монацит и турмалин. Геохимически выявлены специфические элементы отдельных фаз: для гранитов I — Cu, Pb, As, Sn, для гранитов II — Sn, W, Li, Bi, Ti, Be, а для гранитов III — B, Pb, Y, Yb, W.

2. Жильные породы формировались на протяжении всей истории развития магматизма и унаследуют петрохимические и минералогические особенности материнских гранитов. Основная масса жил связана с более ранними (I и II) фазами гранитов.

3. В процессе формирования гранитоидов происходило непрерывное отделение послемагматических растворов и рудоносных

дистиллятов согласно представлениям И. Н. Говорова (1966), В. Н. Ларина (1969). Каждая фаза характеризуется определенной направленностью послемагматических изменений, зависящих от состава исходной магмы и физико-химических условий ее кристаллизации. В гранитах I интенсивно развита микроклинизация I; в гранитах II — площадная мусковитизация I и албитизация II; в гранитах III — околотрещинная грейзенизация и турмалинизация.

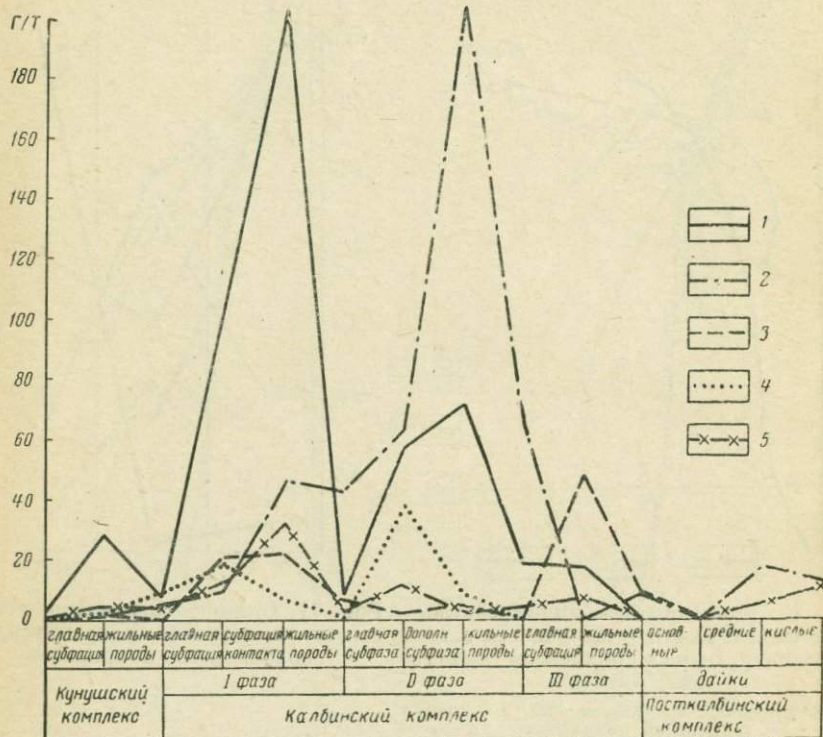


Рис. 72. Вариационные линии средних содержаний аксессуаров в породах разновозрастных комплексов

1 — апатит; 2 — ильменит; 3 — монацит; 4 — сфен; 5 — циркон

Определенная направленность развития гранитоидного магматизма обусловила смену во времени типов и масштабов оруденения. С гранитоидами I фазы связано пегматитовое (Nb и др.) и гидротермальное (Sn) оруденение; с гранитами II — пегматитовое (Ta, Nb и др.) и гидротермальное (Sn — W), а с лейкократовыми гранитами III — вольфрамовое грейзенового и гидротермального типов.

Наиболее продуктивными на редкие металлы оказались ранние фазы комплекса, с которыми связаны важные в практическом отношении рудные формации: пегматитовая тантал-ниобий-редкометалльная, гидротермальная (кварцевожильная) оловянная и оловянно-вольфрамовая и др.

Конечный этап геотектонического развития Калба-Нарымской зоны отличается замиранием магматической деятельности и отсутствием рудных проявлений. В это время в условиях завершенной складчатости проявилась формация послеплатолитовых даек пестрого состава в виде региональных субпараллельных поясов северо-восточного простирания (посткалбинский комплекс), рассекающих рудоносные интрузивы доплатолитовой и платолитовой формаций и практически не сопровождающихся рудной минерализацией.

Последовательность интрузивной деятельности района четко сопоставляется со схемой развития магматизма Северо-Западной и Центральной Калбы (Лопатников, 1968 г.; Кашапов и др., 1971 г.) и Нарыма, где также выделяются три комплекса: кунушский, калбинский и посткалбинский. В составе калбинского комплекса Нарыма уверенно различаются две интрузивные фазы (гранодиориты I и граниты II по Г. Н. Щербе, 1957₁), отличающиеся от аналогичных пород Калбы большей основностью; граниты монастырского типа здесь не известны. Предложенная схема магматизма хорошо коррелируется с материалами по северо-западной части Иртышской зоны смятия и Рудного Алтая (Кузубный, 1966 г.), Южному Алтаю (Конников, 1968) и Жарминско-Саурской зоне (Ермолов, Дьячков, 1971 г.), где выделяются возрастные аналоги кунушского, калбинского и посткалбинского комплексов. В общих чертах намечается связь с гранитоидами Горного и Южного Алтая, где также известны гранодиориты и плагииграниты змеиногогорского комплекса (аналоги кунушского комплекса), гранитоиды калбинского и дайки посткалбинского комплекса (Кузнецов, 1967; Иванов, 1967).

Г л а в а VII

КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

При систематизации месторождений учитывались генетические, морфологические и геохимические особенности рудных тел (табл. 52). Выделяются рудные комплексы, рудные формации, а также генетические, морфологические, геохимические и минеральные типы. Под рудным комплексом автор вслед за П. Ф. Иванкиным (1966) понимает совокупность эндогенных месторождений разных генетических типов, обязанных своим происхождением данному магматическому очагу.

В рассматриваемой классификации совокупность месторождений различных генетических типов, связанных с гранитоидами калбинского комплекса, составляет редкометальный комплекс, а с породами кунушского комплекса — золоторудный комплекс.

Классификация редкометальных месторождений Калбы на формационной основе была произведена В. В. Лопатниковым (1965 г.), а затем В. Ф. Кащеевым (1966 г.), положившими в основу минералогические критерии. Однако сугубо минералогический подход

приводит к выделению большого количества рудных формаций (Лугов, 1963), отражающих лишь условия рудоотложения и в меньшей степени условия рудогенеза (Пронин, 1960).

Изучение месторождений Восточной Калбы показало, что при формационном анализе целесообразно учитывать, кроме генетических и морфологических признаков, устойчивые геохимические ассоциации ведущих рудных элементов, которые в конкретных условиях рудоотложения могут образовывать несколько различные ассоциации минералов (Сотников, 1966; Щеглов, 1966; 1968; Данилин, 1966). Таким образом, рудная формация автором, вслед за В. И. Сотниковым, понимается как совокупность минеральных типов одного рудогенетического процесса и единого геохимического профиля.

За генетическую и морфологическую основу приняты известные классификации Ж. А. Айталиева, Г. Н. Щербы, В. И. Кузнецова, Н. А. Солодова, С. Г. Шавло, Ю. А. Садовского и др., которыми в Калбе выделены три типа: пегматитовый, грейзеновый (кварцевожильно-грейзеновый) и гидротермальный (кварцевожильный). Ввиду того что месторождения района описывались многочисленными исследователями, ниже кратко рассмотрим только главные рудные формации (см. табл. 52).

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КУНУШСКОГО КОМПЛЕКСА

С кунушским комплексом связаны две рудные формации: гидротермальная (кварцевожильная) золоторудная и гидротермальная (кварцевопрожилковая) вольфрам-золоторудная.

Гидротермальная (кварцевожильная) золоторудная формация объединяет Лайлинскую группу золотоносных кварцевых жил, которые, образуя единое рудное поле, приурочены к зоне Теректинского глубинного разлома (см. рис. 3). В юго-восточной части поля развиты порфиновые дайки кунушского комплекса, приуроченные к зонам межслоевых срывов. Такую же позицию занимают и золоторудные кварцевые жилы, предпочитительно избирая контакты песчаников и алевролитов, имеющих значение структурно-литологических ловушек.

Морфологически жилы характеризуются челноковым строением и не выдержаны по размерам (средние значения: длина 310 м, мощность 0,35 м, вероятная глубина 250 м). Формирование рудных тел произошло в две стадии. Рудная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, гематитом, реже галенитом, а также встречается лимонит, азурит, малахит и ковеллин.

Геохимическая ассоциация элементов (Au, As, Cu, Ag, Pb, Sb, Hg), установленная в кварцевых жилах, свидетельствует о формировании их в средней и верхней зонах рудной колонны. Золото свободное, распределено в жилах неравномерно (0,1—200 г/т). С глубиной у большинства жил содержание его падает и в интервале 20—30 м становится непромышленным.

Схема классификации эндогенных месторождений и рудопроявлений Восточной Калбы

Рудные формации	Генетические типы	Морфологические типы	Геохимические типы	Главнейшие минеральные типы (подтипы)	Генетическая связь с магматизмом	Глубина формирования, км	Рудолокализирующие структуры	Морфология и размеры рудных тел	Основные элементы (привнос)	Околорудные изменения	Примеры месторождений и рудопроявлений		
Золоторудный	Гидротермальная (кварцевожильная) золоторудная	Гидротермальный	Кварцевожильный	Золоторудный	Золото-кварцевый	Кунушский комплекс	1,5—2	Трещины срыва на контакте алевролитовых и песчаниковых плачек намюрского яруса	Челнокообразные тела средних размеров, мощностью 0,35 м, длиной 340 м, глубиной 250 м	Au, As, Cu, Ag, Pb, Sb, Ag	Серицитизация, карбонатизация, пиритизация, окварцевание	Лайлинское	
	Гидротермальная (кварцевопрожилковая) вольфрам-золоторудная	Гидротермальный	Кварцевопрожилковый	Вольфрам-золоторудный	Шеелит-золото-кварцевый		2—2,5	Поперечные пологие трещины лестничного типа в плагногранитах и порфировых дайках	Неправильно плитообразные прожилки лестничного типа мощностью 0,01—0,1 м, длиной до 3—10 м	Bi, W, As, Au, Cu, Ag	Серицитизация, хлоритизация, пиритизация	Мало-Каиндинское	
Редкометалльный	Пегматитовая ниобий-редкометаллическая	Пегматитовый	Жильный	Ниобий-редкометаллический	Микроклиновый (колумбит-редкометаллический подтип)	Калбинский комплекс	I фаза	4—5	Пологие краевые трещины отдельности интрузива, подовленные в связи с разломом внутриинтрузивного возраста	Пологопадающие неправильно плитообразные жилы мощностью до 5—10 м, длиной 150—200 м	Nb, Ta и др.	Турмалинизация, микроклиннизация	Нижне-Лайбулакское, Куксайское
	Гидротермальная (кварцевожильная) оловянная	Гидротермальный	Кварцевожильный	Оловянный	Кварц-касситеритовый			3,5—4	Крутопадающие сколовые трещины, оперяющие северо-восточные или северо-западные внутриинтрузивные разрывы	Кулисообразные плитообразные жилы мощностью 0,1—0,4 м, длиной до 100—400 м	Sn, F, As	Грейзенизация, окварцевание	Чудское, Кадырбайское
	Пегматитовая тантал-ниобий-редкометаллическая	Пегматитовый	Жильный	Тантал-ниобий-редкометаллический	Микроклиновый (колумбит-редкометаллический подтип)		4—6	Пологие краевые трещины и экзоконтактные зоны интрузива или зоны повышенной трещиноватости	Неправильно плитообразные жилы мощностью 2—10 м, длиной 100—350 м	Nb и др.	Турмалинизация, микроклиннизация, окварцевание	Чебунтайское II (точки минерализации 99—103)	
					Микроклин-альбитовый (подтип микроклин-альбитовых пегматитов без сподумена)		4—6	Краевые трещины интрузива (типа краевых надвигов), имеющие падение к его внутренним зонам	Правильно плитообразные или ветвящиеся жилы мощностью 0,2—0,4 м, длиной до 150 м	Ta, Nb и др.	Альбитизация, турмалинизация, мусковитизация	Чебунтайское I	
	Альбит-грейзеновая оловянно-танталовая формация типа минерализованных зон в гранитоидах	Грейзеновый	Тип минерализованных зон в гранитоидах	Оловянно-танталовый	Альбит-касситерит-танталитовый		4—5	Наложная трещиноватость в узлах сочленения разновозрастных разломов	Неправильные тела сложной морфологии, гнезда размером в плане до 200—700 м	Sn, Ta, Nb, W, F	Альбитизация, грейзенизация	Мунча	
	Грейзеновая (кварцевожильно-грейзеновая) оловянно-вольфрамовая	Грейзеновый	Кварцевожильно-грейзеновый	Оловянно-вольфрамовый	Кварц-касситерит-шеелитовый		4—5	Наложная трещиноватость северо-восточного направления, связанная с разломами внутриинтрузивного возраста	Неправильно плитообразные жилы, линзы, штокверки мощностью 3—5 м, длиной до 15—20 м	Sn, W, Nb, F	Мусковитизация, окварцевание	Козловское	
	Оловянно-вольфрамовая формация типа минерализованных зон в осадочных породах	Грейзеновый	Тип минерализованных зон в осадочных породах	Оловянно-вольфрамовый	Кварц-касситерит-шеелитовый		4—5	Доинтрузивные разрывы северо-западного направления, сопряженные с дорудными субширотными нарушениями	Неправильно плитообразные прожилки, гнезда, зоны брекчий мощностью 0,1—1 м, длиной до 50 м	W, As, Sn, B, F	Альбитизация, грейзенизация, окварцевание, пиритизация	Мало-Черновинское, Кара-Аяк, Шурукское	
	Гидротермальная (кварцевожильная) оловянно-вольфрамовая	Гидротермальный	Кварцевожильный	Оловянно-вольфрамовый	Кварц-касситерит-гюбнеритовый		II фаза	4—5	Наложная трещиноватость, связанная с внутриинтрузивными разрывами субширотного и северо-восточного простираний	Пологопадающие правильно плитообразные жилы мощностью 0,1—0,2 м, длиной в десятки метров	Sn, W, F	Грейзенизация, окварцевание, альбитизация	Комсомольское, Карашское, Восточно-Калбинское
								4—6	Поперечные трещины лестничного типа в дайках аплитойдов	Правильно плитообразные прожилки мощностью 1—15 см, длиной до 10—15 м	Sn, W, As, Bi	Слабая грейзенизация, окварцевание	Песчанское (точки минерализации 16—19)
Грейзеновая (кварцевожильно-грейзеновая) вольфрамовая	Грейзеновый	Кварцевожильно-грейзеновый	Вольфрамовый	Кварц-турмалин-шеелитовый	III фаза	3,5—4	Крутопадающая наложенная трещиноватость субмеридионального направления	Грейзены удлиненные, чечевицевидные и неправильные тела, трубы, длиной 5—10 м, мощностью 0,5 м. Кварцевые жилы — крутопадающие правильно плитообразные тела мощностью 0,05—0,1 м, длиной 100—900 м	W, B, F	Грейзенизация	Палатцы, Новые Палатцы		
Гидротермальная (кварцевожильная) вольфрамовая	Гидротермальный	Кварцевожильный	Вольфрамовый	Кварц-турмалин-ферритовый		3—4	Крутопадающая наложенная трещиноватость субмеридионального направления	Крутопадающие правильно плитообразные жилы мощностью 0,01—1 м, длиной до 150 м	W, B, As, Pb	Турмалинизация, грейзенизация	Большевистское, Восточное		

Примечание. Полужирным выделены главные элементы.

Гидротермальная (кварцевопрожилковая) вольфрам-золоторудная формация в районе пользуется незначительным распространением и объединяет шеелит-золото-кварцевые прожилки, приуроченные к плагиогранитам Мало-Каиндинского рудопроявления. Последние контролируются субмеридиональными разрывами и в виде прерывистой цепочки прослежены на 3 км; пространственно тяготеют к контакту алевролитов опановской свиты и туфопесчаникам на-мюра. По результатам магнитометрии здесь выделяются положительные аномалии с интенсивностью до 200 γ , связанные, вероятно, с нескрытыми интрузиями. Рудные тела представлены кварцевыми прожилками лестничного типа, имеющими различную ориентировку. Длина их колеблется от 1 до 5 м, а мощность составляет 1—10 см. Жильный кварц светло-серой окраски, содержит пирит, арсенопирит, гематит и иногда мусковит. Характеризуется повсеместной, но бедной (до 0,1—0,7 г/т) зараженностью золотом. Кварцевые жилы, в отличие от вышеописанной формации, имеют несколько иной тип оруденения. Им, кроме Au, As, Cu, Ag, присущи еще и W, Bi, что характерно для средней части рудной колонны.

Таким образом, характер распределения и анализ геологической позиции рудных тел показывает, что вольфрам-золоторудная формация, по сравнению с золоторудной, развита в более глубоких структурно-литологических горизонтах района.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КАЛВИНСКОГО КОМПЛЕКСА

С гранитоидами I фазы связаны две рудные формации: пегматитовая ниобий-редкометалльная и гидротермальная (кварцевожильная) оловянная.

Пегматитовая ниобий-редкометалльная формация объединяет блоковые микроклиновые пегматиты с колумбит-редкометалльной минерализацией (Нижне-Лайбулакское, Куксайское месторождения и др., см. рис. 3). На Нижне-Лайбулакском месторождении известна серия пегматитовых жил в участках сочленения депрессий с субширотными внутриинтрузивными разломами. Рудные тела обычно образуются в контактах контаминированных гранитов I и мелкозернистых гибридных пород. Последние, характеризующиеся массивным обликом, играли, видимо, роль структурно-литологических ловушек, благоприятствующих накоплению остаточных растворов-расплавов в послемагматическую стадию формирования гранитоидов. Из этих надкритических растворов при изменении термодинамической обстановки формировались вначале простые пегматиты, а затем редкометалльно-замещенные.

Морфологически пегматиты состоят из неправильно плитообразных тел со значительными раздувами, с которыми и связаны главные рудные минералы. Простираение жил меняется от северо-западного к северо-восточному, падение к югу \angle 5—50°, длина колеблется от 50 до 400 м, а мощность составляет обычно 3—5 м, реже 20 м. Кроме указанных минералов, встречаются несколько генераций

кварца, блоки микроклина, клевеландит, крупнопластинчатый мусковит, турмалин, гранат, колумбит и др. Пегматиты интересны для старательской отработки.

Гидротермальная (кварцевожильная) оловянная формация включает многочисленные кварцевожильные месторождения с касситеритом, часть из них эксплуатировалась (Чудское, Кадырбайское и др.). Кварц-касситеритовые жилы развиты в краевых и апикальных зонах массивов, сложенных гранитоидами I, и контролируются трещинами отдельности или наложенной трещиноватостью. Рудоконтролирующими структурами в распределении оловянного оруденения явились внутриинтрузивные разломы (Кадырбайский, Чудский), неоднократные подвижки вдоль которых способствовали проникновению рудоносных растворов в кислотную стадию метасоматоза.

На Чудском месторождении известно 8 параллельно расположенных кварцевых жил простирания СВ $20-30^\circ$ с падением к СЗ $\angle 75-85^\circ$. Мощность их колеблется в пределах 0,1—0,4 м, а длина — 100—400 м. Контакты с боковыми гранитами четкие. Минеральный состав жил: кварц, мусковит, флюорит, касситерит, арсенопирит, пирит и халькопирит. Главный рудный минерал — касситерит.

С гранитоидами II связаны рудные проявления пегматитового, грейзенового и гидротермального типов, а также минерализованные зоны дробления в гранитоидах и осадочных породах.

Пегматитовая тантал-ниобий-редкометалльная формация включает два минеральных типа пегматитов: микроклиновые с колумбит-редкометалльной и микроклин-альбитовые с танталит-колумбит-редкометалльной минерализацией.

Микроклиновые пегматиты пространственно развиты в краевых трещинах Шошкалинского массива (Чебунтайское II) или контролируются Миролюбовским разломом в Песчанском массиве, локализуясь в оперяющих его трещинных структурах северо-восточного простирания ($20-40^\circ$) с падением к СЗ и ЮВ $\angle 70^\circ$.

Морфологически пегматиты представлены неправильно плитообразными жилами мощностью 0,2—3 м, реже 10 м, с резкими и четкими контактами с вмещающими породами. По простиранию прослеживаются на сотни метров, переходя иногда в кварц-полевошпат-турмалиновые жилы. Структуры пегматитов блоковые и грубозернистые, текстуры — зональносимметричные, полизональноасимметричные и др. Главные процессы замещения — турмалинизация и мусковитизация. Минеральный состав пегматитов: альбит-олигоклаз, альбит, мусковит, гранат, шерл, колумбит, реже танталит-колумбит и др. Основная масса рудного минерала концентрируется в блоковых зонах пегматита и в кварцевых прожилках лестничного типа (рис. 73).

Микроклин-альбитовые пегматиты имеют ограниченное распространение и относятся к микроклин-альбитовому подтипу без сподумена (Чебунтайское I). Морфологически они представлены правильно плитообразными, реже ветвящимися жилами, выполня-

ющими в гранодиоритах трещины северо-западного простирания с падением на ЮЗ под углом 30—40° (см. рис. 57). По простиранию прослеживаются до 150 м при мощности жил 20—40 см, реже 1,5 м. Структуры средне-, крупнозернистые, аплитовидные и реликтовые, текстуры часто полосчатые, а зональность не характерна.

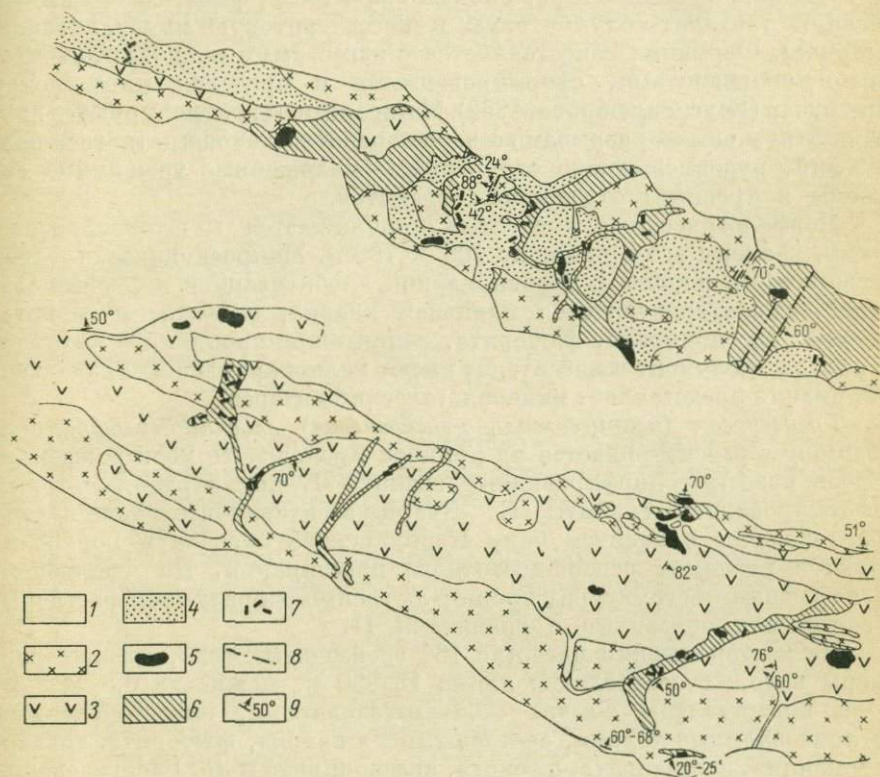


Рис. 73. Внутреннее строение пегматитовой жилы «Основной» Чебунтайского рудопроявления

1 — кварц-полевошпат-слюдистые роговики; 2—6 — зоны: аплитовая (2), графического пегматита (3), мелкоблокового кварц-микроклинового пегматита (4), блокового пегматита (5), блокового кварца и гидротермальных прожилков (6); 7 — редкометалльная минерализация; 8 — пострудная трещиноватость; 9 — элементы залегания

В отличие от микроклиновых пегматитов в рассматриваемом типе танталит-колумбит-редкометалльная минерализация ассоциируется с альбитовым замещающим комплексом, наложенным на маломощные недифференцированные пегматиты. На примере изучения пегматитов Чебунтайского I рудопроявления подтверждается независимость проявления процессов замещения от степени дифференцированности пегматита (Россовский и др. 1959).

Ввиду незначительных размеров и низких содержаний полезных компонентов микроклин-альбитовые пегматиты не представляют практического интереса.

Альбит-грейзеновая оловянно-танталовая формация типа минерализованных зон в гранитоидах представлена альбитизированными и грейзенизированными разновидностями гранитов II фазы, содержащими бедную танталит-колумбитовую и касситеритовую минерализацию (Мунча). Формация сопоставляется с известными мусковит-альбитовыми апогранитами, сформированными в пределах материнской интрузии (Беус, Залашкова, 1962). Метасоматиты контролируются внутриинтрузивными разрывами северо-западного и субширотного направлений, рудовмещающие структуры — наложенные трещинные системы и трещины отдельности гранитов.

Морфологически рудное тело приближается к штокверковому типу, размеры его в плане до 200×700 м. Макроскопически — это осветленные породы с неравномерной альбитизацией и грейзенизацией, характеризующиеся наличием кварца, альбита, мусковита, шерла, арсенопирита, флюорита, реликтов микроклина и биотита. Танталит-колумбит и касситерит имеют мелкокрапленный характер. Формация представляет минералогический интерес.

Грейзеновая (кварцевожильно-грейзеновая) оловянно-вольфрамовая формация рассматривается на примере Козловского месторождения. Здесь известны порфиридные граниты I, под экраном которых сформировались граниты II. Кварц-касситерит-шеелитовые тела расположены висячем боку Кандинского массива и контролируются разломом северо-восточного простирания. По оперяющим его трещинным структурам проникали грейзенообразующие растворы, генетически связанные с гранитами II.

На месторождении известно 164 грейзеновых тела, средние размеры которых составляют: длина 15—20 м, мощность 0,8—1,5 м. Они представлены обычно жильно-узловатыми, пластообразными и линзовидными телами, состоящими из кварца, флюорита, топаза, турмалина, касситерита, шеелита, арсенопирита и др. Распределение оруденения неравномерное, кустовое. Грейзены ассоциируются с оловянно-вольфрамовыми кварцевыми жилами.

Оловянно-вольфрамовая формация типа минерализованных зон в осадочных породах объединяет рудопроявления Шурукское, Мало-Черновинское и Кара-Аяк, перспективы которых еще недостаточно выяснены.

В бассейне р. Черновой известны зоны метасоматически измененных осадочных пород, приуроченных к узлам сопряжения северо-западных, субширотных и субмеридиональных разрывов. По геологическим данным и материалам геофизики в этом районе предполагалось существование скрытых гранитных интрузий, одна из которых была подсечена буровой скважиной на глубине 350 м.

Морфологически рудоносные участки представлены зонами альбитизированных, грейзенизированных и окварцованных пород мощностью 1—30 м, длиной в сотни метров. Они сопровождаются квар-

цевыми прожилками (мощностью 0,1—0,5 м) и подчеркиваются литогеохимическими ореолами рассеяния W, Sn, В, As, Li, Pb, а также повышенными содержаниями флюорита (592 г/т), шеелита (175 г/т), турмалина (592 г/т) и др.

Рудные тела на участке Кара-Аяк характеризуются повышенными содержаниями Sn, W, As (табл. 53). В единичных пробах из альбитизированных аплитов химическим анализом установлены содержания Sn (0,1%) и Ta₂O₅ (0,005%).

Таблица 53

Содержание компонентов в породах участка Кара-Аяк (вес. %)

Порода	Количество проб	Sn	W	As
Грейзенизированные песчаники	15	0,012	0,23	0,026
Окварцованные обохренные алевриты	10	0,010	0,17	0,014
Кварцевые жилы	30	0,007	0,3	0,020

Рудоносные растворы связываются с гранитными интрузиями, не выходящими на дневную поверхность. По косвенным признакам предполагается их связь с гранитами II фазы. Рекомендуются дальнейшее изучение рудопроявления.

Гидротермальная (кварцевожилная) оловянно-вольфрамовая формация объединяет наиболее крупные проявления района с кварцкасситерит-гюбнеритовой минерализацией, находившиеся в промышленной эксплуатации (Комсомольское, Карашское, Восточно-Калбинское). Пространственно они размещены в краевой зоне Комсомольского массива, сложенного гранитоидами II, в которых интенсивно проявились процессы грейзенизации. В рудных полях широко развиты дорудные разломы субширотного и северо-восточного простираний. Кварцевые жилы с оловянно-вольфрамовым оруденением приурочены к узлам пересечения этих нарушений и локализованы в оперяющих их трещинах. Морфологически они представлены правильно плитообразными телами мощностью 0,1—0,5 м и длиной в несколько десятков метров. Особенность рудных тел — их выдержанный кварц-флюорит-мусковит-полевошпатовый состав, отсутствие турмалина, преобладание среди рудных минералов гюбнерита. Рудный процесс сопровождался привнесом W, Sn, F, Mn.

Гидротермальная (кварцевопрожилковая) оловянно-вольфрамовая формация представлена кварцевыми прожилками лестничного типа с касситеритом и шеелитом в дайках аплитовидов, развитыми в Погореловском и Комсомольском массивах (см. табл. 52). Дайки, заключающие кварцевые прожилки, имеют обычно правильно плитообразную форму и ориентированы в двух направлениях: 1) простирание СЗ 290—310°, падение к СВ \angle 70—30° и 2) простирание СВ

10—40°, падение к ЮВ \angle 40—50°. Мощность даек колеблется от 1 до 5—7 м, а длина достигает 0,5—1 км. В осевой части жил иногда развиваются мелкоблоковые пегматоидные обособления кварц-полевошпат-мусковит-турмалинового состава.

Кварцевые прожилки, обладающие сложной морфологией, прослеживаются на 3—20 м при мощности 2—30 см. Они состоят из кварца, шерла, мусковита, полевого шпата. Рудные минералы представлены касситеритом и шеелитом. Содержание Sn и WO_3 достигает 0,2—0,8%. Формация практического интереса не представляет.

Граниты III фазы сопровождаются двумя рудными формациями: грейзеновой (кварцевожильно-грейзеновой) вольфрамовой и гидротермальной (кварцевожильной) вольфрамовой.

Грейзеновая (кварцевожильно-грейзеновая) вольфрамвая формация включает рудоносные грейзены и кварцевые жилы с турмалин-шеелитовой минерализацией (Палатцы и Новые Палатцы). Грейзены имеют вид удлинённых тел линзообразной или неправильной форм, средние размеры которых: длина 5—10 м, мощность 0,2—0,4 м, глубина по падению до 6 м. Для них характерны кварц, турмалин, арсенопирит, шеелит и пирит. Шеелит представлен скоплениями неправильной формы. Арсенопирит присутствует в значительных количествах, составляя 10—20% от жильной массы.

Кроме грейзенов, в пределах месторождений насчитывается более 30 кварцевых жил такого же состава длиной 100—900 м, шириной 5—10 см. Эти тела сопровождаются грейзеновыми оторочками мощностью 5—50 см.

Рудные тела и россыпи находились в эксплуатации. Перспективы могут быть расширены за счет глубинного изучения месторождения Новые Палатцы.

Гидротермальная (кварцевожильная) вольфрамвая формация объединяет кварцевожильные вольфрамитовые месторождения и рудопоявления Мирюлюбовской группы (Большевицкое, Восточное и др.). Кварцевые прожилки, выполняющие краевые трещины отдельности гранитов III фазы, имеют субмеридиональное простирание с крутыми углами падения (60—80°) внутрь массива.

Морфологически они представлены правильно плитообразными телами мощностью 0,1—0,4 м, длиной в десятки и первые сотни метров. Для них характерны высокие концентрации турмалина, с которым тесно ассоциируется ферберит в виде мелких кристаллов или крупных гнезд в несколько килограммов. Второй по распространенности рудный минерал — арсенопирит, образующий иногда гнезда размером до 10 × 15 см. Кроме того, отмечаются мусковит, пирит, гематит и др. Некоторые проявления представляли интерес для старательской добычи вольфрамового концентрата.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В результате развития Калба-Нарымской тектонической зоны, связанной с перестройкой земной коры (ЗК), возникли пояса осадочных и вулканогенных формаций, пояса крупных интрузий и даек. Эта герцинская зона с повышенной «грацитностью» разреза характеризуется низкой продуктивностью ранней металлогенической эпохи, фиксируемой в основном медно-ртутным и медным оруденением в краевых частях структуры. Для средней металлогенической эпохи свойственна золоторудная минерализация, а для поздней — редкометальный геохимический профиль оруденения (Sn, W, Ta, Nb, TR и др.). С двумя последними эпохами связываются собственно две металлогенические зоны северо-западного простирания: Западно-Калбинская верхнекарбоновая золоторудная и Калба-Нарымская пермская редкометальная (Г. Н. Щерба, 1970 г.).

В пределах металлогенических зон выделяются рудные районы (Центрально-Калбинский, Нарымский, Восточно-Калбинский и др.) и рудные узлы (Кулуджунский, Миролюбовский и др.), структурно-металлогенические особенности которых отражают тектоно-магматическую направленность развития отдельных блоков ЗК, принадлежность к определенному металлогеническому периоду или этапу. В Восточно-Калбинском рудном районе профилирующими элементами являются золото и редкие металлы, основные закономерности распределения которых сводятся к следующему.

ЗОЛОТОРУДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Магматический контроль. Анализ пространственного размещения и минералого-геохимические данные выявили связь золоторудных проявлений района с кунушским комплексом. Подобные связи золотого оруденения с добазальтовыми интрузиями установлены не только в золоторудном, но и редкометальных поясах Калбы, Нарыма и Южного Алтая, Иртышской и Жарминско-Саурской зонах, а также в других регионах (Билибин, 1959_{1,2}; Бородаевская; 1960₂; В. А. Кузнецов, 1967 и др.).

В Калба-Нарымском районе дайковые образования неоднородны и формировались как до внедрения калбинских гранитов, так и после их становления. Это позволило выделить две резко разорванные во времени группы жильных пород и считать золотое оруденение древнее редкометального (В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, А. М. Мысник и др.).

Таким образом, не все интрузивные и дайковые тела рудных полей являются золотоносными. В первую очередь необходимо выделить дайки посткалбинского комплекса, являющиеся практически безрудными. Но и не со всеми типами пород кунушского комплекса связывается золотое оруденение. В частности, в Лайлинском руд-

ном поле в этом смысле интересны биотитовые плагиограниты и плагиогранит-порфиры, тогда как гранодиориты и диоритовые порфиры прямого отношения к золотому оруденению не имеют.

Геолого-структурный контроль. В Калба-Нарымском районе интрузии кунушского комплекса образуют серию линейных поясов северо-западного простирания и контролируются зонами скрытых глубинных разломов. В региональном плане в пределах золоторудного пояса соответственно отмечается несколько линий размещения золотого оруденения (Кыстав-Курчумская, Теректинская, Лайлинская, Кулуджунская и др.), некоторые из них пересекаются редкометальным поясом, имея с ним пространственную совмещенность. Таким образом, между золоторудным и редкометальным поясами Калбы не существует четкой границы, как это представлялось ранее. Это позволило не только объяснить причину образования россыпей золота в редкометальной Калбе, но и обнаружить здесь и в Нарыме новые золоторудные проявления и выделить перспективные площади для постановки поисково-съемочных работ.

В пределах указанных полос золотое оруденение распределено неравномерно, что зависит от различных геолого-структурных факторов. Лайлинское золоторудное поле структурно приурочено к узлу пересечения разнонаправленных глубинных разломов (Теректинского и Миролюбовского). Анализ геолого-геофизических данных показал, что Теректинский разлом имел длительную историю развития и не только контролировал размещение магматитов, но и золотое оруденение. В верхнем структурном этаже он фиксируется серией кулисообразных нарушений длиной до 10 км, вытянутых в северо-западном ($300-320^\circ$) направлении, сопровождающихся зонами ороговикования и сульфидной минерализации.

Миролюбовский глубинный разлом, заложенный в каледонском фундаменте, в ранние и средние этапы герцинского тектоно-магматического цикла был менее активным, и обусловил флексуобразные изгибы складчатости в субширотном направлении. Мобильность Теректинского разлома в завершающие фазы тектогенеза вызвало изменение плана складчатых деформаций с надвигом юго-западного блока на северо-восточный. Это привело к образованию межслоевых срывов на контакте разнокомпетентных пород (песчаников и алевролитов) — благоприятных рудовмещающих структур для золотоносных кварцевых жил.

Таким образом, для формирования золоторудных месторождений благоприятно сочетание разнонаправленных по отношению к складчатости глубинных разломов (Томсон, 1964): поперечного субширотного разрыва, имеющего, вероятно, значение жесткого экрана, и продольного мобильного разлома, контролировавшего размещение допотопных интрузий и связанного с ними оруденения.

Литологический контроль. Большинство золоторудных кварцевых жил и минерализованных зон дроблений пространственно приурочено к контактам туфо-песчаников и алевролитов намюрского яруса. Юго-западнее Теректинского разлома, где развиты только

массивные туфопесчаники, золоторудные проявления практически отсутствуют. Эти данные свидетельствуют о существовании литологического контроля золотого оруденения, который мы понимаем не в стратиграфическом, а в структурном смысле.

Контакты песчаниковых и алевролитовых пачек являются благоприятной легкопроницаемой средой для заложения зон повышенной трещиноватости и дробления, вдоль которых циркулируют рудоносные растворы. Кроме того, они оказывают определенное влияние на характер рудоотложения. Горизонты пористых туфогенных песчаников обычно насыщены минерализованными сульфидными и бикарбонатными водами, накапливающимися под водоупорными горизонтами в шарнирных частях антиклинальных складок и в различных их флексурных изгибах (Шипулин, 1965). В нашем примере водоупорными горизонтами были глинистые алевролиты. Восходящие рудоносные растворы по зонам трещиноватости активно реагировали с этими водами, что привело к выпадению из растворов труднорастворимых продуктов химической реакции (сульфидов, окислов тяжелых металлов и др.). Такой же литологический контроль золотого оруденения отмечается и на месторождениях Кулуджунской группы.

Зональность золотого оруденения. Вопросы зональности золотого оруденения могут быть решены после проведения специализированных исследований не только в золоторудной Калбе, но и в других районах редкометальной Калбы, где ранее известны были россыпи золота («Прииск Костыркина», Шибынды и др.), коренной источник которых до последнего времени оставался не ясным. Исследованиями последних лет в Нарыме и Восточной Калбе обнаружены новые точки минерализации золота. Учитывая поясовое размещение порфировых интрузий кунушского комплекса, есть предположения, что подобные точки могут быть обнаружены в Северо-Западной и Центральной Калбе. Исследования могут решить один из проблемных вопросов: почему в Западной Калбе известны промышленные месторождения золота, а в редкометальной Калбе они отсутствуют.

В настоящее время можно предположить, что указанная металлогеническая особенность обусловлена: 1) различием металлогенической специализации интрузий кунушского комплекса, развитых в краевой мобильной части Калба-Нарымской зоны и в ее внутренних областях (Бородаевская, 1960^{1,2}); 2) различной величиной эрозионного среза, особенностями глубинного строения этих областей; 3) слабой опискованностью редкометальной Калбы на золото; 4) уничтожением золоторудных объектов при внедрении калбинских гранитов и др.

В Восточной Калбе, судя по размещению золоторудных проявлений в пределах единого Лайлинского рудного поля, прослеживающегося в северо-западном направлении от пос. Самарского к пос. Таргын, а также по литолого-структурным данным и величине эрозионного среза намечена горизонтальная и, соответственно, вертикальная зональность в распределении золотого оруденения.

Предполагается, что в стороны и вверх от рудогенерирующего источника проходит закономерная смена $W - As \rightarrow Au$, а книзу от него золотое оруденение практически исчезает. Это позволило выделить (сверху вниз) три рудных яруса (рис. 74).

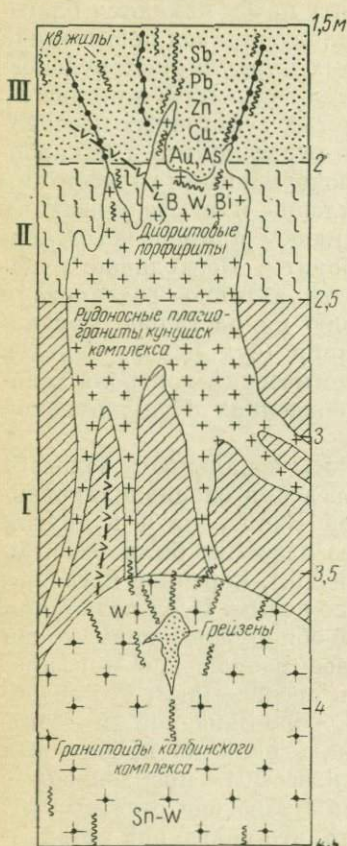


Рис. 74. Вертикальная зональность (I, II, III) золоторудного оруденения

кроме стратиграфических данных (такырская свита), подтверждается пространственным совмещением золоторудных проявлений, редкометальных пегматитов и кварцевых жил, связанных с калбинским комплексом (Таргын, Бурабай). Золотое оруденение здесь не образует промышленных концентраций.

Зональность оруденения в пределах конкретных золоторудных полей района детально рассмотрена в работе А. М. Мысника (1971 г.).

Третий (верхний) ярус — надпрузивные зоны на глубинах порядка 1,5—2 км, сложенные неоднородными по составу песчано-алевролитовыми породами намюрского возраста, единичными порфировыми дайками и кварцевыми жилами, приуроченными к благоприятным структурным «ловушкам». В осадочных породах развиты зоны сульфидной минерализации и окварцевания. Характер оруденения золотосных кварцевых жил (Au, As, Cu, Ag, Pb, Zn, Sb) соответствует верхней части рудной колонны, интересной в связи с размещением здесь большинства золоторудных месторождений района.

Второй (средний) ярус — непосредственно апикальные зоны рудоносных плагиогранитов и их жильных дериватов кунушского комплекса (диоритовые порфириды и др.), развитых в отложениях опановской свиты (глубина 2—2,5 км). Рудные тела, представленные кварцевыми прожилками лестничного типа с высоко- и среднетемпературными ассоциациями элементов (B, W, Bi, As, Au), образуют гидротермальную (кварцевопрожилковую) вольфрам-золоторудную формацию.

Первый (нижний) ярус — нижние корневые части рудной колонны (глубина более 2,5 км). Сравнительно большая глубинность этого яруса,

РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Редкометалльные месторождения Восточной Калбы входят в единый Калба-Нарымский редкометалльный пояс северо-западного простираия, в котором распределение оруденения рассматривалось неоднократно с различных позиций (Морозенко, 1937; Ж. А. Айталиев, 1949 г.; Щерба, 1957_{1,2}; Нехорошев, 1948 г.; Шавло, 1958; Каюпов, 1960; Лопатников и др., 1966; Кашеев и др., 1965; Дьячков, 1966). Всеми авторами важнейшее значение придавалось интрузивному и структурному контролю в размещении редкометалльных месторождений. В процессе обобщения материалов автором получены некоторые новые данные.

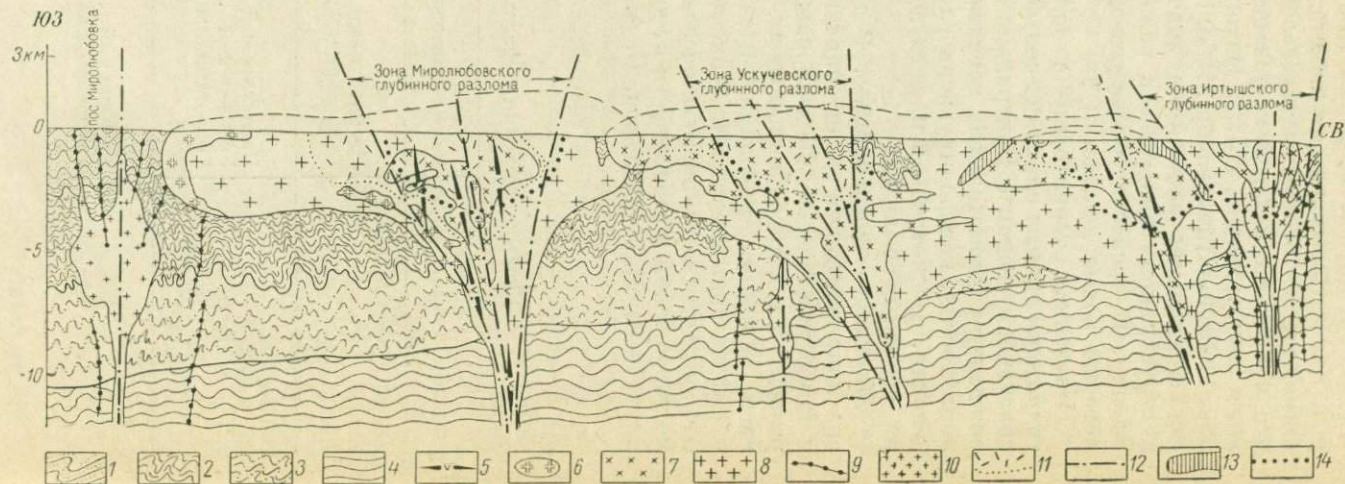
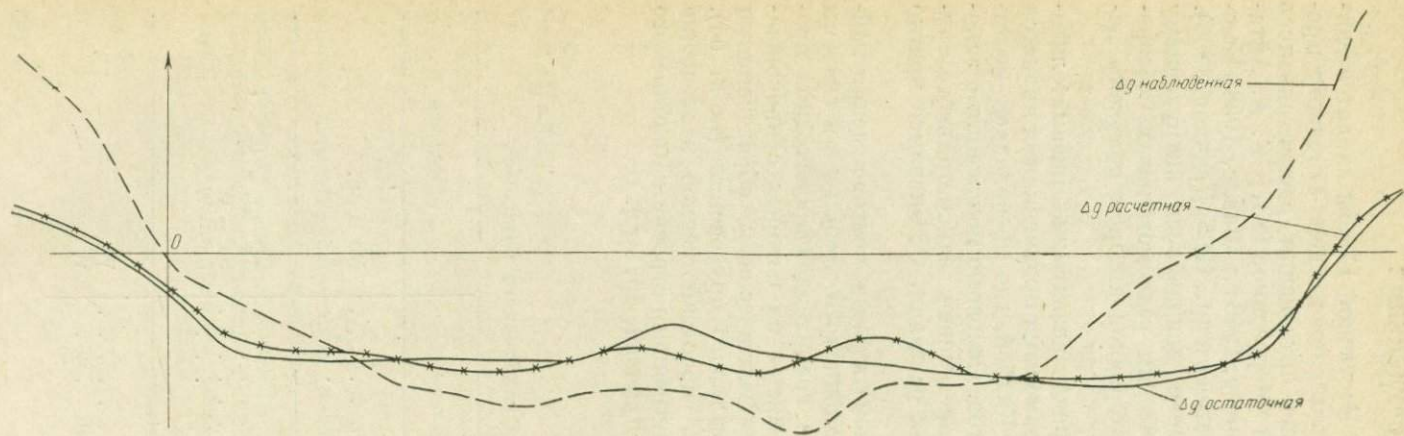
Изученная территория с широко развитыми пневматолито-гидротермальными оловянно-вольфрамовыми проявлениями является связующим звеном с Центральной Калбой, где преобладают месторождения редкометалльных пегматитов. Основные положения о закономерностях, контролирующих распределение редкометалльного оруденения, рассмотрены в предыдущих разделах. Остановимся кратко на основных выводах.

Магматический контроль. Редкометалльные месторождения района локализуются в гранитоидах калбинского комплекса и связаны с ними генетически. Формирование гранитоидов происходило прерывисто в три интрузивные фазы, каждая из которых сопровождалась жильными породами, послемагматическими образованиями и определенными типами редкометалльного оруденения (табл. 54). Это обусловило в первую очередь пространственное размещение месторождений в зависимости от внутреннего строения Калбинского плутона (В. В. Лопатников, Б. А. Дьячков, 1971 г.).

Таблица 54

Связь оруденения с фазами калбинского комплекса

Фазы	Генетические типы	Оруденение
I	Пегматитовый Гидротермальный	Nb и др. Sn
II	Пегматитовый Грейзеновый Гидротермальный	Ta, Nb и др. Sn — W Sn — W
III	Грейзеновый Гидротермальный	W W



1 — отложения нижнего карбона; 2 — верхнего девона; 3 — среднего девона; 4 — нижнего палеозоя; 5 — дойки посткалбинского комплекса; 6—8 — магматиты калбинского комплекса; граниты III фазы (6), граниты II фазы (7) и гранитоиды I фазы (8); 9—10 — магматиты кундуского комплекса; жильные породы (9) и гранитоиды (10); 11 — границы метасоматически измененных гранитоидов; 12 — дизъюнктивы; 13 — остатки осадочных пород; 14 — граница участков повышенной мощности плутона в узлах сопряжения глубинных разломов, интерпретируемые как зоны магмоподводящих каналов

Геолого-структурный контроль. Поскольку в распределении рудоносных интрузий главная роль принадлежит глубинным (доинтрузивным) разломам, служащим каналами для проникновения магматического расплава, то эти структуры важны для понимания характера распределения месторождений. В размещении интрузий ведущая роль принадлежала продольным северо-западным разрывам, обеспечивающим линейную ориентировку Калба-Нарымского плутона и соответствующее поясное распределение редкометального оруденения. Отдельные отклонения от этого направления обусловлены контролем массивов (Миролюбовский, Чебундинский), субмеридиональными разрывами, сопряженными с северо-западными.

По геолого-геофизическим данным отмечается пространственная приуроченность наиболее крупных рудных узлов района (Миролюбовский, Комсомольский, Каиндинский) к участкам повышенной мощности плутона, расположенных над магмоподводящими каналами (рис. 75, см. рис. 37). Структурно они приурочены к местам сопряжения крупных северо-западных разломов с субширотными и меридиональными (Дьячков и др., 1969).

В пределах рудных полей и месторождений более важное рудоконтролирующее значение имеют локальные трещинные структуры различного вида, так как преобладает жильный характер размещения руд. Существенна роль внутриинтрузивных разрывов субширотного и северо-восточного простираний II и III порядков (Миролюбовский, Кашеминский, Козловский и др.); разрывы характеризуются длительной историей развития, способствующей неоднократному образованию рудовмещающих трещин, и в связи с эволюцией региональных тектонических напряжений сменой их пространственной ориентировки. На ранних этапах магматической деятельности преобладали унаследованные разрывы северо-западного простирания, в процессе становления гранитоидов II сформировались северо-восточные разрывы, а в более поздние этапы активизировались субмеридиональные нарушения. Постинтрузивные разрывы и нарушения альпийского этапа деформации участвовали лишь в перераспределении рудных тел на месторождениях.

Литологический контроль. Установлена зависимость распределения оруденения от состава вмещающей среды и характера экранирующих поверхностей, имеющих значение структурных ловушек (Орлова, 1964).

1. Пегматитовые поля пространственно тяготеют к контаминированным разностям гранитоидов, обогащенных глиноземом, полевошпатовой известью и железо-магнезиальными компонентами (гранодиориты, плагиограниты).

Последние развиты в пределах I и II структурных этажей, где в основном размещены и пегматиты, однако редкометалльные пегматиты приурочены только к гранитоидам II этажа, где существовали оптимальные условия для их образования.

2. Масштабность развития пегматитов находится в обратной зависимости от интенсивности проявления в гранитоидах площадной микроклинизации и окварцевания. Поэтому в юго-западной части района, где эти процессы имеют широкое развитие, а контаминированные субфации — подчиненное значение, пегматиты практически отсутствуют.

3. Благоприятными для локализации редкометалльных пегматитов оказались корневые части депрессий (перегородки), сложенные гранитизированными породами, и «расслоенные» (по В. В. Лопатникову и др., 1971 г.) пластообразные тела гранитоидов (Нижне-Лайбулакское, Куксайское). Последние имели значение литологического экрана, способствующего накоплению остаточных растворов — расплавов в послемагматический период формирования гранитоидов. Четкий литологический контроль отмечается и на Чебунтайском месторождении, где пегматитовые жилы приурочены к контактовой зоне гранодиоритов с породами кыстав-курчумской свиты, которые играли определенную роль полупроницаемых барьеров — фильтров для рудоносных растворов. Кроме того, активное взаимодействие магматического расплава с боковыми породами повышенной известковистости привело к нарушению химического равновесия надкритических растворов и отделению рудоносных дистиллятов.

При образовании грейзенов значение структурно-литологического экрана имели пластообразные тела гранитов I фазы, под экраном которых сформировались рудоносные граниты II фазы (Козловское месторождение).

5. Особенно заметна роль вмещающей среды при формировании оловянно-вольфрамовых месторождений грейзенового и гидротермального типов. Взаимодействие грейзенообразующих и гидротермальных растворов с кислыми гранитоидами привело к образованию в рудах вольфрамита (Комсомольское, Карашское), а при взаимодействии с гранитоидами повышенной известковистости (гранодиоритами) — шеелита (Козловское, Палатцы, Кара-Аяк). В зависимости от химического состава среды меняется состав не только руд, но и отдельных минералов. Так, более высокий потенциал Mn в гранитах II обусловил локализацию в связанных с ними кварцевых жилах гюбнерита (Карашское), а относительно высокие концентрации Fe в лейкократовых гранитах III вызвали образование в рудных телах ферберита (Большевицкое).

Зональность редкометалльного оруденения. Размещение гранитных интрузий в зонах глубинных разломов обеспечило линейную ориентировку Калба-Нарымского плутона и соответственно поясное распределение редкометалльного оруденения. Связь последнего с тремя интрузивными фазами калбинского комплекса обусловила

пространственную группировку различных типов оруденения в пределах пояса.

Определенная направленность дифференциации гранитной магмы в различных структурно-тектонических условиях в итоге обусловила зональное распределение оруденения.

Внутренняя зональность оруденения, близкая по значению к зональности рудных полей, определяется геолого-структурной позицией и динамикой внутреннего развития конкретных интрузивов, характером внутриинтрузивной тектоники, условиями рудообразования и другими факторами. В зависимости от величины эрозионного среза можно судить о вертикальной и горизонтальной зональности оруденения в пределах отдельных фаз гранитоидов, развитых в различных частях плутона (см. табл. 18). В отдельных рудоносных массивах устанавливается последовательная смена генетических типов оруденения:

пегматитовый —→ грейзеновый —→ гидротермальный.

Вертикальный диапазон распределения оруденения здесь составляет 0,5—1 км. В зависимости от различных структурно-тектонических условий формирования разновозрастных гранитоидов, процессы рудообразования, несмотря на близкую направленность, отличаются масштабами проявления. Так, два соседних массива — Комсомольский («рудный») и Подгорненский («безрудный»), — размещающиеся в пределах II структурного этажа, образовались в различной тектонической обстановке и, как следствие, отличаются глубинным строением и металлогенией. Первый, приуроченный к зоне сопряжения глубинных разломов, представлен штокообразным телом с вертикальной мощностью 7—9 км и сопровождается многочисленными оловянно-вольфрамовыми месторождениями. Второй, внедрившийся вдали от указанной структуры, представлен плитообразным телом мощностью до 3 км и характеризуется слабыми метасоматическими изменениями гранитоидов и бедным оруденением. В целом анализ пространственного размещения месторождений показывает, что они группируются вокруг каких-то центров, образуя рудные узлы (Миролюбовский, Комсомольский, Кашеминский и др.). Последние тяготеют к штоковым частям интрузий (магмоподводящим каналам), имеющим, по гравиметрическим данным, повышенную вертикальную мощность — 8—10 км (Г. Н. Щерба и др., 1971 г.).

Внешняя (региональная) зональность в целом для плутона обусловлена прерывисто-непрерывной деятельностью рудоносных растворов, генетически связанных с тремя интрузивными фазами калбинского комплекса, представлявших, по сути дела, рудоносные очаги (Щерба, 1957₁; Щерба и др., 1964). В связи с тесной пространственной совмещенностью разновозрастных интрузивов отмечается телескопированная, или *комплексная* зональность оруденения, которая соответствует трем рудным ярусам (табл. 55).

Вертикальная зональность оруденения

Рудные ярусы	Оруденение	Глубина, км
III (верхний)	$\frac{W}{Sn}$	2—3
II (средний)	$\frac{Sn - W}{Sn - W - Ta}$ Ta — Nb и др.	3—5
I (нижний)	Sn — W Nb и др.	Более 5—6

Примечание. Подчеркнуты интересные в практическом отношении типы оруденения.

Таким образом, в целом для плутона вертикальный диапазон распределения редкометального оруденения составляет более 3 км. Возрастание степени дифференциации магмы, а также смена типов оруденения обусловили разделение компонентов (Sn, W) в верхней части рудной колонны. Устанавливается различная перспективность выделенных рудных ярусов в отношении редких металлов. Нижний ярус характеризуется рассеянным оруденением — Nb и др., Sn — W, не имеющим практического значения. Средний ярус представляет определенный интерес на выявление редкометальных пегматитов и гидротермалитов со смешанным Sn — W типом оруденения. В верхней же части плутона может быть обнаружено чисто оловянное или вольфрамовое оруденение грейзенового и гидротермального типов. Полученные выводы позволяют более целенаправленно проводить поисковые исследования в районе.

Глава IX

ПЕРСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА И ДАЛЬНЕЙШЕЕ НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Обобщение всего материала с учетом работ Г. Н. Щербы (1957₁), С. Г. Шавло (1959 г.), А. В. Орловой и Е. Т. Шаталова (1959) позволило выделить в районе ряд перспективных площадей на золото и редкие металлы. Объемы и методика рекомендуемых работ по этим объектам были приведены автором в соответствующих отчетах.

По степени перспективности в районе выделены три группы площадей (рис. 76). Первая группа включает рудоносные площади

в районе известных месторождений и рудопроявлений, одни из которых разведаны, а для других необходима постановка глубинных поисковых работ. Ко второй группе отнесены площади с благоприят-

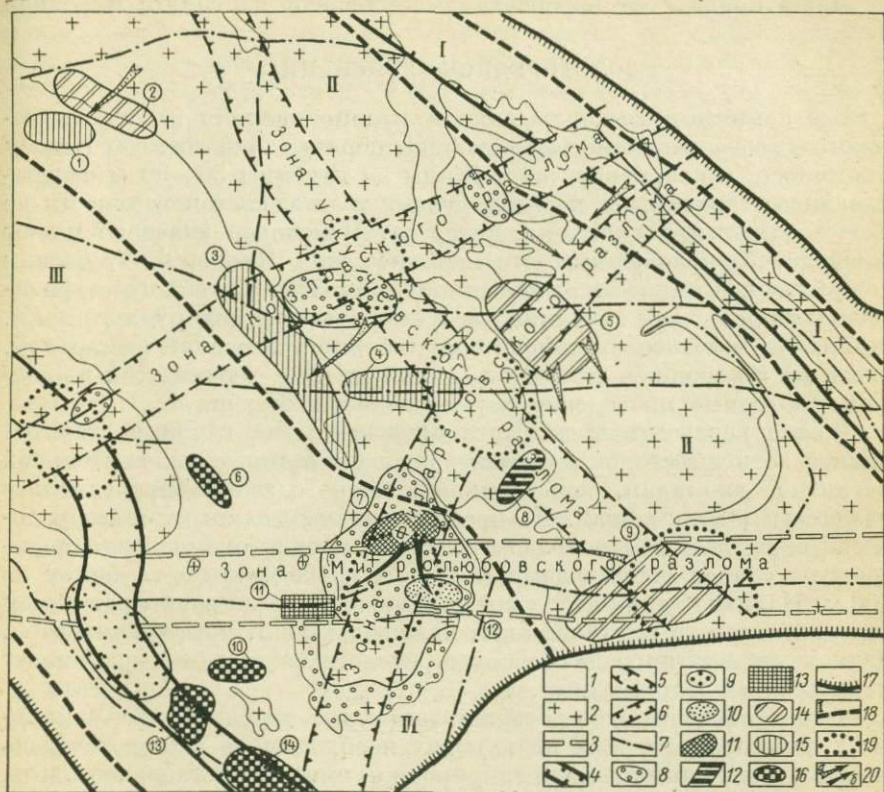


Рис. 76. Схема размещения перспективных площадей

1 — осадочные породы; 2 — гранитоиды; 3—6 — зоны глубинных разломов по геолого-геофизическим данным: поперечные (3) и продольные краевые (4), внутренние соответственно II и III порядка, контролирурующие размещение магматитов кунушского и калбинского комплексов (5—6); 7 — главные разрывы, контролирующие распределение метасоматитов и рудных тел; 8—13 — рудоносные площади в районе известных месторождений и рудопроявлений: редкометалльных (8) и золоторудных, не требующие дополнительного изучения (9); рекомендуемые участки для глубинных поисков: на вольфрамовое оруденение грейзенового (10) и гидротермального (13) типов, на оловянное (11) и оловянно-вольфрамовое (12) оруденение гидротермального типов; 14—16 — площади с благоприятными структурами и признаками оруденения, рекомендуемые для детальных поисковых работ: на тантал-ниобий-редкометалльное оруденение пегматитового типа (14), на оловянно-вольфрамовое оруденение типа минерализованных зон (15), на золотое оруденение гидротермального типа (16); 17 — граница площади, геологически благоприятной для выявления рудных объектов; 18 — граница рудных ярусов и их нумерация (I — нижний, II — средний и III — верхний); 19 — участки повышенной мощности плутона в узлах сопряжения глубинных разломов; 20 — зональность оруденения: направление смены тантал-ниобий-редкометалльного оруденения оловянно-вольфрамовым (a) и оловянного оруденения вольфрамовым (б)

ными структурами и признаками оруденения (рудопроявления и точки минерализации, металлотрические и шлиховые ореолы, зоны метасоматически измененных пород и др.). На таких участках рекомендуется проведение детальных поисковых работ с комплексом

литогеохимического опробования, геофизики и поисково-структурного бурения. К третьей группе отнесены площади, геологически благоприятные для выявления рудных объектов.

Ниже приводятся перспективные площади на золото и редкие металлы.

ЗОЛОТОРУДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Все известные месторождения и рудопроявления золота размещаются в юго-западной части района, образуя Лайлинскую группу золотоносных кварцевых жил. Жилы до глубины 30—90 м отрабатывались старателями, поэтому рудные тела здесь с поверхности не представляют практического интереса. Поисковое значение имеют площади, расположенные юго-восточнее жил Пионер — Труженик и скрытые под рыхлыми отложениями кайнозоя. По геолого-геофизическим данным, они сохраняют структурную позицию рудного поля, а наличие золотого оруденения подтверждается жилой Самарской, развитой в коренных выходах песчаников. Для оценки этих площадей необходимо проведение картировочного бурения.

Общие перспективы золотого оруденения на глубину ставятся нами в зависимости от решения вопроса о природе положительной магнитной аномалии, совмещенной в плане с зоной Теректинского разлома и рудного поля. По предварительным данным, она обусловлена скрытыми дайкообразными телами или штоками гранодиоритового состава, залегающими (по Т. И. Лебедеву) на глубинах до 300 м. Наличие таких интрузий подтверждается широким развитием зон контактового метаморфизма, кварцевых жил, порфирировых даек, мелких тел плагногранит-гранодиоритового состава, которые могут являться их сателлитами.

Таким образом, для решения вопроса о перспективах Лайлинских золоторудных жил на глубину необходимо в первую очередь изучить магнитные аномалии, природа которых не установлена, и на других месторождениях Калбы. С этой целью на отдельных объектах, перспективность которых подтверждается и материалами А. М. Калика, рекомендуется проведение детальных гравиметрических работ и поисково-структурного бурения.

Все известные россыпи золота, приуроченные к I надпойменной террасе рек Лайлы и Пионер, полностью отработаны, а разработка россыпи прииска Костыркина (верховье р. Черновой) прекращена из-за обильного притока грунтовых вод. В пределах района можно ожидать открытие лишь мелких ложковых или погребенных россыпей, приуроченных к невыдержанным линзам гравийно-песчаного материала.

Всего выделяется четыре перспективных участка на золото: Малые Кайнды (№ 6), Широкий (№ 10), № 13 и № 14* на юго-восточном продолжении Лайлинского рудного поля.

* Номера перспективных участков обозначены арабскими цифрами в кружочках на рис. 76.

РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

В изученном районе известно более 100 мелких проявлений редких металлов пегматитового, грейзенового и гидротермального типов; некоторые из них служили объектами промышленной или старательской добычи оловянно-вольфрамового концентрата. Большинство жил практически не изучено на глубину. Для открытия новых редкометальных месторождений с поверхности имеются ограниченные возможности ввиду высокой поисковой изученности территории.

Проведенные геолого-геофизические исследования позволили уточнить основные закономерности размещения известных месторождений и выделить перспективные площади на глубину. Было установлено, что основные рудные узлы приурочены к участкам повышенной мощности плутона, образующихся в зонах сопряжений глубинных разломов (Миролюбовский, Прииртышский и Филаретовский). Развиты здесь гранитоиды богаты летучими и рудными компонентами (F, B, Sn, W), отражая тем самым металлогеническую специализацию исходных магматических расплавов, что в процессе становления плутона привело к образованию разновозрастных рудных тел.

В свете вышеизложенного, с учетом эрозионного среза массивов, увеличивающимся в целом в северо-восточном направлении, автором выделены перспективные площади на выявление скрытого редкометального оруденения различных рудных формаций (см. рис. 76).

Пегматитовая формация. В Восточной Калбе возможно обнаружение скрытых микроклиновых пегматитов с колумбит-редкометальной минерализацией, которые могут представлять интерес для старательской обработки (типа Чебунтайского месторождения). Всего выделяется две перспективные площади II группы (№ 5, 9), расположенные в районе известных пегматитовых рудопроявлений или благоприятных структур. Лишь участок № 2 в эндоконтакте Гладковского массива интересен (выявление микроклин-альбитовых пегматитов с тантал-ниобий-редкометальным оруденением).

Грейзеновая формация. Для выявления вольфрамового оруденения грейзенового типа рекомендуется перспективная площадь (№ 12), расположенная в районе месторождения Новые Палатки.

Гидротермальная формация. На основании проведенных исследований рекомендуются три участка для обнаружения скрытого оловянно-вольфрамового оруденения — Чудский (№ 7), Карашский (№ 8), Серкебулакский (№ 11).

Формация типа минерализованных зон. Для выявления оловянно-вольфрамовой формации типа минерализованных зон в осадочных породах рекомендуются два участка: Кара-Аякский (№ 3), расположенный в районе одноименного и Малочерновинского рудопроявлений, и Шурукский (№ 1). В пределах Центральной зоны метасоматически измененных гранитов выделяется участок № 4, перспективный на оловянно-вольфрамовое оруденение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведенные исследования позволили выделить в Калба-Нарымском районе три интрузивных и дайковых комплекса: кунушский (верхнекаменноугольный), калбинский (нижнепермский) и посткалбинский (верхнепермский), относящихся соответственно к добатолитовой, батолитовой и постбатолитовой формациям. С кунушским комплексом, выделяемым для данного района впервые, связано золотое оруденение, с калбинским комплексом — редкометальное оруденение, а дайки посткалбинского комплекса практически не сопровождаются рудной минерализацией. Установлен более древний по сравнению с редкометальным возраст золотого оруденения (ранее господствовало противоположное мнение).

2. В ходе развития региона происходила определенная эволюция магматических расплавов, что подтверждается петрохимическими, петрографическими и минералого-геохимическими данными. Эти особенности с учетом геотектонической позиции интрузивных образований показывают, что выделенные комплексы являются продуктами самостоятельных магматических очагов.

3. Каждый комплекс характеризуется многофазным или многоактным формированием. Калбинский комплекс образовался в три фазы, сопровождающиеся собственными жильными, послемагматическими образованиями и оруденением. С гранитоидами I фазы связаны ниобий-редкометальное и оловянное оруденения соответственно пегматитового и гидротермального типов, с гранитами II фазы — комплексное тантал-ниобий-редкометальное оруденение пегматитового типа и оловянно-вольфрамовое оруденение грейзенового и гидротермального типов, а с гранитами III фазы — вольфрамовое оруденение грейзенового и гидротермального типов. Таким образом, установлена одновременность жильных пород и оруденения, сопровождающих всю историю становления плутона. Наиболее продуктивными в отношении редких металлов оказались ранние фазы комплекса, а не конечные дифференциаты последнего, как это предполагалось ранее.

Выделение же лейкократовых гранитов монастырского типа и особенно мелкозернистых двуслюдяных гранитов в самостоятельный монастырский комплекс автору представляется искусственным, поскольку это противоречит основным принципам выделения интрузивных комплексов.

зивного комплекса. В действительности, фактический материал показывает родственность монастырских и калбинских гранитов по геотектонической позиции, условиям формирования, возрасту, унаследованному петрогеохимическому составу и оруденению и другим признакам, что позволяет рассматривать эти породы как фазы калбинского комплекса. Еще менее обосновано мнение ряда исследователей о связи главного редкометального оруденения с монастырским комплексом и о безрудности калбинского комплекса, что не подтверждается практикой геологического картирования в пределах всей Калба-Нарымской зоны. Нельзя представить подобные связи, так как издавна наметился антагонизм в размещении редкометальных месторождений и гранитов монастырского типа: в районах широкого развития гранитов (Дунгалинский, Монастырский, Себинский массивы) практически не известно месторождений и, наоборот, рудных объектов много, если отсутствуют монастырские граниты (Центральная Калба, Нарым).

4. Уточнено понятие и строение интрузивной фазы, в составе которой выделяются гранитоиды главной и дополнительной субфаз, а также жильные породы. Большая по объему главная субфаза объединяет связанные между собой постепенными переходами субфазии пород (главной интрузивной, контактов и сателлитов).

5. По геолого-геофизическим данным уточнена морфология и внутреннее строение Калбинского плутона, представляющего собой горизонтальное лежащее плитообразное тело, вертикальная мощность которого 4—11 км.

6. Отмечается зависимость механизма образования массивов гранитоидов от структурно-тектонических условий, существовавших в период магматической деятельности, и преобладающее развитие в районе интродуцированных (аллохтонных) интрузивов наряду с автохтонными, образовавшихся при процессах магматического замещения осадочных пород. Это различие при последовательном поступлении магмы привело к зональности размещения гранитоидов, жильных дериватов и сопровождающих их метасоматитов и оруденения.

7. Выяснены основные закономерности в размещении золотого и редкометального оруденения. Установлена некоторая пространственная совмещенность золоторудного и редкометального поясов, что позволило объяснить коренной источник россыпей золота и обнаружить новые золоторудные проявления на Калбе и Нарыме. Отмечается приуроченность рудных узлов района к участкам повышенной мощности плутона, которые являются наиболее перспективными для обнаружения редких металлов.

8. В итоге исследований дается прогнозная оценка территории и рекомендуются перспективные площади на золото и редкие металлы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулкабирова М. А., Строева М. Н. О возрасте гранитных интрузий Калбы. Изв. АН КазССР, серия геол., 1955, № 19.
- Айталиев Ж. А., Щерба Г. Н. Редкие металлы Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., 1960, № 4.
- Ажгирей Д. Г. и др. Характеристика герцинского магматизма Зайсанской геосинклинальной области. — В кн.: Геология СССР, т. 41, ч. 1. М., «Недра», 1967.
- Апельцин Ф. Р. Малые интрузии, генезис и закономерности распространения золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые особенности развития магматизма. Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
- Афанасьев Г. Д. Проблемы гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 1 Всесоюз. петрогр. совещания. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Афанасьев Г. Д. Особенности картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. — В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. М., «Наука», 1966.
- Барсуков В. Л. Об изоморфизме бора в силикатах. — «Геохимия», 1958, № 7.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., изд-во АН СССР, 1955.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Беус А. А. Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Беус А. А., Гинзбург А. И. и др. Некоторые типы пневматолито-гидротермальных месторождений бериллия. — В сб.: Геология месторождений редких элементов, вып. 4. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного послемагматического метасоматоза в гранитоидах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4. 1962.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситни А. А. и др. Албитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Билибин Ю. А. О роли батолитов в золотом оруденении в СССР. Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959₁.
- Билибин Ю. А. О возрасте некоторых золоторудных месторождений Калымского района. Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959₂.

Богданова К. Г. Петрология дайковых меланократовых пород Восточной Калбы. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33, 1960.

Бородаевская М. Б. Некоторые петрогенетические особенности золотоносных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР. Тр. 2 Всес. петрограф. совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Бородаевская М. Б. Петрогенезис, структурные типы и металлогения малых интрузий. Тр. Международ. геол. конгресса, 21 сессия, пробл. 20. М., «Недра», 1960.

Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И. Петрогенезис, структурные типы и металлогения малых интрузий. Тр. Международного геол. конгресса, 21 сессия, проблема 20. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Бородаевский Н. И. О закономерностях размещения, генезиса и типах золотопроявлений Калбы. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1962.

Бугаец А. Н., Дьячков Б. А., Серова Л. Л. К использованию информационно-статистических методов при решении некоторых задач металлогении. Материалы науч. конференции. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Ван дер Варден. Математическая статистика. М., Изд-во иностр. лит., 1960.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 1962, № 7.

Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 5.

Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И. Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений. — В кн.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964.

Гансеев И. Г. К вопросу о первичной геохимической специализации гранитной магмы. — В сб.: Металлогенетическая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.

Гендлер В. Е. О классификации гранитоидов. «Советская геология», 1956, № 51.

Герасимовский В. И., Знаменский Е. Б. Закономерности распределения шюбита и тантала в изверженных горных породах. — В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Гинзбург А. И. Поисквые признаки редкометалльных пегматитов. «Разведка недр», 1949, № 3.

Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. — В сб.: Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Говоров И. Н. Фации гранитоидов и редкометалльное оруденение. — В сб.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Недра», 1966.

Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.

Григорьев И. Ф. Основные черты металлогении Рудного Алтая и Калбы. — В сб.: Большой Алтай, т. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Данилин Е. Л. Рудные формации интрузий щелочных гранитов. — В сб.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1966.

Дембо Т. М. Классификация и происхождение гибридных метатектонических (магматических) пород контактовых зон интрузивных массивов. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1960, № 1.

Дьячков Б. А. Гранитоиды Восточной Калбы и связанные с ними постмагматические образования — В сб.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Тр. КазИМС. Алма-Ата, 1966.

Дьячков Б. А., Лопатников В. В., Нахтигаль Г. П. Материалы конференций, семинаров, совещаний. — Интерпретация геофизических материалов при поисково-съемочных работах среднего и крупного масштабов. Бюлл. ОНТИ ВИАМС, 1969.

Дьячков Б. А., Мыслик А. М., Лопатников В. В. О возрастном соотношении золотого и редкометалльного оруденения в Калба-Нарымском районе. Материалы первой научно-теоретич. конференции молодых геологов КазССР. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Елисеев Н. А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. — В кн.: Петрография СССР, серия 1, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1938.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Изд-во ЛГУ, 1960.

Ерофеев Б. Н., Морозенко Н. К. Вольфрамовые и оловянные месторождения Калбы и Нарыма. — В сб.: Большой Алтай, т. 1. Изд-во АН СССР, 1934.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Залашкова Н. Е., Ситнин А. А. Особенности распределения редких элементов в танталосных апогранитах и биотитовых гранитах. «Геология рудных месторождений», т. 9, № 6, 1967.

Иванкин П. Ф. Положение рудного Алтая в схеме тектонического районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным. Тр. АГМНИИ АН КазССР, т. 8. Алма-Ата, 1960.

Иванкин П. Ф. О соотношениях некоторых рудных формаций и их смене по простирацию рудных поясов. — В сб.: Эндеогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Иванов Н. П. Южный Алтай. — В кн.: Геология СССР, т. 41, ч. 1. М., «Недра», 1967.

Каложный В. А. Граниты и околорудные месторождения центральной части Калбинского хребта. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Кашцев В. Ф. и др. Методы геологического картирования магматических комплексов на примере Калбинского гранитного плутона. Тезисы докладов I Казах. петрограф. совещания. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1965.

Каюпов А. К. К вопросу о причинах зонального проявления эндогенного оруденения на Алтае. — В сб.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Конников Э. Г. О связи малых интрузий Южного Алтая с верхнепалеозойским вулканизмом. Материалы 1 научно-теоретич. конференции молодых геологов КазССР. Алма-Ата, «Наука», КазССР, 1968.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.

Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакадала. Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф., минер. и геох., вып. 44. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами. — В сб.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.

Коренбаум С. А. Некоторые вопросы формирования оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализации в грейзеновых месторождениях. Материалы ко 2 конференции по околорудному метасоматозу. М., «Недра», 1966.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Корчагин У. А. Геологическое строение и структурные особенности Их-хайрханского месторождения вольфрамита (Центральная Монголия). — «Советская геология», 1969, № 5.

Косалс Я. А., Сухоруков Ф. В. Распределение бериллия, бора, лития и фтора в некоторых гранитных массивах Горного Алтая. — В сб.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1965.

Кузубный В. С., Попов В. В. Рудоносность магматических формаций Рудного Алтая (состояние вопроса и пути его дальнейшего изучения). — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1966, № 10.

Кузнецов В. И. О процессе становления гранитных пегматитов. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1948, № 2.

Кузнецов В. И. К вопросу о генезисе гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 96, № 1, 1954.

Кузнецов В. И. К изучению гранитных пегматитов Калбы. Научн. зап. ЛПИ, серия геол., вып. 44, № 1, 1956.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. «Геология и геофизика», № 6, 1966.

Кузнецов В. А. Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полициклических складчатых областей. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1967.

Кузьмин В. И. О специализации магматических комплексов в отношении бора на примере отдельных районов Красноярского края. — В сб.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.

Кульбак С. Теория интрузии и статистика. М., «Наука», 1967.

Куплетский Б. М. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 3.

Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометалльное оруденение. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 83, петрограф. серия (26), 1947.

Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Ларин В. Н. К вопросу о механизме отделения рудоносных растворов от гранитных интрузий малых глубин. — «Геология рудных месторождений», т. 11, № 6, 1969.

Левицкий О. Д. Пространственное расположение оловорудных месторождений. — В сб.: Геология олова. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. М., Госгеолиздат, 1940.

Леонтьев А. Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М., «Недра», 1969.

Лопатников В. В., Нарсеев В. А., Садовский Ю. А. Особенности размещения полей редкометалльных гранитных пегматитов, сформированных в неспокойной тектонической обстановке. — В сб.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Тр. КазИМС, вып. 5. Алма-Ата, 1966.

Лугов С. Ф. Генетические типы олово-вольфрамового оруденения Чукотки и их промышленное значение. — «Советская геология», 1963, № 4.

Лугов С. Ф. О металлогенической специализации мезозойских гранитоидов Чукотки. — В сб.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.

Лучицкий В. И. Петрография. Т. 2., М., Госгеолиздат, 1949.

Любецкий В. Н. Глубинное строение и районирование Иртыш-Зайсанской складчатой системы по геофизическим данным. — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1965, № 12.

Ляхович В. В. О признаках рудогенерирующей способности гранитоидов. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 2.

Малиновский Е. П. Структурные условия формирования жильных вольфрамитовых месторождений. М., «Наука», 1965.

Марьян А. М., Назаров Г. В., Ткаченко Г. Г. и др. Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны сматия. — В кн.: Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 17, 1966.

Матвеев В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., «Наука», 1958.

Материков М. П. Геологические условия проявления специализированных оловоносных интрузий. — В сб.: Металлогеническая специализация магматических комплексов. М., «Недра», 1964.

Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Армянская ССР). — В сб.: Металлогеническая специализация магматических комплексов, М., «Недра», 1964.

Михайлова Н. И. Споры табырской свиты. Тр. Алтайского горно-метал. научн.-исслед. ин-та АН КазССР, т. 16. Алма-Ата, 1963.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Морозенко Н. К. Прииртышский гранитный массив и связанные с ним месторождения олова и вольфрама (Восточная Калба). Тр. ЦНИГРИ, вып. 91. М., Госгеолгиздат, 1937.

Морозенко Н. К. Интрузивные комплексы начальных, ранних и средних этапов. — В кн.: Общие принципы регионального метал. анализа и методика составления металлоген. карт для складчатых областей. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 22. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Наковник Н. И., Грейзены. — В сб.: Измененные окolorудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Нарсеев В. А., Бугаец А. Н. К геохимии титана, тантала и ниобия в гранитоидах Тарбагатай. — В сб.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Тр. КазИМС, вып. 1. Алма-Ата, 1966.

Нарсеев В. А., Глоба В. А., Левин Г. Б. и др. Зональность околожильных изменений на золоторудных месторождениях Калбы. Материалы 2 конференции по окolorудному метасоматозу. М., «Недра», 1966.

Некрасов И. Я. Генетические типы оловорудных месторождений хребта Полоуского и Селеняхского края. «Геология рудных месторождений», т. 3, № 1, 1959.

Некрасов И. Я. Магматизм и металлогения Верхояно-Чукотской области. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Нехорошев В. П. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. Записки ЛГИ, т. 30, вып. 2, 1955.

Никитин В. Д. Условия формирования редкометалльных и слюдоносных пегматитов. — В сб.: Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Николюкский А. П. Гранитоиды Алтая и Калбы. «Советская геология», сб. 31, 1948.

Орлова А. В. Литологические факторы и их значение для размещения эндогенного оруденения. — В сб.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964.

Орлова А. В., Шаталов Е. Т. Методические основы составления металлогенических и прогнозных карт. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Оболеская Р. В. Петрология лампрофиров чуйского комплекса и их роль в эндогенной металлогении Горного Алтая. — В сб.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968.

Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.

Пожарицкий К. Л., Русаков М. П. Геологопромышленные контуры оловорудных районов Восточной Калбы и Нарыма. — В сб.: Большой Алтай, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1936.

Покалов В. Т. Поисковые признаки месторождений молибден-вольфрам-редкометалльной формации. «Советская геология», 1966, № 3.

Полторыхин П. И. Геолого-структурные особенности золоторудного месторождения Бакырчик. Тр. АО ИГН АН КазССР, т. 20. Алма-Ата, 1967.

Потапьев В. В. Граниты Кольванского массива и связанное с ними оруденение. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1965.

Пронин А. А. Нижневизейская металлогеническая фаза на Урале. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пучков Е. В. Применение термоллюминесцентного метода к изучению вторичных кварцитов. Докл. АН СССР, т. 161, № 5, 1965.

Рабинович К. Р., Цвинев Э. А. О связи оруденения с магматизмом в Джал-

торской зоне. Инф. сб. геолог.-развед. службы. Рудного Алтая. Усть-Каменогорск, 1961.

Ракчев А. Д. Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение для геологии. «Геология рудных месторождений», т. 3, № 5, 1962.

Ревякин П. С., Кузбный В. С. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. «Советская геология», № 2, 1966.

Россовский Л. Н., Шостацкий А. Н., Зильбарфарб Л. Э. О некоторых положениях в работе К. А. Власова и их роли при поисках и оценке редкометальных пегматитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1959.

Руб М. Г., Онихимовский В. В. Петрохимические критерии связи оруденения с гранитоидами (на примере Мяочанского района). Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 9.

Руб М. Г., Онихимовский В. В. и др. Гранитоиды Мяочанского района и связанные с ними постмагматические образования. Тр. Ин-та геол. руд. м-ний, петрогр., минер. и геох., вып. 62. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Руб М. Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатель богатства магмы летучими. Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 1.

Руденко Б. М. Новые данные по геологии интрузивных пород Чердожского рудного поля. — Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (28). 1957.

Семенов А. И. Интрузивные комплексы Зайсанской геосинклинали и связь с ними рудных месторождений. — В сб.: Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза. М., «Недра», 1953.

Семенов А. И., Дворцова К. И. Казахстан. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 4, М., «Недра», 1968.

Семенова Т. П. Возраст горных пород некоторых районов Казахстана. Тр. КазИМС. Алма-Ата, 1969.

Слободской Р. М. Просвечивающие структуры в гранитоидах Нарымского массива на Южном Алтае. Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966.

Соболев Н. Д. Что такое гранит. «Советская геология», № 43, 1955.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометальных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Сотников В. И. Опыт систематики вольфрамового и молибденового оруденения Алтае-Саянской геосинклинали области. — В сб.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Сотников В. И., Никитина Е. Н. Акцессорные минералы метасоматитов как индикаторы особенностей процесса рудогенеза и металлогении. — В сб.: Рудные формации и генезис месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968.

Ставров О. Д., Знаменский Е. Б. Распределение редких щелочей и элементов-минерализаторов (В, F) в гранитоидах Калбинского массива (Вост. Казахстан). «Геохимия», 1961, № 12.

Стрелкия М. Ф. К минералогии Чердожского и Верхне-Баймурзинского оловянных месторождений (Калба-Нарымский плутон). Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 51, минер.-геох. серия (№ 11). М., 1941.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и геосинклинали развитие. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 1. Изд-во ЛГУ, 1963.

Томсон И. Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. — В сб.: Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Недра», 1964.

Трофимов В. С. Некоторые данные к металлогенической характеристике Калбинского хребта. Изв. Всес. геол.-развед. объединения, вып. 74. Материалы ЦНИГРИ. М., 1932.

Трофимов В. С. Оловянные и вольфрамовые месторождения Прииртышья. — В сб.: Большой Алтай, т. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.

Усанов Г. Э. Особенности грейзенов одного бериллевого месторождения. Материалы ко 2 конференции по околорудному метасоматозу. Л., 1966.

Ферсман А. Е. Пегматиты. т. 1, М., Госгеолиздат, 1940.

Филиппов В. А. О возрасте редкометального оруденения Калбы. «Советская геология», 1965₁, № 11.

Филипов В. А. Абсолютный возраст гранитоидов Центральной Калбы. «Вестн. АН СССР», 1965, № 2.

Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных метаморфических и осадочных пород. Львов, 1953.

Хисамутдинов М. Г. Основные черты тектоники и история геологического развития структурно-формационных зон Зайсанской геосинклинальной области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 94, 1963.

Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Хохлов П. И. К геологии интрузивных пород юго-восточной части Иртышской зоны смятия. — В кн.: Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.

Хохлов П. И. Золотоносные интрузии юго-восточной части Иртышской зоны смятия на Алтае. — В сб.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГИМС, вып. 70, 1968.

Шавло С. Г. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта, Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Шаталов Е. Т. Основные научные принципы и методика составления средне- и крупномасштабных металлогенических и прогнозных карт. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 8. М., «Наука», 1958.

Шер С. Д. Околорудные изменения, сопутствующие золото-кварцевым жилам в Ленском золотоносном районе. — В сб.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. Тр. 1 конфер. по околорудному метасоматозу. М., «Недра», 1966.

Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. — В сб.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.

Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. М., «Наука», 1968.

Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья. — В сб.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Щеглов А. Д. Представления С. С. Смирнова о рудных формациях и их значение для классификации эндогенных месторождений. — В сб.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 3, 1968.

Щерба Г. Н. Вертикальные движения как главная причина образования камерного пространства некоторых интрузивов Казахстана. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1951, вып. 13.

Щерба Г. Н. Палеозойские глубинные подвижные зоны Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1956, вып. 24.

Щерба Г. Н. Геология Нарынского массива гранитоидов на Южном Алтае. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1957, вып. 27.

Щерба Г. Н. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая. Изв. АН КазССР, серия геол., 1957, вып. 27.

Щерба Г. Н. К проблеме редкометалльных поясов. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Щерба Г. Н. и др. Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибденово-вольфрамовых месторождений Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Bateman P. G. Granitic formations in the east — central Sierra Nevada near Bishop, California. — «Bull. geol. Soc. of Amer.», No. 10, vol. 72, 1961.

Linfoot E. H. An Informal Measure of Correlation. «Information and Control», vol. 1, 1957.

Pitscher N., Rear H. Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of the granites of Donegal. — «Ireland. j. geol.», vol. 71, No. 3, 1963.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	3
Глава I. Геологическая изученность района	6
Глава II. Геолого-структурные особенности района	8
Глава III. Кунушский интрузивный комплекс	14
Глава IV. Калбинский интрузивный комплекс	39
Глава V. Посткалбинский дайковый комплекс	166
Глава VI. Главные особенности развития магматизма и оруденения	176
Глава VII. Классификация эндогенных рудных проявлений	181
Глава VIII. Закономерности размещения полезных ископаемых	189
Глава IX. Перспективная оценка и дальнейшее направление поиско- вых работ	198
Заключение	202
Список литературы	204

Борис Александрович Дьячков
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ КАЛБЫ

Редактор издательства *Л. Г. Рожкова*
Техн. редактор *З. А. Болдырева*
Корректор *Л. М. Кауфман*

Сдано в набор 5/IV 1972 г.
Подписано в печать 16/VIII 1972 г.
Т-14142. Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 1.
Печ. л. 14,5 с 2 вкл. Уч.-изд. л. 15,45.
Тираж 1000 экз. Заказ 1648/11355-4.
Цена 1 р. 68 к.

Издательство «Недра», 103633,
Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6
Главполиграфпрома Комитета по печати
при Совете Министров СССР.
Московский пр., 91.

1 р. 68 к.

600

В Б Д Р А 1972