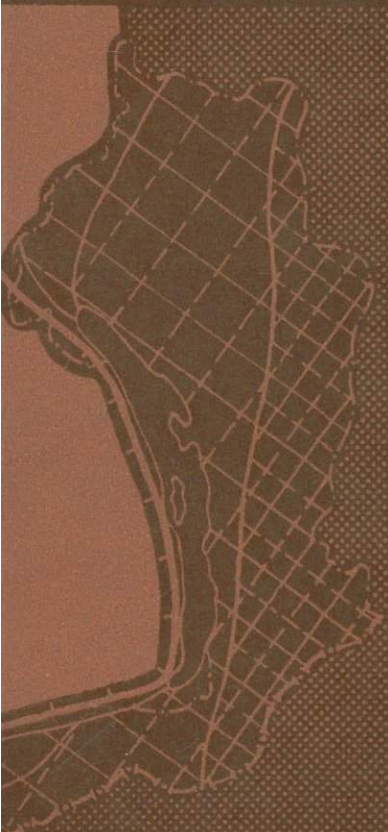


Г. В. АНДРЕЕВ

**ОБЛАСТИ
МНОГОЭТАПНОЙ
АКТИВИЗАЦИИ—
ПЕРСПЕКТИВНЫЕ
РУДОНОСНЫЕ
МЕГАСТРУКТУРЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г.В. АНДРЕЕВ

ОБЛАСТИ
МНОГОЭТАПНОЙ
АКТИВИЗАЦИИ –
ПЕРСПЕКТИВНЫЕ
РУДОНОСНЫЕ
МЕГАСТРУКТУРЫ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук Ф.Р. Апельцин



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986



4613

Андреев Г.В. Области многоэтапной активизации – перспективные рудоносные мегаструктуры. – Новосибирск: Наука, 1986.

В монографии на основе обобщения обширных материалов, а также результатов личных исследований охарактеризованы магматизм и металлогения областей многоэтапной активизации, сопоставлены эти структуры в разных регионах (Саяно-Байкальской, Северо-Казахстанской, Бовинийской ОМА).

Книга представляет собой оригинальное произведение, актуальное в отношении современной методологии регионального металлогенического анализа структурных областей с континентальным типом земной коры.

Монография предназначена для тектонистов, петрографов, металлогенистов, специалистов по месторождениям полезных ископаемых.

Рецензенты Н.В. Нестеров, И.Н. Томсон

Учение об областях тектономагматической активизации (ОТМА), представляющих собой третий структурный элемент земной коры, сформировалось благодаря работам В.А. Обручева, Е.Ф. Мирчинка, Е.В. Павловского, А.Л. Яншина, В.Е. Хаина, Н.А. Флоренсова, М.С. Нагибиной, Ю.М. Пушаровского, Л.И. Красного, К.В. Боголепова, Ю.В. Комарова, П.Н. Хренова, Д.И. Горжевского, В.Н. Козеренко, Н.П. Хераскова, А.Д. Щеглова, Е.Д. Карповой, И.В. Корешкова и других исследователей. История становления этого учения освещена в кратком, но очень емком очерке И.Н. Томсона и др. /Металлогенический анализ..., 1977/, что позволяет автору избежать ненужного дублирования.

Несмотря на то, что учение об областях тектономагматической активизации оформилось сравнительно недавно (в середине 60-х годов), имеется обширная литература по их металлогении. Среди главных работ, освещающих этот аспект третьего структурного элемента земной коры, необходимо отметить основополагающие работы В.И. Смирнова, А.Д. Щеглова, Е.А. Радкевич, Н.П. Лаверова, В.И. Казанского, И.Н. Томсона и др. Наиболее полно металлогения областей тектономагматической активизации освещена в известных монографиях А.Д. Щеглова /1966, 1968/. Существенный вклад в выявление общих закономерностей развития ОТМА внесен коллективом ВСЕГЕИ, издавшим работу под редакцией А.Д. Щеглова, а также М.А. Фаворской, И.Н. Томсоном, Р.Г. Ивановым и др.

Вне поля зрения исследователей осталась проблема развития и металлогении областей с последовательно проявляющейся тектономагматической активизацией, тогда как анализ материалов по магматизму и металлогении ряда регионов нашей планеты позволяет констатировать, что существенную роль в их формировании играли эпохи многократной тектономагматической активизации. Впервые вопрос о необходимости выделения таких мегаструктур был поднят нами в работе 1980 г., где предложено называть их областями полициклической тектономагматической активизации. По-видимому, такое определение не является удачным, так как в термин "цикл" вкладываются представления о тождественно повторяющихся явлениях, что не устанавливается в рассматриваемых объектах. Нам думается, что более приемлемым является предложение А.Н. Булгатова, И.В. Гордиенко, Ц.О. Очирова /1982/ о выделении их в качестве областей многоэтапной тектономагматической активизации (ОМТМА или ОМА). В наших работах /Андреев, 1980, 1983/ было показано, что ОМА развиваются на субстрате, представляющем завершённую складчатость. А.И. Трухалев /1983/ привел описание ОМА, развившейся на Анабарском щите. Уместно отметить, что В.И. Смирнов еще в 1973 г. указывал на необходимость отражения на металлогенических картах последовательных периодов активизации, перекрывающих площади геосинклинального рудообразования, т.е. он вполне определенно ставил вопрос о целесообразности выделения регионов с многократной активизацией.

ОМА характеризуются определенными общими закономерностями развития магматизма и металлогении. Установление их имеет важное научное и прикладное значение. Решению этой задачи посвящена предлагаемая монография, в основу которой положены результаты собственных двадцатилетних исследований магматизма и полезных ископаемых Саяно-Байкальской горной области, а также обобщение многочисленных публикаций. Разделы, посвященные Северо-Казахстанской и Бразильской ОМА, написаны в результате проработки и анализа многих монографий и статей.

В процессе написания работы автор обсуждал многие ее аспекты с академиками В.И. Смирновым, В.А. Кузнецовым, с членом-корреспондентом АН СССР Н.П. Лавровым, докторами наук И.Н. Томсоном, Ю.В. Комаровым, Б.А. Литвиновским, кандидатами наук И.В. Гордиенко, А.О. Шаракшиновым, Ф.Г. Рейфом, А.Н. Занвилевич, Е.Д. Бажеевым. Всем им автор глубоко признателен. Большую благодарность автор выражает профессору Ф.Р. Апельшину за редактирование монографии.

САЯНО-БАЙКАЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ МНОГОЭТАПНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Саяно-Байкальская ОМА занимает огромную площадь, охватывающую Бурятскую АССР, Северную Монголию, часть Тувинской автономной и Читинской областей. Она прослеживается в виде гигантской дугообразной полосы длиной до 2000 км при ширине до 500 км.

Территория Бурятии составляет около 80% площади ОМА. Особенности строения, магматизма и металлогении последней будут рассмотрены только для этого региона.

Формирование Саяно-Байкальской ОМА произошло в течение длительного периода — со среднего палеозоя до плейстоцена. Выделяются четыре этапа: среднепалеозойский, позднепалеозойский, мезозойский, кайнозойский. Все этапы существенно различаются по масштабам проявления, характеру магматизма и по металлогении (рис. 1).

Мезозойский этап ОМА установлен в 60-х годах и достаточно полно охарактеризован в многочисленных публикациях /Щеглов, 1966; Комаров, Хренов, 1963; Комаров, 1972; и др./. Особенности кайнозойской активизации освещены в замечательных монографиях Н.А. Флоренсова /1960/ и И.В. Белова /1963/.

Выделение средне- и позднепалеозойского этапов стало возможным лишь в последние годы благодаря работам Г.В. Андреева /1975, 1981/, И.В. Гордиенко /1976а, б/, Б.А. Литвиновского и А.Н. Занвилевич /1976/, Ф.Г. Рейфа /1976/, А.О. Шаракинова /1975/, И.В. Гордиенко, Г.В. Андреева, А.Н. Кузнецова /1978/ и других исследователей.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ОБЛАСТЬ
ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Главные структурные элементы

Среднепалеозойская ОТМА (рис. 2) развита на всей территории Бурятии и распространяется далеко за пределы в западном и юго-западном направлениях. В целом это протяженный вулканоплутонический пояс негеосинклинального типа, описанный впервые И.В. Гордиенко /1976б/.

Формирование его началось в девоне. Как полагают большинство исследователей, после внедрения огромных масс нижнепалеозойских гранитоидов ранние каледониды Саяно-Байкальской складчатой области превратились в обширное сводово-глыбовое поднятие, существовавшее в течение ордовика и силура. С середины девона описываемая территория испытывала мощную тектономагматическую активизацию, в результате которой произошло обрушение значительных участков сводового поднятия, раздробление консолидирован-

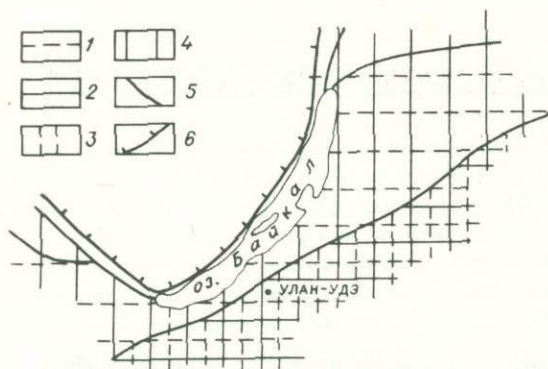


Рис. 1. Саяно-Байкальская область многоэтапной тектономагматической активизации. Составил Г.В. Андреев.

1-4 - области ТМА: 1 - кайнозойской, 2 - мезозойской, 3 - верхнепалеозойской, 4 - среднепалеозойской; 5 - границы областей активизации; 6 - краевой шов Сибирской платформы.

ных структур байкалид и ранних каледонид, оживление древних и заложение новых глубинных разломов. Эти процессы сопровождалась напряженным внегеосинклинальным магматизмом. В итоге на месте протяженного складчатого пояса байкалид и ранних каледонид образовалась автономная область среднепалеозойской тектономагматической активизации, которая развивалась по типу орогенной области.

Морфологически она состояла из разломно-блоковых структур (наложенные впадины, мульды, поднятия, горсты, грабены), развитых на разнородном, разновозрастном фундаменте и насыщенных вулканоплутоническими формациями. В пределах вулканоплутонического пояса выделяются обособленные зоны, отличающиеся друг от друга особенностями тектонического развития, характером магматизма и металлогенией.

На территории Саяно-Байкальской горной области установлены Окинская, Верхне-Джидинская, Селенгино-Витимская, Верхне-Витимская и Сыннырская зоны /Гордиенко, Андреев, 1978/.

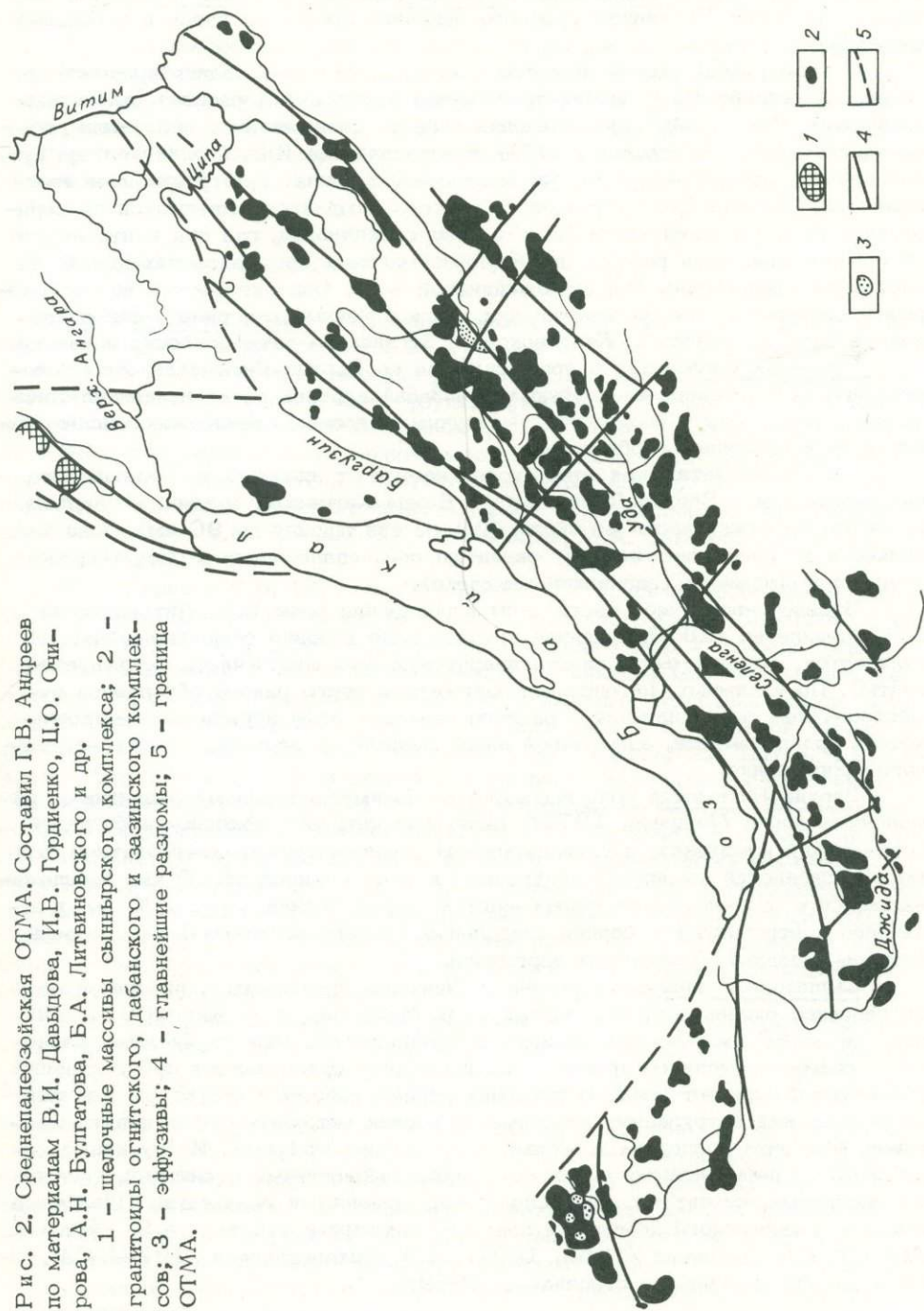
Окинская зона представляет собой юго-восточную часть Саянской ветви вулканоплутонического пояса. Она заложилась на раздробленном кристаллическом основании байкалид и ранних каледонид вдоль глубинных разломов, сопряженных с Главным разломом Восточного Саяна. Вулканоплутонические ассоциации зоны представлены девонскими трахилипаритовой (илейская толща) и сиенит-граносиенит-гранитной (сархойский, огнитский комплексы) магматическими формациями.

Вулканиты трахилипаритовой формации широко распространены в зоне сочленения Окинского и Главного Саянского глубинных разломов. Небольшие поля вулканитов и субвулканических тел образуют цепочку выходов вдоль Главного Саянского глубинного разлома от р. Хойто-Ока до р. Китой (шумгай-гольский субвулканический комплекс).

Гранитоидные плутоны огнитского интрузивного комплекса совместно с их щелочными (нефелинсодержащими) производными образуют ряд крупных массивов в северной части Окинской зоны (Харагольский, Арсайский, Барунгольский, Ботогольский и др.). Более мелкие тела встречаются южнее и юго-восточнее в Тункинских гольцах и Западном Хамар-Дабане (район Слюдянки). Их размещение контролируется зонами древних разрывных нарушений, активизированных в среднем палеозое. Большинство массивов сархойского интрузивного комплекса тяготеет к докембрийским выступам фундамента, находящимся южнее Сархой-Саган-Сайрской субширотной полосы раннекаледонских прогибов (Мункусардыкский, Мондинский, Бага-Булнайский, Тункинский и другие массивы), а также к зоне Боксон-Сархойского и Хамсаринского синклинориев.

Дискордантные плутоны гранитоидов сархойского типа встречаются в западной и центральной частях Хамар-Дабанского антиклинория, а также по западной периферии Джидинского синклинория.

Рис. 2. Среднепалеозойская ОТМА. Составил Г.В. Андреев по материалам В.И. Давыдова, И.В. Гордиенко, Ц.О. Очирова, А.Н. Булгакова, Б.А. Литвиновского и др.
 1 - щелочные массивы сыннырского комплекса; 2 - гранитоиды огнитского, дабанского и зазинского комплексов; 3 - эффузивы; 4 - главные разломы; 5 - граница ОТМА.



Верхне-Джидинская зона представляет собой продолжение среднепалеозойских структур и сопутствующего им магматизма Восточного Саяна и Северной Монголии. Вулканизм среднего палеозоя проявился здесь в небольших масштабах.

В этом районе широко развиты плутонические образования среднего палеозоя, объединяемые в сиенит-граносиенит-гранитную формацию (дабанский комплекс). Основанием для выделения дабанского комплекса послужили исследования А.Н. Дистановой /1971/ и установление И.В. Гордиенко в хр. Гунзан верхней (досреднекарбоновой) возрастной границы для гранитоидов этого комплекса. Большинство плутонов дабанского комплекса выделяются по периферии и во внутренней части Джидинского синклинория, где они контролируются северо-западными разломами. Крупные массивы комплекса находятся на восточном продолжении Верхне-Джидинской зоны. Они тяготеют к полосе разрывов северо-восточного простирания, расположенных севернее и северо-западнее Бутулинуриного, Кяхтинского и Заганского докембрийских поднятий.

Селенгино-Витимская и продолжающая ее Верхне-Витимская зоны представляют собой северо-восточную часть Забайкальской ветви вулканоплутонического пояса. Здесь сосредоточены крупные массивы среднепалеозойских гранитоидов и щелочных габброидов.

Селенгино-Витимская зона протягивается от низовьев р. Селенга, где она смыкается с Верхне-Джидинской и Джида-Хилокской зонами, до верховьев р. Витим (протяженность ее около 400 км при ширине до 90 км). Зона выделяется по преимущественному развитию среднепалеозойской сиенит-граносиенитовой формации (засинский комплекс).

В северо-восточной части зоны в последние годы Б.А. Литвиновский и А.Н. Занвилевич /1976/ выявили крупное поле условно среднепалеозойских вулканитов, выделяемых в дацит-липаритовую формацию (часть истахинской свиты). По-видимому, интенсивный магматизм этого района обусловлен существованием здесь начиная с раннего палеозоя зоны повышенной магматической проницаемости, заложенной вдоль разрывных нарушений северо-восточного простирания.

Верхне-Витимская зона выделена по преимущественному развитию в ней щелочных пород /Андреев, 1975/. Щелочные интрузии щелочно-габброидной (сайженский комплекс), а также массивы сиенит-граносиенит-гранитной формаций (засинский комплекс) приурочены к зоне шириной до 40 км, прослеживающейся с юго-запада на северо-восток на расстоянии более 200 км, и отчетливо контролируются серией продольных (северо-восточных) и поперечных (северо-западных) разрывных нарушений.

Сыннырская зона расположена в Северном Прибайкалье, прослеживается от северной оконечности оз. Байкал до р. Мама на расстоянии 400 км. Ширина ее до 30 км. Она контролируется субпараллельными глубинными разломами северо-восточного простирания. Последние представляют собой главный структурный элемент зоны. В пределах рассматриваемой структуры выделяется сыннырский интрузивный комплекс, в состав которого входят девять массивов. Размеры последних колеблются от 0,5 до 564 км². Интрузивные тела сложены нефелиновыми сиенитами, псевдолейцитовыми сиенитами, щелочными сиенитами, сиенитами, граносиенитами, щелочными гранитами. Щелочные массивы сыннырского комплекса подробно описаны в работах А.Я. Жидкова /1962/, Г.В. Андреева /1965, 1981/, В.В. Архангельской /1974/, С.И. Зака и др. /Геологическое строение..., 1969/.

Среднепалеозойские магматические породы широко развиты на территории Саяно-Байкальской горной области. Они слагают обширные поля и представлены разнообразными формационными типами (см. рис. 2). Устанавливается резкое преобладание интрузивных пород над эффузивными. С магматитами генетически связаны многие месторождения полезных ископаемых, часть из которых имеет важное прикладное значение.

Интрузивные комплексы

Сархойский комплекс. Интрузия розовых биотитовых гранитов и граносиенитов впервые была описана Д.В. Титовым в 1946 г. в юго-восточной части Восточного Саяна в бассейне р. Сархой, где названная интрузия прорывает кембрийские известняки с фауной археоциат. В последующем подобные гранитоиды были выделены в бассейнах рек Ока, Иркут, Китой, Орот и Урик. Геолого-петрографическим изучением массивов сархойского комплекса занимались многие исследователи (С.В. Обручев, М.Л. Лурье, Ф.П. Митрофанов, Н.А. Авдонцев, И.В. Гордиенко, А.Д. Смирнов, В.В. Булдаков, В.П. Арсентьев, Ф.К. Волков, А.А. Гамчян, О.К. Кожевников, А.А. Захаров, А.Л. Самбург, Г.К. Такайшвили и др.).

М.Л. Лурье и С.В. Обручев /Лурье, 1952/, впервые обобщившие материалы по магматизму юго-восточной части Восточного Саяна, временем формирования сархойских гранитоидов считали поздний силур - ранний девон. Позднее, ввиду отсутствия верхней возрастной границы, многие исследователи относили сархойский интрузивный комплекс к нижнему палеозою. Однако, как показали исследования И.В. Гордиенко, а также работы на смежной территории Восточной Тувы и Северной Монголии (Г.В. Поляков, О.И. Пятов, А.Е. Телешев, Р.М. Яшина и др.), в сархойский комплекс включалась гетерогенная и разновозрастная группа пород. Большая часть их, по мнению И.В. Гордиенко, была сформирована в среднем палеозое. И.В. Гордиенко в сархойский комплекс включает интрузивные массивы, сложенные серыми, розовато-серыми и розовыми средне-крупнозернистыми, часто порфиroidными биотитовыми и розовообманково-биотитовыми гранитами, реже - аляскитами и граносиенитами, с широко проявленной дайковой серией пегматитов, аллитов, гранитов и гранит-порфиров. Среди них наряду со стандартными гранитами встречаются амазонитовые и другие разновидности.

В рассматриваемом регионе гранитоиды сархойского комплекса слагают Сархойский (более 300 км²), Мункусардыкский (около 1000 км²), Мондинский (100 км²), Тункинский (120 км²), Хан-Хушуйский (120 км²), Самсальский (85 км²), Яхошопский (более 200 км²) массивы и ряд массивов в Хамар-Дабане и верховьях Джиды. Они интрузируют метаморфические и магматические образования архея, протерозоя, венда и кембрия. Интрузивы размещены в основном по периферии раннекаледонских Боксон-Сархойского, Саган-Сайрского и Хамсаринского геосинклинальных прогибов среди докембрийских пород. Большая часть массивов тяготеет к зонам крупных разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания, что подчеркивается ориентировкой их длинных осей согласно простиранию региональных разломов.

Ф.П. Митрофанов /1962/ на основании изучения Сархойского и Мункусардыкского плутонов в составе комплекса выделил три фазы: 1) плагиогра-

ниты, плагиогранодиориты, кварцевые диориты и диориты; 2) адамеллиты и граниты; 3) порфиroidные граниты, граносиениты и кварцевые сиениты. Судя по петрографическому описанию, породы первой фазы практически не отличимы от таких же пород таннуольского (сумсунурского) комплекса. Следует заметить, что плагиограниты и диориты не обнаружены в других массивах, что также может косвенно указывать на их принадлежность к другому (в данном случае — таннуольскому) комплексу. Между гранитоидами второй и третьей фаз, согласно Ф.П. Митрофанову, установлены как интрузивные контакты, так и постепенные переходы. Постепенные границы между гранодиоритами (адамеллитами) наблюдаются в Яхошопском, Мондинском и Самсальском массивах. Однако в большинстве случаев порфиroidные граниты и граносиениты образуют самостоятельные массивы. Дайковые и жильные породы развиты широко и установлены в большинстве массивов. Они представлены мелкозернистыми биотитовыми и двуслодяными гранитами, гранит-порфирами, аплитами, пегматитами, редко диоритовыми порфиритами и лампрофирами. В ряде мест (реки Шагайтэ-Гол и Саган-Шулут, верховье р. Харагун, низовье р. Хойто-Гол) выявлены небольшие мелкие массивы и дайки амазонитовых гранитов и гранит-порфиров, которые прорывают массивы крупнозернистых и порфиroidных гранитов и представляют собой, по мнению И.В. Гордиенко, дополнительные интрузии сархойского комплекса. На принадлежность данных пород к сархойскому комплексу косвенно указывают пространственная совмещенность интрузий амазонитовых и порфиroidных гранитов, а также наличие амазонитов в камерных пегматитах, залегающих в порфиroidных гранитах.

Петрографическая характеристика пород сархойского комплекса приведена в работах Ф.П. Митрофанова /1962/ и других исследователей.

Граниты — наиболее широко распространенные породы комплекса. Они характеризуются обычно средне- и крупнозернистым, часто порфиroidным (главная фаза) сложением, массивными, редко трахитоидными текстурами. Среди них встречаются двуполевошпатовые граниты с различными количественными отношениями между кислым плагиоклазом (альбит-олигоклазом) и калишпатом, представленным решетчатым микроклином или микроклин-пертитом. Плагиоклаз обычно идиоморфный по отношению к калишпату, нередко корродируется последним. По количественному соотношению между калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами выделяются плагиоклаз-микроклиновые (нормальные граниты), микроклин-плагиоклазовые (адамеллиты) и существенно микроклиновые граниты и аляскиты. Темноцветные минералы обычно представлены биотитом. Роговая обманка установлена в гранитах из эндоконтактов массивов, залегающих в высокоосновных породах (амфиболитах, порфиритах, известняках), мусковит — в жильных гранитах. Для гранитов характерен поздний альбит (автометасоматический), нередко нацело замещающий плагиоклаз и микроклин. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, сфен, циркон, ксенотим, флюорит, ортит. Диориты, гранодиориты и кварцевые сиениты, обычно представляющие породы эндоконтактных фаций, отличаются от гранитов лишь по количеству кварца и микроклина.

В гранитах обычно калий преобладает над натрием. Породы нередко пересыщены алюминием, имеют также малую величину параметра b , т.е. породы в основном лейкократовые. По своим петрохимическим характеристикам породы сархойского комплекса близки к породам огнитского, дабанского и особенно зазинского комплексов. Отличие сархойского комплекса от огнитского заключается в малом количестве щелочных разностей гранитов и сиенитов.

Возрастные соотношения между сархойским и огнитским комплексами не установлены, так как в пределах Восточного Саяна между ними нет четких контактов.

По мнению И.В. Гордиенко, сархойский, огнитский и другие среднепалеозойские комплексы образуют единую формацию пород сиенит-граносиенит-гранитного состава.

Огнитский комплекс. В юго-восточной части Восточного Саяна, особенно в Окинском хребте, Сорокских и Бельских гольцах, широко распространены интрузии субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов огнитского комплекса, к которому традиционно относились преимущественно субщелочные и щелочные породы, включая нефелинсодержащие разновидности.

Комплекс описываемого района довольно подробно охарактеризован в работах И.В. Гордиенко /1969/, В.П. Костюка, Т.Ю. Базаровой /1966/, П.В. Дубинина, А.П. Рик, В.И. Пелепягина, В.С. Грачева, О.К. Кожевникова, А.А. Захарова и др. Породы комплекса образуют ряд крупных (до 100-500 км²) гипабиссальных плутонов (Арсайский, Барун-Гольский, Сорокский, Сеншинский и др.), контролируемых разломами и залегающих обычно дискордантно по отношению к байкальским и раннекаледонским структурам. В целом для комплекса характерны большое разнообразие петрографического состава пород (граниты, кварцевые сиениты и сиениты, вплоть до нефелинсодержащих), тесная пространственная связь и взаимные переходы между субщелочными и щелочными разновидностями. Все это затрудняет выделение отдельных фаз. Более ранними являются биотитовые и биотит-роговообманковые сиениты, кварцевые сиениты, нордмаркиты, щелочные и нефелиновые сиениты. Позднее их формировались рибекитовые, эгириновые, рибекит-эгириновые граниты, лейкократовые кварцевые сиениты, мелкозернистые лейкократовые граниты и аляскиты. Встречаются редкие дайки и жилы гранит-порфиров, сиенит-порфиров, аплитов, пегматитов, альбититов. Кроме того, формирование интрузивных образований сопровождалось пневматолит-гидротермальными и гидротермальными процессами, выразившимися в развитии кварцевых, рибекит-альбитовых и флюоритовых жил, зон окварцевания, альбитизации, флюоритизации.

Среди пород огнитского комплекса в юго-восточной части Восточного Саяна преимущественно развиты щелочные (рибекитовые, эгириновые и рибекит-эгириновые) граниты, лейкократовые граносиениты и кварцевые сиениты, роговообманковые и биотит-роговообманковые сиениты, нордмаркиты, граносиениты, монзониты.

Рибекитовые, эгириновые и рибекит-эгириновые граниты среди пород комплекса занимают значительный объем. Они широко распространены в Урда- и Хойто-Окинском междуречье, в северном крыле Окинского разлома. Здесь они образуют субширотную полосу шириной до 10 и протяженностью до 100 км, которая тяготеет к полю развития вулканических пород трахилипаритовой формации, отчетливо их прорывая. Отдельные небольшие массивы этих пород наблюдаются в Сорокских гольцах, в верховье р. Сенца и других местах.

Рибекитовые, эгириновые и рибекит-эгириновые граниты макроскопически друг от друга неотличимы и встречаются обычно совместно. Породы серого цвета, имеют средне- и мелкозернистое, в эндоконтактах - неравномернозернистое сложение. Вытянутые призматические черные с перламутровым блеском кристаллы рибекита и игольчатые темно-зеленые кристаллики эгирина хорошо видны макроскопически (до 5-10% общего объема породы). Встречаются лейкократовые разновидности без видимых темноцветных минералов (аляскиты). В основной массе рибекитовые и рибекит-эгириновые граниты состоят из калишпат-пертитов (пертиты распада и замещения - 45-60%), кварца двух генераций (20-25%), плагиоклаза (10-15%), щелочных темноцветных (5-10%) и второстепенных минералов (до 1%). Отмечаются также циркон, сфен, флюорит, ксенотим, ильменит, биотит, магнетит, гематит, пирит.

Лейкократовые граносиениты и кварцевые сиениты встречаются обычно совместно с рибекитовыми и рибекит-эгириновыми гранитами. Они отличаются от гранитов почти полным отсутствием темноцветных минералов и сравнительно малым количеством кварца (10–15%). Это серые, дымчато-серые, коричневатые и розовато-серые среднезернистые, редко крупнозернистые, лейкократового облика породы массивной текстуры. Макроскопически на фоне основной массы породы, сложенной калиевыми полевыми шпатами (70–80%), выделяются мелкие (до 1–2 мм) округлые зерна кварца (5–15%) и скопления хлоритизированного биотита, роговой обманки, флюорита и рудного минерала, придающие породе пятнистый облик.

Под микроскопом породы обнаруживают гипидиоморфно-зернистую, нередко ксеноморфно-зернистую и трахитоидную структуры. Между таблитчатыми зернами микропертита располагается ксеноморфный агрегат, состоящий из зерен кварца, новообразований альбита, серицитизированных олигоклазов, биотита, хлорита, субщелочной роговой обманки и рудного вещества. Породы часто катаклазированы и кварцованы в виде мелких кварцевых прожилков. Акцессорные минералы – титаномagnetит, циркон, ортит, ксенотим, апатит, сфен, флюорит.

Среди существенно лейкократовых разновидностей граносиенитов и кварцевых сиенитов наблюдались биотитовые и биотит-роговообманковые породы. Количество темноцветных минералов в них до 20–30%. Они обычно наблюдаются вблизи ксенолитов нижнепалеозойских габброидов и связаны с лейкограносиенитами постепенными переходами. Подмечено, что они всюду наблюдаются среди нижнепалеозойских габброидов или верхнепалеозойских терригенно-карбонатных образований. Такое окружение сказывается в первую очередь на минеральном составе интрузивных пород. Часто встречаются контаминированные разновидности с высоким содержанием темноцветных минералов (до 30–40%) и почти полным отсутствием кварца. В значительно эродированных массивах обычно центральные части сложены более лейкократовыми породами сиенитового ряда, а периферия – различными мезо- и меланократовыми разновидностями с более высоким содержанием темноцветов и кварца (граносиенитами, гранитами). Крупнозернистые роговообманковые сиениты при приближении к контакту с вмещающими породами переходят в мелкозернистые биотит-роговообманковые граносиениты.

Роговообманковые и биотит-роговообманковые сиениты и граносиениты, содержащие в различном сочетании калиевые полевые шпаты и темноцветы (почти всегда с небольшой примесью кварца), широко распространены и в других массивах. Среди них отмечаются разновидности, содержащие авгит (акериты), а также крупнозернистые породы (нордмаркиты), сложенные идиоморфными пелитизированными кристаллами микропертита (80–85%), субщелочной и щелочной (рибекит) роговой обманкой (10–15%), кварцем (5–7%), апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом. Нордмаркиты обычно встречаются в центральных частях плутонов.

Сиениты и граносиениты с высоким содержанием роговой обманки (30–40%), часто с примесью биотита, магнетита и флюорита, широко распространены вдоль Харагольского разлома, где в обилии встречаются ксенолиты нижнепалеозойского габбро. Здесь среди них появляются гибридные разновидности с высоким содержанием (до 30%) плагиоклазов (обычно андезин), промежутки между которыми заполнены микропертитом и микроклин-пертитом с отдельными зернами кварца и зеленой роговой обманкой (кварцевые монциты).

Биотитовые и биотит-роговообманковые, существенно микроклиновые граниты образуют обособленную группу пород. На современном эрозионном срезе граниты слагают штокообразные тела неправильной формы, реже встре-

чаются дайки мощностью до 20 м и протяженностью 100–200 км, а также жилы- и пегматитоподобные тела кварц-полевошатового состава.

Интрузии описываемых гранитов распространены во многих местах. Часто они только начинают вскрываться эрозией и содержат в кровле ксенолиты нижнепалеозойских габброидов, а также жилы аплитов, прорывающих щелочные граниты и сиениты. Сравнительно большой эрозионный срез имеют массивы гранитов южнее Окинского глубинного разлома, в Сорокских гольцах и в верховье р. Хойто-Ока.

По внешнему облику граниты розовато- и желтовато-серые, коричневатые-красноватые, мясо-красные, преимущественно крупнозернистые (даже пегматоидные), часто порфиридные, реже – среднезернистые и аплитовидные. Несмотря на различие структур, минеральный состав гранитов варьирует в небольших диапазонах: микроклин, иногда микроклин-пертит (60–65%), кварц (25–30%), биотит, роговая обманка, магнетит, аплит, циркон, сфен, флюорит, ортит. Вторичные минералы: хлорит, эпидот, серицит.

В Барун-Гольском и Сорокском массивах установлены неправильные тела, сложенные типичными сиенитами. Они ассоциируют здесь с описанными выше существенно микроклинными гранитами, часто имеют с ними постепенные переходы. Редко встречаются самостоятельные тела. Сиениты представлены средне- и крупнозернистыми, нередко порфиридными разновидностями грязно-розового и буроватого цвета. Встречаются роговообманковые, биотитовые, биотит-роговообманковые, пироксеновые, щелочные (арфведсонитовые) и лейкократовые сиениты с переходом в граносиениты и граниты. Светлая часть породы сложена решетчатым микроклином, часто интенсивно пертитизированным (70–90%), и небольшим количеством кварца и альбита. Из акцессорных минералов следует отметить титаномагнетит, магнетит, циркон, апатит, ортит, редко сфен, ксенотим. Эпимагматические изменения пород проявлены слабо, чаще всего это выражается в альбитизации калиевых полевых шпатов до образования альбитовых сиенитов.

Для огнитского интрузивного комплекса характерны нефелиновые сиениты. В юго-восточной части Восточного Саяна известно 10 массивов этих пород. Все они размещены в крыльях крупного Окинского антиклинория, сложенного терригенно-вулканогенными и карбонатными отложениями позднего протерозоя и кембрия и осложненного разломами. К северо-западному и северному крыльям антиклинория приурочены Нюрганский, Хэлгэнский, Жахнинский, Усатый-Жахнинский, Ута-Жалгинский, Удачный, к восточному и юго-восточному крыльям – Хайтинский, Ботогольский, Хушагольский, Убэр-Баргутэйский массивы. Все массивы контролируются зонами северо-западных разломов, сопряженных с Окинским и Сархойско-Оспинским глубинными разломами.

Массивы нефелинсодержащих пород расположены преимущественно среди известняков монгошанской свиты и образуют автономные штокообразные дискордантные тела. Реже встречаются небольшие шпировидные обособления и эндоконтактные участки нефелинсодержащих пород в апикальных частях массивов, сложенных щелочными и щелочно-земельными гранитами и сиенитами (Нюрганский, Усатый-Жахнинский). Все массивы нефелиновых сиенитов имеют небольшие размеры. Самый крупный из них – Ботогольский – занимает площадь около 10 км². Большая часть его сложена пироксеновыми или пироксен-биотитовыми нефелиновыми сиенитами в ассоциации со щелочными сиенитами. Помимо этого присутствуют пироксениты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты. В Хушагольском, Убэр-Баргутэйском и Жахнинском массивах распространены главным образом пироксеновые нефелиновые и щелочные сиениты. В Нюрганском массиве установлена постепенная смена пород от нормаль-

ных гранитов к кварцевым сиенитам с отчетливой щелочной тенденцией и далее — к щелочным и нефелиновым сиенитам. Наблюдается пространственная и генетическая связь щелочных пород Нюрганского и других щелочных массивов с сиенит-граносиенит-гранитной формацией района.

Районы распространения щелочных пород в этом регионе относительно слабо изучены и поэтому возможность обнаружения новых массивов нефелин-содержащих пород здесь остается еще большой. Их поиски очень важны, потому что с данными массивами здесь связано не только графитовое месторождение (Ботогодское), но и ряд интересных рудопроявлений.

Дайки и жилы, связанные с образованием огникового комплекса пород, встречаются сравнительно редко. Наиболее распространены дайки лейкократовых щелочных гранитов и граносиенитов с рибекитом и эгирином (гроссидиты и сельвсбергиты), лейкосиениты, бостониты, а также жилы сиенит-аллитов, сиенит-пегматитов с рибекитом и редкими минералами. Реже встречаются жильные тела альбититов. Мощность даек и жил небольшая (0,1–3 м), а протяженность порядка 10–100 м.

В заключение следует отметить, что для Восточного Саяна, в том числе и для Западного Хамар-Дабана, остается открытым вопрос о возрасте и формационной принадлежности амазонитовых и редкометалльных гранитов субщелочного и щелочно-земельного ряда (самсальский, битуджидинский и другие комплексы). В настоящее время не ясно, являются ли они самостоятельным комплексом либо составляют одну из фаз сархойского или огникового интрузивных комплексов. По мнению И.В. Гордиенко, их необходимо выделять в особый тип интрузий сиенит-граносиенит-гранитной формации среднего палеозоя.

Дабанский комплекс обнажается в бассейне р. Джиды и представляет сиенит-граносиенит-гранитную формацию. Этот комплекс гранитоидов среднепалеозойского возраста выделен сравнительно недавно из состава многофазного джидинского интрузивного комплекса.

Многие исследователи отмечали, что в строении полихронного джидинского интрузивного комплекса участвуют две и более самостоятельные группы гранитоидов. В частности, Е.Н. Смолянский /1961/ указывал, что среди палеозойских гранитоидов Джидинского района можно выделить до пяти комплексов. При этом два более поздних комплекса (1-й — порфировидные биотитовые граниты, изредка кварцевые сиениты, сиениты и гранодиориты и 2-й — лейкократовые розового цвета граниты, переходящие в граносиениты и сиениты), по его мнению, могут оказаться герцинскими.

З.И. Петрова /1972/, изучавшая петрологию и геохимию многофазного джидинского интрузивного комплекса, выделяет в этом комплексе две самостоятельные группы пород, существенно различающиеся по вещественному составу и условиям формирования. Ранняя группа пород, отвечающая первой фазе джидинского комплекса, по химизму относится к щелочно-земельному ряду и является продуктом кристаллизации гибридной магмы кварц-диоритового состава, поздняя группа пород (вторая и третья фазы комплекса) субщелочного ряда образовалась в результате кристаллизации граносиенитовой магмы.

А.Н. Дистанова /1971/ в результате изучения вещественного состава и формационного расчленения гранитоидов в пределах Джидинского синклинария выделила наряду с более ранними нижнепалеозойскими габбро-норитовыми и тоналит-диоритовыми комплексами более молодой гранит-граносиенитовый комплекс условно среднепалеозойского возраста, названный ею дабанским (Дабанский, Инкурский, Зимкинский и другие массивы).

Детально изученный А.Н. Дистановой /1971/ Дабанский плутон в плане имеет сложные извилистые очертания, площадь его не менее 600 км². Южная и юго-западная части плутона уходят на территорию МНР. Он четко про-

рывает фаунистически охарактеризованные ниже-среднекембрийские отложения хохортовской и джидинской свит, а также нижнепалеозойский тоналит-гранодиоритовый комплекс и в свою очередь перекрывается кислыми и основными вулканитами условно нижнемезозойского возраста. Кроме Дабанского плутона к гранит-граносиенитовому дабанскому комплексу А.Н. Дистанова отнесла ряд более мелких массивов, залегающих или внутри тоналит-гранодиоритовых массивов, или среди осадочно-вулканогенных толщ нижнего - среднего кембрия (Зимкинский, Шабартаевский и др.). Все они имеют с вмещающими породами четкие и резкие контакты, в экзоконтактах устанавливаются роговики и зоны закалки. Площадная диоритизация и метасоматоз, свойственные тоналит-гранодиоритовым плутонам, для массива дабанского комплекса не характерны. В составе дабанского комплекса этого района выделены граносиениты, граниты, кварцевые сиениты, сиениты. В главной массе плутоны сложены постепенно сменяющими друг друга лейкократовыми биотитовыми граносиенитами и гранитами, причем граносиениты преобладают. Меньше развиты биотит-роговообманковые кварцевые сиениты и сиениты. В большинстве случаев между указанными породами наблюдаются постепенные переходы. Однако встречаются и обособленные более поздние тела однородных и выдержанных по составу лейкократовых биотитовых гранитов, относящиеся, по-видимому, к дополнительной интрузии. Жильная серия дабанского комплекса представлена немногочисленными аплитовидными и пегматоидными аляскитовыми гранитами.

Характерные черты внешнего облика гранит-граносиенитового дабанского комплекса, по А.Н. Дистановой, - это ярко-розовая благодаря существенно калиево-полевошпатовому минеральному составу окраска, порфиroidные неравномерно-зернистые, часто средне- и мелкозернистые структуры и массивные текстуры. Повышенные содержания цветных минералов появляются лишь в породах эндоконтактовой фации. В таких случаях нередко наблюдаются порфиroidные разности кварцевых сиенитов и граносиенитов серого и серовато-сиреневого цвета, близкие по структуре к кварцевым сиенит-порфирам.

Главная масса гранитоидов дабанского комплекса Джидинского синклиниория состоит из пертитового и антипертитового калиевого полевого шпата (40-70%), содержания плагиоклаза (№ 13-29) не превышают 20-25, кварца - от 30-40 до нескольких процентов. Количество цветных минералов (главным образом биотита, реже - роговой обманки) не превышает 5-10%. По химическому составу породы гранит-граносиенитовой формации этого района соответствуют щелочным гранитам и щелочно-земельным сиенитам по Дэли, приближаясь к составу нордмаркита. Более щелочной состав имеют некоторые разновидности пород Шабартаевского массива, площадь которого около 200 км². Здесь встречаются сиениты и кварцевые сиениты со щелочными темноцветными минералами (рибекит).

Породы Шабартаевского, Хамнейского и других массивов, расположенных в центральной части Джидинского синклиниория, характеризуются низким содержанием кварца, повышенным содержанием летучих, особенно фтора, и неустойчивостью минеральных парагенезисов /Петрова, 1972/.

Гранитоиды дабанского комплекса широко развиты вдоль северо-восточного крыла Джидинского синклиниория в пределах Улегчинского выступа. Здесь они слагают крупный (более 500 км²) Улегчинский массив и ряд более мелких массивов по правобережью Джиды. Они менее изучены и, по существу, условно выделяются из гранитоидов нижнепалеозойского джидинского комплекса.

В нижнем течении Джиды к дабанскому комплексу И.В. Гордиенко отнесены Баянский, Тосархойский, Енхорский и находящийся на его продолжении Боргойский массивы.

Баянский массив (площадь более 200 км²) детально изучался при геолого-съемочных работах (Г.И. Храмов, Д.Д. Сагалуев, Ю.М. Холод и др.). В его составе выделено большое количество разнообразных и разновозрастных пород. Г.И. Храмов, впервые проводивший здесь детальные исследования, в составе Баянского массива выделил две самостоятельные интрузии гранитоидов: нижнепалеозойскую и верхнепалеозойскую. В последующем Ю.М. Холод и В.П. Маняхин все гранитоиды и габброиды этого района, за исключением более молодых небольших массивов щелочных сиенитов и сиенит-порфиров, объединили в один джидинский интрузивный средне-верхнепалеозойский комплекс. В 1973-1974 гг. гранитоиды и вулканиты этого района изучал И.В. Гордиенко. В результате было установлено, что разрозненные тела габбро, габбро-норитов, диоритов, тоналитов и плагиогранитов, часто микроклинизированных, слагающих фрагменты крупного в прошлом батолита, относятся к нижнепалеозойскому тоналит-гранодиоритовому (собственно к джидинскому) комплексу. Основная масса более молодых пород (представленная ранними серыми и розовато-серыми, крупно- и среднезернистыми биотитовыми, биотит-роговообманковыми, пироксеновыми, существенно калишатовыми сиенитами, кварцевыми сиенитами со шпировидными обособлениями и небольшими телами нефелиновых сиенитов и более поздними розовато-серыми средне- и крупнозернистыми, иногда порфиroidными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами, мелкозернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами) относится к дабанскому интрузивному комплексу среднего палеозоя.

Кварцевые сиениты и сиениты имеют одинаковый минеральный состав и различаются только по содержанию кварца, количество которого колеблется от 5 до 15%. Они сложены микроклин-пертитом (40-60%), альбит-олигоклазом (10-25%), кварцем (5-15%), биотитом (3-5%), роговой обманкой (до 5%). В нефелиновых сиенитах появляются нефелин (20-30%), альбит (5-20%), эгирин (до 5-10%), рибекит (до 5%). Акцессорные минералы - апатит, циркон, сфен, флюорит, рудный минерал. Вторичные минералы - серицит, хлорит, лейкоксен, поизит. Структура этих пород глипидиоморфно-зернистая, реже - порфиroidная. Граниты сложены розовым и розовато-красным калиевым полевым шпатом (40-50%), кварцем (20-25%), плагиоклазом (до 10%), биотитом (5-10%), роговой обманкой (до 5%). Более широко распространены среднезернистые граниты. Мелкозернистые лейкократовые и биотитовые граниты образуют небольшие тела (например, в районе р. Чемуртаевка).

Енхорский массив (площадь около 300 км²) приурочен к ядру антиклинали, имеющей северо-восточное простирание. На юго-востоке массив прорывает протерозойские гнейсы и сланцы Кяхтинского поднятия, а на западе и северо-западе контактирует преимущественно по разломам с пермо-карбонными осадочно-вулканогенными отложениями гузанской свиты. Среди пород, слагающих массив, установлены лейкократовые сиениты, граносиениты, кварцевые, биотитовые, арфведсонитовые, роговообманковые сиениты, сиенит-диориты, нефелиновые и либнеритовые сиениты, реже встречаются лейкократовые и биотитовые неравномерно-зернистые граниты. Отмеченные разновидности пород связаны друг с другом постепенными переходами. Породы массива часто имеют порфиroidную структуру, гнейсовидную текстуру. Порфиroidные выделения представлены калинатовыми полевыми шпатами, амфиболами и биотитом.

Гнейсовидная текстура пород обычно наблюдается вблизи многочисленных ксенолитов гнейсов и сланцев. Нефелинсодержащие породы наблюдаются в виде небольших гнезд, неправильной формы тел и шпировидных обособлений среди биотитовых и роговообманковых сиенитов, с которыми образуют постепен-

ные переходы. В пределах Енхорского массива широко проявились метасоматические (микроклинизация, альбитизация, нефелинизация и др.) процессы, изменившие первоначальный облик многих пород. Близкими по строению и вещественному составу к Енхорскому плутону являются Тосархойский и Боргойский массивы.

Тосархойский массив (площадь около 40 км²) сложен преимущественно биотитовыми сиенитами, среди которых встречаются небольшие, неправильной формы тела рибекитовых, арфведсонитовых и нефелиновых сиенитов. Редко встречаются дайки сиенит-аплитов, альбитизированных тингуаитов и единичные жилы щелочных пегматитов с эвдиалитом.

Боргойский массив (площадь более 300 км²) сложен пестрой гаммой пород диорит-гранит-сиенитового состава. Н.С. Андрухин здесь выделяет три фазы. В первую фазу внедрились мелко- и среднезернистые диориты, серые и темно-серые биотитовые, биотит-амфиболовые и биотит-эгириновые сиениты. Во вторую фазу образовались мелко-, средне- и крупнозернистые лейкократовые буровато-серые и серые сиениты и граносиениты и в третью - мелко- и среднезернистые лейкократовые, реже - биотитовые граниты. В пределах массива наблюдаются редкие дайки и мелкие тела аплитов, гранит-порфиоров и мелкозернистых гранитов и сиенитов.

Далее на северо-восток небольшие массивы гранитоидов дабанского комплекса "смыкаются" с подобными породами зазинского интрузивного комплекса.

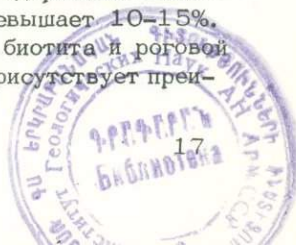
4613 Как уже отмечалось, породы гранит-граносиенитового состава дабанского комплекса существенно отличаются от тоналит-диоритового интрузивного комплекса и близки по некоторым признакам к гранитной группе пород описанных выше сархойского и огнитского комплексов. Поэтому следует особо остановиться на характерных особенностях дабанского интрузивного комплекса, установленных А.Н. Дистановой /1971/, И.В. Гордиенко и др. /1978/.

1. Граниты и граносиениты комплекса отличает преимущественно ярко-розовая и мясо-красная окраска, обусловленная существенно калишпатовым составом этих пород. Однако в сиенитах, особенно в кварцевых сиенитах эндоконтактной фаши, полевые шпаты чаще имеют пепельно-серый, серо-голубой, серо-сиреневый и желтовато-розовый (нефелиновые сиениты) цвет.

2. Калишпат в отличие от лишнего пертитов микроклина раннепалеозойских гранитоидов представлен пертитовыми и антипертитовыми разностями и соответствует по оптическим константам неупорядоченному микроклину с большим разбросом значений угла оптических осей (70-84°). Характерно сложное строение порфировых выделений - зональные и концентрически зональные полевые шпаты с альбит-олигоклазовым, олигоклазовым или антипертитовым ядром, постепенно сменяющимся к краям неправильной каймой калишпат-пертита. Местами альбит-олигоклаз и антипертит слагают лишь промежуточную зону, а ядро и края представлены при этом калишпат-пертитом. Встречаются и однородные калишпат-пертитовые порфировые выделения.

3. Содержание плагиоклаза довольно низкое (до 20%), особенно в гранитах и аляскитах. Главная масса плагиоклаза (альбит-олигоклаза) не образует самостоятельных зерен, а слагает ядра в порфировых выделениях калишпата. Иногда присутствуют альбит и альбит-олигоклаз второй генерации, образующий пертиты замещения. В эндоконтактах количество и основность плагиоклаза увеличиваются.

4. Отмечается значительная лейкократовость пород. Содержание темных минералов (в основном биотита и амфибола) не превышает 10-15%. По своим особенностям эти минералы четко отличаются от биотита и роговой обманки раннепалеозойских гранитоидов. Роговая обманка присутствует преи-



мушественно в породах эндоконтактовой фации; по сравнению с роговой обманкой раннепалеозойских гранитоидов она менее железиста.

5. Характерная особенность дабанского интрузивного комплекса – присутствие в его составе щелочных (рибекитовых, арфведсонитовых, эгириновых, в том числе нефелинсодержащих) гранитоидных пород.

6. На контактах с вмещающими терригенно-осадочными породами плутоны дабанского комплекса образуют неширокие ореолы ороговикования и перекристаллизации. В апикальных частях плутонов, особенно там, где сохранились останки раннепалеозойских и более древних гранитоидов, наблюдаются небольшие зоны калишпатизированных пород. Все это указывает на интрузивную природу плутонов и малоглубинные условия их формирования.

7. По химическому составу породы комплекса близки к группе щелочных гранитов и сиенитов. Они слабо пересыщены, а сиениты иногда недосыщены кремнеземом и богаты щелочами. Калий преобладает над натрием. В отличие от раннепалеозойских гранитоидов они имеют лейкократовый облик и более высокую железистость.

Возраст дабанского интрузивного комплекса принимается И.В. Гордиенко среднепалеозойским на том основании, что граниты и сиениты этого комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения (хохюртовская свита), а также условно кембрийские образования (иройская свита) и раннепалеозойский джидинский комплекс. С другой стороны, гранитоиды дабанского комплекса (Баянский, Енхорский и другие массивы) находятся в гальке базальных конгломератов гунзанской осадочно-вулканогенной свиты средне-позднекарбонového – раннепермского возраста /Гордиенко, 1976а/.

Ближайшими аналогами дабанского комплекса в пограничных районах Северной Монголии являются гэсский /Амантов, 1975/ и нумургинский /Павленко и др., 1974/ сиенит-гранитовые комплексы, возраст которых устанавливается довольно определенно как ранне-среднедевонский. Подобные интрузии были описаны выше в составе сархойского и огнитского интрузивных комплексов Восточного Саяна.

Следует особо подчеркнуть, что если в Восточном Саяне и в Северной Монголии установлена комагматичность среднепалеозойских гранитов и девонских вулканитов, то в бассейне р. Джиды достоверных девонских вулканитов пока не найдено, хотя гипабиссальная и субвулканическая природа дабанского комплекса доказана.

Зазинский комплекс. Гранитоиды, относимые к зазинскому комплексу, включались ранее в состав витимканского и джидинского комплексов. В витимканский комплекс объединялись достаточно разнородные породы: кварцевые монзониты и граниты, светло-серые слабо гнейсовидные граниты, розовые преимущественно лейкократовые граниты, развитые на Витимском плоскогорье. Б.А. Литвиновский и А.Н. Занвилевич /1972/ показали, что розовые граниты, обнажающиеся в южной части указанной площади, имеют более молодой послераннепалеозойский возраст.

Аналогичные породы широко развиты на соседних территориях, в частности в междуречье Уды и Турки. При геологическом картировании такие гранитоиды еще в начале 60-х годов рядом исследователей (А.А. Крупским, М.А. Колосовым и др.) выделялись в самостоятельный "послебаргузинский" комплекс. Но поскольку он именовался "витимканским" или "джидинским", представления о его содержании и объеме оставались неопределенными. Позднее для бассейна нижнего течения Курбы рассматриваемые образования были выделены в объеме, соответствующем теперешнему зазинскому комплексу, и в отличие от витимканского и джидинского названы Ф.Г. Рейфом "средне-

верхнепалеозойским". Действительно, использование названия "джидинский комплекс" для рассматриваемых образований нецелесообразно. Выше показано, что в последние годы в эталонном для джидинского комплекса районе, на юге Бурятии, получены убедительные данные, свидетельствующие о необходимости выделения гранитоидов, аналогичных обсуждаемым породам, из состава джидинского в самостоятельный интрузивный комплекс. В верховьях р. Джиды он назван дабанским. Поэтому Б.А. Литвиновским, Ф.Г. Рейфом и другими был выделен новый, средне-позднепалеозойский интрузивный комплекс. В 1972 г. он получил название "зазинского", поскольку достаточно полный набор пород этой группы был известен в бассейне р. Заза.

Детальное изучение гранитоидов зазинского комплекса проводилось Ф.Г. Рейфом /1976/, Б.А. Литвиновским, А.Н. Занвилевич /1976/. Приводимое ниже описание дается по материалам этих исследований.

Гранитоиды зазинского комплекса развиты на территории Восточного Прибайкалья, Витимского плоскогорья, Западного Забайкалья. Суммарная площадь массивов составляет около 24 тыс. км². Пространственное их распределение весьма неравномерное (см. рис. 2). Намечаются два района, резко отличающиеся масштабами и формой проявления среднепалеозойского интрузивного магматизма. Граница между ними ориентирована в северо-восточном направлении и проходит от нижнего течения Селенги по северным склонам хр. Улан-Бургасы в район с. Романовка. К северу от этой границы граниты зазинского комплекса залегают в виде сравнительно немногочисленных мелких (10–300 км²) массивов, к югу от нее наряду со множеством небольших тел широко распространены крупные плутоны (км²): Зазинский (около 3200), Курбинский (3100), Джидотойский (более 2600), Нижнеудинский (1500), Селенгинский (2200) и Убукунский (около 3000).

В размещении интрузивных тел существует определенная закономерность, наиболее четко проявленная в северной из указанных зон. На левобережье р. Баргузин, на Витимо-Амалатском междуречье, в верховье р. Ципа массивы гранитов расположены цепочками, во многих случаях имеют вытянутую форму, чем подчеркивается линейность вмещающих структур. Ориентировка последних, как правило, северо-восточная (60–70°), реже – субширотная. К югу от хр. Улан-Бургасы, в области широкого распространения крупных плутонов, цепочечное расположение массивов проявлено не столь очевидно, хотя в низовьях Селенги и среднем течении Курбы оно очевидно. И здесь некоторые плутоны или их отдельные части также имеют линейно вытянутую форму, что свидетельствует о существенной, если не ведущей, роли разломов в локализации интрузивных тел. Эта роль, однако, не ограничивается тем, что разрывные нарушения, по всей видимости, определяли пути миграции магмы. Особенности строения некоторых массивов указывают на участие разрывной тектоники и в формировании магматических камер. Так, в различных частях Курбинского плутона и других массивов наблюдается густая сеть разнонаправленных апофиз мощностью от дециметров до 300 м, которые образуют в экзоконтакте широкие (до 3 км) зоны "мегабрехчий". Отсутствие признаков катаклаза пород в зальбандах апофиз указывает на то, что внедрение расплавов происходило в условиях растяжения, при которых могли образоваться полости значительных размеров. Следовательно, разрывы играли существенную роль на всех этапах формирования интрузивных масс гранитоидов зазинского комплекса.

Большая часть массивов комплекса сформировалась в две фазы, иногда породы второй фазы образуют самостоятельные тела.

Породы первой (главной) фазы комплекса представлены двумя основными разновидностями: гранитами и кварцевыми сиенитами. Практически во

всех массивах комплекса, независимо от их размеров и местоположения, устанавливаются одна или обе разновидности пород.

Граниты — розовые массивные средне- или крупнозернистые, большей частью равномерно-зернистые лейкократовые породы, приобретающие иногда мезократовый или аляскитовый облик. Структура их гипидиоморфно-зернистая, реакционные соотношения между минералами не типичны. В гранитах калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, который тем не менее в типичных разновидностях всегда индивидуализирован. Судя по углу оптических осей ($-2V=70-80^\circ$), калишпаты в большинстве случаев представлены триклинным ортоклазом или микроклином, однако наличие двойниковой решетки для них в целом не характерно. Пертитовое строение обнаруживается практически всегда, но распределение пертитовых вростков часто бывает неравномерным. Кварц серый, иногда почти черный, как правило ксеноморфный. Бурый биотит обычно является единственным темноцветным минералом.

Кварцевые сиениты — средне- и крупнозернистые, часто грубозернистые массивные породы лейко- или мезократового облика, розового, желтовато-розового, ярко-розового цвета гипидиоморфно-зернистой структуры. Микроклин-пертит нередко обнаруживает зональное строение. Кварц ксеноморфный, иногда выполняет интерстиции между таблитчатыми кристаллами полевых шпатов в составе мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) практически всегда индивидуализирован. Бурый биотит и зеленая роговая обманка во взаимном срастании.

Взаимопереходы между гранитами и кварцевыми сиенитами постепенные. Часто в краевых частях массивов эти породы переходят в мелкозернистые порфиридные разновидности, иногда приобретают облик невадитов, т.е. порфиридных пород с микрогранитовой или микроаплитовой основной массой, реже — лейкократовые пироксеновые диориты и сиениты.

Породы второй фазы слагают много массивов, контролируемых, как правило, разрывными нарушениями и имеющих поэтому четко выраженную линейную ориентировку. Большая часть штоков имеет маленькие размеры (до 1×5 км). Однако отдельные тела довольно велики. Самый крупный Шараталинский массив при ширине 3–12 км прослеживается на расстоянии 50 км.

Преобладающим, а во многих телах единственным, типом пород являются розовые, розовато-серые массивные мелкозернистые биотитовые граниты лейкократового облика. Менее распространены мелкозернистые аляскиты аплитовой структуры, почти полностью лишенные цветных минералов, и мезократовые граниты, обогащенные биотитом, а иногда содержащие и роговую обманку. Между указанными разновидностями существуют постепенные переходы, и в поле преобладающего развития одной из них всегда наблюдаются локальные переходы в другие. Как правило, контаминированные разновидности появляются на участках прорывания гранитами основных пород или метаморфитов, богатых основаниями, причем некоторое повышение основности плагиоклаза (до № 20 против обычных № 17–18) свидетельствует о том, что наряду с механическим загрязнением магмы ксеногенным материалом имело место его частичное расплавление. Однако четкие эндоконтактные зоны лейкодиоритового и сиенитового состава в апофизах рассматриваемых гранитов отсутствуют, что, видимо, связано с быстрой кристаллизацией расплава (отсюда и мелкозернистое сложение гранитов). Аляскиты преобладают во внутренних частях массива и встречаются на контактах с более древними гранитоидами.

Обособленную группу пород в составе заинского комплекса представляют нефелиновые и щелочные сиениты. Эти породы имеют ограниченное распространение. Они слагают ряд массивов на Витимском плоскогорье: Чинин-

ский, Ципинский, Улиглинский, Кыджимитскую группу, Талойскую группу, Окуневский, Бамбуйский, Сириниктинский, Сайжеконский. В литературе подробно описываются указанные массивы, а также освещается вопрос о связи их со средне-верхнепалеозойским гранитоидным магматизмом /Андреев и др., 1974/.

Формирование этой группы массивов, судя по геологическим данным, непосредственно предшествовало гранитоидному магматизму: щелочные породы интродуцируют отложения нижнего кембрия (Бамбуйский, Чининский), а также гранитоиды нижнекембрийского Ангаро-Витимского батолита (Улиглинский, Чининский, Талойский, Ципинский); в свою очередь, они прорываются кварцевыми сиенитами зазинского комплекса (Чининский). Щелочные массивы находятся в тесной пространственной связи с гранитоидными телами зазинского комплекса. Образование щелочных, в том числе нефелинсодержащих, пород, вероятнее всего генетически связанных с зазинскими гранитоидами даже на уровне становления последних, убедительно показано Б.А. Литвиновским на примере Нижне-Кыджимитской группы массивов /Андреев и др., 1969/.

Щелочные породы рассматриваемой группы массивов характеризуются набором признаков, свидетельствующих об их принадлежности к щелочно-гранитоидной формации (по терминологии Ю.М. Шейнманна и Ф.Р. Апельшина): а) абсолютное преобладание щелочно- и нефелин-сиенитовых разновидностей при резко подчиненных количествах нефелин-пироксеновых пород; б) присутствие в массивах фашии щелочно-земельных сиенитов, местами характеризующихся присутствием свободного кварца, а также положительными значениями характеристики Q А.Н. Завафицкого; в) заметные отличия по содержанию петрогенных окислов от аналогичных по составу щелочных и нефелиновых сиенитов из формаций габброидных и щелочных пород: более высокое содержание кремнезема и суммы щелочей при меньшем количестве оснований, в первую очередь магния и кальция, а также более высокая доля калия по отношению к натрию; г) повышенные по сравнению с формацией габброидных и щелочных пород кларковые содержания олова, тантало-ниобатов и пониженные — кобальта и никеля.

Перечисленные признаки свидетельствуют о генетической связи щелочных образований данной группы с гранитоидным магматизмом. Поскольку во времени формирования они тесно сближены именно с породами зазинского комплекса, вывод о принадлежности этой группы к сиенит-граносиенит-гранитной формации среднего палеозоя представляется достаточно обоснованным.

Сыннырский комплекс включает девять массивов щелочных пород. Они описаны в работах А.Я. Жидкова /1962/, Г.В. Андреева /1965, 1981/, В.В. Архангельской /1974/, С.И. Зака и др. /Геологическое строение..., 1969/. Размещение массивов сыннырского комплекса контролируется зоной глубинных разломов, прослеживаемых от северной оконечности оз. Байкал на расстоянии 400 км в северо-восточном направлении.

Гоуджикитский массив расположен в юго-западной части полосы развития щелочных пород в 30 км западнее северной оконечности оз. Байкал. Он представляет собой плитообразное тело, ориентированное по азимуту 40° и имеющее крутое падение. Форма массива удлиненная (протяженность 2,5 км при ширине 200 м). Вмещающие породы представлены нижнепротерозойскими гранитами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и гнейсами.

Массив сложен в основном биотитовыми нефелиновыми сиенитами. Среди последних выделяются небольшие линзообразные тела биотит-рибекитовых нефелиновых сиенитов и мельтейгитов. Широко проявлена постмагматическая альбитизация, приведшая к появлению зон биотит-альбитовых пород.

Акитский массив находится северо-восточнее Гуджикитского массива. Он изучался А.И. Залушким, Л.М. Бабуриным, И.Ф. Байновым, В.А. Дворкиным-Самарским, Г.В. Андреевым и др. Массив в плане имеет изометричную форму, площадь его 4,5 км². Вмещающие породы представлены нижнепалеозойскими гранитами и граносиенитами. Интрузив сложен в основном пироксен-роговообманковыми сиенитами. Среди последних в центральной части массива обнажается подковообразное тело эгириин-авгитовых гранитов и граносиенитов. В северной части массива установлены дайкообразные тела нефелиновых сиенитов, ориентированные в северо-восточном направлении. Среди магматических пород отмечается несколько зон метасоматитов.

Сыннырский массив описан в разделе, посвященном месторождениям полезных ископаемых.

Массив Бурпала расположен в 40 км юго-западнее Сынныра. Он обнажается в ядре крупной синклинали складки, сложенной осадочно-вулканогенными протерозойскими и нижнекембрийскими образованиями. В плане pluton имеет форму эллипса, ориентированного длинной осью в северо-западном направлении. Поперечные размеры равны 12 и 19 км, площадь 220 км². Плутон характеризуется сложным строением. Центральная часть его сложена пуласкитами, которые на периферии сменяются массивными сиенитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами, на северо-западе массива среди пуласкитов установлено несколько тел фойяитов протяженностью до 4 км. Жильные и дайковые породы плутона представлены сиенитами, сиенит-аплитами, сельсбергитами, тингуайтами, грорудитами, лампрофирами, щелочными пегматитами.

К сыннырскому комплексу принадлежат также массивы Якша, Хороб, Мошокан, Овсяк и Гилindra.

Большинство пород сыннырского комплекса относится к щелочному ряду. Они содержат либо фельдшпатоиды (биотитовые нефелиновые сиениты и псевдолейцитовые сиениты Сыннырского массива), либо щелочные темноцветные (пуласкиты Сыннырского и Бурпалинского и щелочные граниты Акитского массивов), либо обе группы этих минералов (фойяиты Сынныра и Бурпалы).

Возраст сыннырского комплекса по геологическим данным — послераннекембрийский. Многочисленные определения абсолютного возраста, проведенные калий-аргоновым и ураново-свинцовым методами, дали цифры 304–349 млн. лет, что соответствует девону — карбону.

Сайженский комплекс развит на Витимском плоскогорье. Он объединяет Сайженский, Гулхенский, Снежинский, Амалатский, Мухальский, Верхне-Бурульзайский, Нижне-Бурульзайский и Инолоктинский массивы. Интрузивы комплекса располагаются в Верхне-Витимской зоне в полосе северо-восточного простирания протяженностью 180 км и шириной 30 км.

Впервые сайженский комплекс выделен А.А. Коневым в начале 60-х годов. Однако до сих пор изученность щелочных и габброидных пород Витимского плоскогорья недостаточна.

Массивы сайженского комплекса описаны в работах А.А. Конева /1964, 1982/, Г.В. Андреева и др. /1969/, А.О. Шаракшинова /1975, 1984/.

Сайженский массив — самый сложный и крупный массив комплекса. Он расположен на водоразделе рек Большой Амалат и Сайже. В плане массив имеет овальную изометричную форму (размеры 4х5 км²). Южная часть его сложена пироксенитами, габбро-пироксенитами и меланократовыми габбро, северная — гастингситовыми, эгириновыми и биотитовыми нефелиновыми сиенитами. В северо-западном эндоконтакте в виде маломощной каймы развиты эгириновые граниты. В центральной части массива по контакту с габброидами обнажаются гнейсовидные и пегматоидные нефелиновые сиениты.

Ийолитами и лейкотералитами сложена серия мелких тел, а также жидкообразные и штокообразные тела размером до 0,2х0,4 км в южном эндоконтакте габбро-пироксенитов и во вмещающих их сиенит-диоритах. Ийолиты и лейкотералиты имеют постепенные взаимопереходы и четко секут вмещающие их габбро-пироксениты.

Ийолиты и тералиты, по-видимому, наиболее ранние породы массива, поскольку они секутся жилами биотитовых нефелиновых сиенитов и нефелиновых пегматитов.

Взаимоотношения нефелиновых сиенитов с эгириновыми гранитами не установлены, так как контакты между ними перекрыты мощным чехлом рыхлых отложений.

Остальные массивы имеют меньшие размеры. Сложены они пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро, породами ийолит-якуширангитового ряда, нефелиновыми и щелочными сиенитами. В практическом отношении наибольший интерес представляют Мухальский и Нижне-Бурульзайский массивы (их описание приведено в разделе, посвященном характеристике полезных ископаемых).

Возраст сайжеңского комплекса, по геологическим данным, послераннепалеозойский — на основании прорывания щелочными интрузиями нижнепалеозойских гранитоидов и габброидов (массивы Нижне- и Верхне-Бурульзайский, Снежинский и Сайженский) — и доюрский, поскольку щелочные породы секутся дайкообразными и штокообразными телами высококремнистых гранитоидов, относимых условно к юре — мелу. Определение возраста калий-аргоновым методом показало 330–348 млн. лет /Андреев, Шаракшинов, 1967/, что соответствует раннему карбону.

Вулканические толщи и свиты

Среднепалеозойские вулканические породы занимают значительно меньшие площади по сравнению с плутоническими и в пределах Саяно-Байкальской области образуют два ареала (см. рис. 2). Один из них расположен в северо-западной части региона, второй — на юго-востоке. Вулканические породы слагают несколько толщ и свит разного состава.

Вулканиты северо-западной части региона. Вулканогенные образования северо-западной части активизированной области объединяются в илейскую толщу, обнажающуюся в Восточном Саяне на площади около 250 км². Она детально изучена И.В. Гордиенко /1969/, по материалам которого дается приводимое ниже описание. В составе толщи выделяются породы вулканической (риолиты, порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты, дациты, кластолавы, разнообразие туфы кислого состава, в том числе игнимбриты) и субвулканической (гранофиры, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, лавобрекчи) фаций. В большинстве своем породы окварцованы, альбитизированы и флюоритизированы. Среди кислых лав часто наблюдаются разности с рибекитом. Они являются вулканическим аналогом щелочных гранитов. Мощность вулканических, залегающих в вулканотектонических грабенах, очень изменчива и колеблется от 200 до 1000 м.

Риолиты представляют собой плотные породы, цвет которых меняется от светло- до темно-серого. На фоне основной массы наблюдаются порфировые выделения кварца и полевых шпатов, общее количество которых непостоянно и колеблется в пределах 5–30% от общего объема породы.

Микроскопическое изучение показывает, что кварцевые порфиры в основном состоят из кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. В не-

значительных количествах присутствуют биотит, рибекит, циркон, апатит, магнетит, флюорит. Вторичные минералы – серицит, хлорит, карбонат, гидроксиды железа. Структура порфиroidная, нередко гломеропорфиroidная с микрогранитовой, микрофельзитовой и псевдосферолитовой структурой и часто флюидальной текстурой основной массы.

Фельзитовые порфиры встречаются обычно совместно с кварцевыми порфирами и являются, скорее всего, структурной разновидностью этих пород, отличаясь от них афировой структурой и отсутствием кварца в порфиroidных выделениях. Это серые и темно-серые, иногда розовато-серые, часто полосчатые породы. Нередко фельзитовые порфиры переходят в фельзиты, которые микроскопически выглядят как плотная сливная порода без заметных вкрапленников. Микроструктура пород порфиroidная с микрофельзитовой, микрогранофировой, нередко криптокристаллической структурой основной массы. В порфиroidных выделениях присутствуют калиевый полевой шпат и плагиоклаз, составляющий 5–10% основной массы породы.

Трахиты среди потоков и покровов вулканической фации встречаются редко. Обычно они образуют краевые зоны субвулканических тел сиенит-порфиroidов, имея с ними постепенные переходы. Это коричневатое и темно-серое, плотные, массивные, иногда полосчатые породы. Фенокристы представлены пелитизированными и пертитизированными табличками калиевых полевых шпатов и ортоклаза, составляющих 5–20% породы. Основная масса имеет ортофирную и сферолитовую структуру. Полевые шпаты в основной массе всегда в той или иной мере пелитизированы и имеют буроватый цвет. В разных количествах присутствуют кварц, эпидот, чешуйки хлорита, серицита, рибекита, мелкие зерна циркона, апатита, флюорита и рудного минерала.

Особый интерес представляют лавокластические образования (лавобрекчия, кластолавы), занимающие значительный объем среди вулканических пород. По своему происхождению они тесно связаны с описанными выше собственно эффузивными породами и образуют среди них линзовидные потоки и субвулканические тела с оплавленными обломками различных лав и флюидальной цементирующей массой. В обломках чаще всего находятся темно- и коричневатое-серые фельзиты, реже – кварцевые фельзиты и фельзитовые порфиры. Основная масса обладает флюидальной текстурой. Структура ее криптокристаллическая до микрофельзитовой, на отдельных участках – сферолитовая. Минеральный и химический состав аналогичен излившимся образованиям. В цементе часто устанавливается игольчатый рибекит.

Пирокластические образования, представленные различными туфами, распространены так же широко, как и излившиеся аналоги этих пород. Сохранившиеся постройки потоков и сложных покровов нередко на 50% состоят из пирокластического материала, который залегает в них в виде отдельных слоев, линз, залежей псевдофлюидальных покровов мощностью до 100–200 м.

Встречаются также отдельные разрозненные залежи литофицированного пирокластического материала. Породы имеют преимущественно серую, розовато-, темно-серую до черной окраску. Выделяются кристаллокластические, литокластические и смешанные (литокристаллокластические) туфы, среди которых часто встречаются игнимбриты.

Субвулканические образования представлены сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, гранит-порфирами, фельзитовыми порфирами и различными лавобрекчиями кислого состава.

Сиенит-порфиры – мелко- и среднезернистые породы коричневых и красноватых тонов, часто неоднородной, но различимо зернистой основной массой, на фоне которой выделяются таблитчатые зерна полевого шпата. В порфиroidных выделениях чаще всего наблюдается калишпат-пертит и редко – плагиоклаз.

Структура основной массы ортофирова, гиридиоморфно-зернистая, но чаще микрогранофирова.

Граносиенит-порфиры – разновидность сиенитовых порфиров, отличающаяся большим (до 10%) содержанием кварца. Структура пород полнокристаллическая, порфирова, основной массы – микрографическая. Отдельные индивиды полевых шпатов закономерно прорастают микроскопическими вросками кварца. Иногда отдельные вкрапленники полевых шпатов как бы утопают в гранофирозвтектической структуре, в таком случае образуются типичные гранофиры. Как переходные разности к этим породам наблюдались гранит-порфиры и фельзитовые порфиры, часто со сферолит-гранофировой структурой основной массы. Среди полей вулканитов встречаются куполообразные субвулканические тела, сложенные лавобрекчиями кислого состава, с крутыми углами падения флюидальности. По ним реконструируются жерловые фашии вулканитов.

Илейская толща по петрохимическим, петрографическим особенностям отнесена И.В. Гордиенко /Гордиенко и др., 1978/ к трахилипаритовой формации. Последняя совместно с описанной выше и широко распространенной сиенит-граносиенит-гранитной формацией (огнитский интрузивный комплекс) образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию пород.

Вулканиты восточной части региона детально изучались Б.А. Литвиновским и А.Н. Занвилевич /1976/, выявившими два участка развития вулканогенных пород. Первый из них площадью около 100 км² сложен андезито-дацитами, а также лавами, лавобрекчиями и пирокластами кислого состава. Наблюдается переход вулканогенной толщи в вулканогенно-терригенную, а затем в существенно терригенную. Андезито-дациты располагаются в центральной части площади, вулканиты кислого состава – по периферии. Среди покровных образований встречаются субвулканические интрузии риолитового состава. На втором участке установлены только субвулканические тела риолитов. Описанные вулканиты относятся к дацит-риолитовой формации. Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич, В.С. Летягин /1974/ показали, что эти эффузивы комагматичны среднепалеозойским гранитам зазинского комплекса.

Эндогенные месторождения и проявления полезных ископаемых

Совсем недавно, до 70-х годов, существовало мнение о том, что в Саяно-Байкальской горной области в фанерозое проявились две металлогенические эпохи /Шеглов, 1966/. Одна из них связана с развитием каледонской геосинклинали, вторая – с мезозойской тектономагматической активизацией.

В последние годы появились многочисленные материалы, свидетельствующие о широком проявлении разнообразной эндогенной полезной минерализации средне- и позднепалеозойского возраста. Со среднепалеозойскими магматическими породами генетически связаны месторождения и проявления молибдена, вольфрама, олова, графита, апатитов, синныритов, нефелиновых руд и других полезных ископаемых. Ниже дается характеристика наиболее значительных месторождений и проявлений.

Вольфрам-оловянные месторождения. Этот тип месторождений представлен Саганшулутинским в Восточном Саяне и Утуликским в Хамар-Дабане. Оба месторождения представлены жильными телами.

Утуликское месторождение, открытое и изученное М.П. Глебовым, О.К. Кожевниковым и др. /1979/, сложено однообразными филлитоподобными кварц-альбит-серицит-хлоритовыми сланцами. Последние секутся се-

рией даек, располагающейся в мощной зоне рассланцевания и диафтореза широтного простирания. По составу выделяются диабазы, базальтовые порфириды, фельзиты, гранит-порфиры и онгониты. На участке максимального развития даек гранит-порфиров и онгонитов обнажается шток лейкократовых гранитов размером 200 x 200 м. Важной особенностью этих гранитов является наличие в их составе топаза и флюорита.

Вблизи штока гранитов установлены рудные свалы, образующие на склоне горы шлейф размером сотни метров. Судя по шлейфу и отдельным коренным обнажениям, вертикальный размах оруденения превышает 600 м. Минерализация в свалах представлена кварцевыми жилами и прожилками с касситеритом и вольфрамитом. В нескольких коренных обнажениях метаморфических сланцев установлены маломощные (до 5 см) прожилки топаз-кварцевого и топаз-полевошпат-кварцевого состава с теми же рудными минералами. Прожилки группируются в систему субпараллельных, иногда взаимопересекающихся тел. Мощности жил и прожилков от нескольких миллиметров до 60 см.

Распределение рудных минералов подчиняется определенной зональности. В верхней части шлейфа в свалах преобладают кварцевые жилы с вольфрамитом. Для них характерны четкие и прямолинейные контакты. Вольфрамит концентрируется преимущественно в зальбандах жил. В средней части шлейфа наряду с кварц-вольфрамитовыми жилами встречаются прожилки с касситеритом и вольфрамитом и касситерит-кварцевые. В нижней части шлейфа прожилки имеют топаз-кварцевый и топаз-полевошпат-кварцевый состав. Мощности их небольшие, до 5 см. Рудная минерализация представлена мелкими зернами касситерита.

Вольфрам-молибденовые и молибденовые месторождения. Среди месторождений этого типа установлены Шагайтэ-Гольское, Малоойногорское, Зумбурукское и др. Все они представлены штокверками различных размеров. Большая часть месторождений генетически связана с породами сархойского, огнитского, дабанского и зазинского комплексов, относящихся к сиенит-граносиенит-гранитной формации.

Наиболее представительным является Малоойногорское месторождение, расположенное в Джидинской горной стране. Приводимое ниже описание взято из статьи В.Т. Покалова, В.В. Васина, С.В. Болохонцевой /1978/. Рудное поле месторождения (рис. 3) сложено кембрийскими вулканогенными и осадочными породами, прорванными дорудными и внутрирудными лейкократовыми гранитами и послерудными диабазовыми порфиритами и спессартитами. Нижнекембрийские породы залегают в виде моноклинали северо-западного простирания с крутым падением на юго-запад. Они представлены андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами с прослоями слюдистых сланцев, а также кремнистыми известняками. Лейкократовые граниты обнажены в северной части рудного поля в виде полосы субмеридионального простирания. По данным бурения граниты слагают небольшой шток с многочисленными апофизами. Возраст их, определенный в ВИМСе Е.М. Колесниковым по биотиту калий-аргоновым методом, составляет 296 ± 6 млн. лет. Рудная минерализация проявлена в экзоконтакте гранитов над апикальной частью не вскрытого эрозией интрузива и представлена разными по составу прожилками. Последние слагают штокверковую зону протяженностью 1300-1400 м. Азимут простирания ее 310° , угол падения $70-80^\circ$. По составу среди рудных прожилков выделяются молибденит-кварцевые, молибденит-шеелит-флюорит-полевошпат-кварцевые, пирит-кварцевые, пиритовые, кварц-пирротиновые, кварц-пирит-пирротиновые, кварц-карбонатные с галенитом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом и другими сульфидами, а также

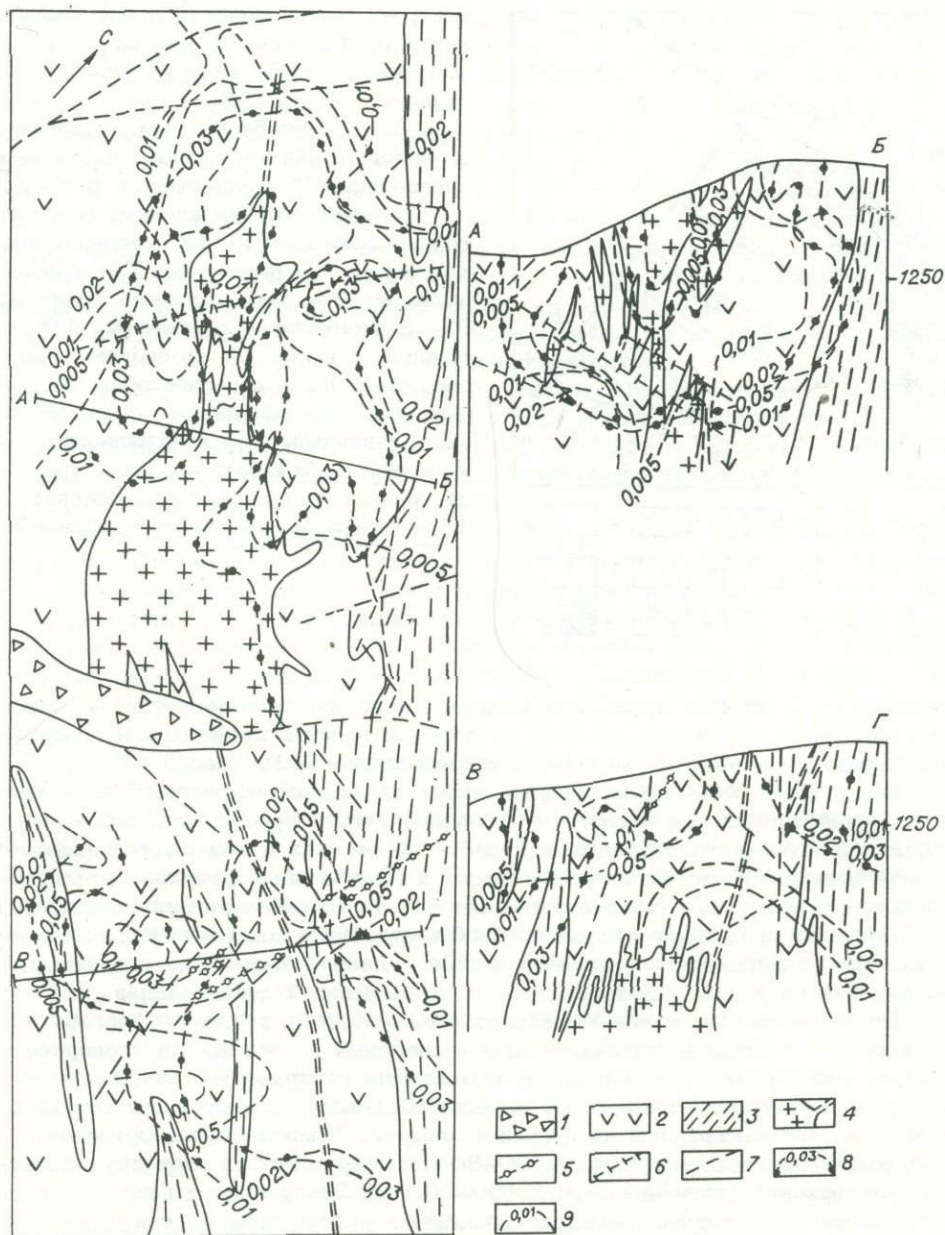


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Малоойногорского месторождения по В.С. Кузьмину /Покалов и др., 1978/.

1 - современные аллювиальные отложения; 2, 3 - нижний кембрий: 2 - андезиты, андезит-базальты, 3 - кремнисто-карбонатные отложения; 4 - лейкократовые граниты и гранит-порфиры; 5 - дайки микрогранитов и гранит-порфиров; 6 - дайки диабазовых порфиритов, спессартитов; 7 - тектонические нарушения; 8, 9 - изолинии содержания: 8 - молибдена, 9 - вольфрама (на плане на горизонте с абсолютной отметкой 1250 м).

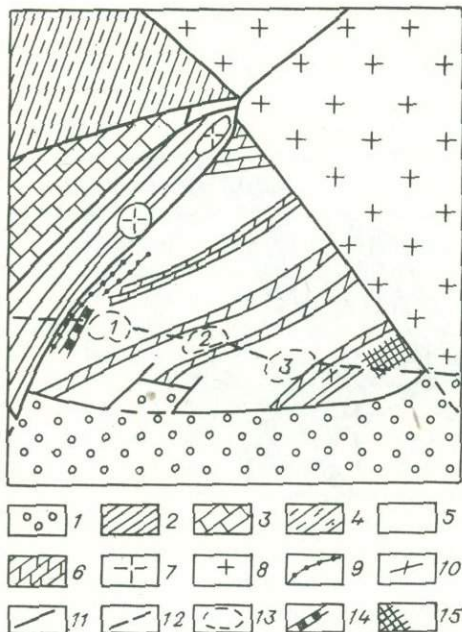


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Зумбурукского рудного узла. Составил Э.Н. Зеленый /Оловянное оруденение..., 1978/.

1 - грубообломочные отложения; 2 - филитовидные сланцы, песчаники, алевролиты; 3 - известняки, доломиты; 4 - кристаллические сланцы; 5 - кристаллические сланцы, ортоамфиболиты, кварциты; 6 - доломиты; 7 - гранит-порфиры; 8 - лейкократовые граниты; 9 - серпентиниты, оливиниты; 10 - гранито-гнейсы; 11 - основные зоны разломов; 12 - скрытые зоны разломов; 13 - молибденовое оруденение (1 - Западный, 2 - Центральный, 3 - Восточный штокверки); 14 - приконтактовое вольфрамовое проявление; 15 - Оланское шеелитовое проявление.

карбонатные. Контакты прожилков четкие. Мощность их колеблется от нескольких миллиметров до 2-3 см, много волосовидных прожилков и сравнительно редко встречаются мощности, превышающие 5-10 см.

Внутреннее строение штокверка сложное. Он состоит из ряда более или менее параллельных зон бедного или более богатого оруденения, согласных с общим простиранием рудоносной зоны, а также линз и тел сложной неправильной формы. Мощности зон, обогащенных молибденом, колеблются от нескольких метров до многих десятков метров. Элементы залегания молибденит-кварцевых прожилков весьма разнообразны. Наиболее многочисленны среди них крутозалегающие с падением восток - северо-восток, со средним углом падения на восток и пологие с наклоном на запад и северо-запад.

По условиям залегания и вещественному составу руд Малоойногорский штокверк четко делится на два участка - северный и южный. На северном участке, где лейкократовые граниты выходят на поверхность, молибденитовое оруденение прослеживается до глубины 200-230 м. Ниже оно затухает. На южном участке граниты не вскрыты эрозией. Молибденовое оруденение здесь только начинается с глубины 50-80 м и погружается в виде крутопадающей штокверковой зоны на глубину 400-500 м. Эти участки значительно различаются по вольфрамовой минерализации и рудной зональности.

На севере развито практически мономинеральное молибденовое оруденение. На юге вольфрамовое оруденение в виде опрокинутой чаши сверху охватывает молибденовое оруденение. На месторождении выделяются восемь стадий минерализации. Оно относится к вольфрам-молибденовой формации.

В качестве примера молибденовых месторождений приведем описание рудных штокверков Зумбурукского узла.

Зумбурукский узел расположен в юго-восточной части региона на водоразделе рек Турка и Кыджимит (рис. 4). (Описание дается по материалам Ю.В. Комарова и др. /Оловянное оруденение..., 1978/). Участок месторождения сложен кристаллическими сланцами, ортоамфиболитами, кварцитами, пе-

респлавляющимися с доломитами. На северо-востоке эти породы контактируют с лейкократовыми гранитами зазинского комплекса. Молибденовая минерализация концентрируется в трех штокверках: Восточном, Центральном и Западном. Все три штокверка расположены в зоне широтного разлома и образованы системой разнонаправленных кварцевых жил и прожилков. Одна из систем прожилков, совпадающая с удлинением штокверков, резко доминирует над другими. В Восточном и Западном штокверках на 1 пог. м в среднем приходится 6–8 прожилков, максимальное же их количество на отдельных участках достигает 20–40. В центральном штокверке количество жил и прожилков меньше и не превышает 10 на 1 пог. м. Мощности прожилков варьируют от долей миллиметра до 20–30 см, чаще встречаются мощности 2–4 мм. С глубиной количество прожилков и их мощность возрастают. При этом прожилки составляют до 10–20% объема породы, в некоторых случаях до 50%. На глубину молибденовое оруденение прослежено на 300 м. При этом валовое содержание молибдена остается постоянным. Помимо главных минералов в жилах и прожилках присутствуют калиевый полевой шпат, пирит, висмутин, галенит, сфалерит, флюорит и кальцит. Последний отмечается только в поздних жилах. Выделяются несколько стадий рудообразования.

Вольфрамовые месторождения. Месторождения и проявления вольфрама на рассматриваемой площади многочисленны и разнообразны. Выделяются вольфрамитовый и шеелитовый типы минерализации различных формаций. Рассмотрим главные месторождения и проявления вольфрама.

Байбинское месторождение расположено на правом берегу среднего течения Джиды. Оно открыто в 1941 г. Е.М. Янишевским. Впоследствии изучалось И.И. Клыковым, А.Ф. Носковым, Л.М. Афанасьевым и др. Описание дается по материалам этих исследователей.

Рудное поле сложено верхнепротерозойскими хлоритовыми, кварц-хлоритовыми и биотитовыми сланцами, смятыми в изоклиналильные складки. Сланцы прорваны крупным массивом лейкократовых гранитов среднепалеозойского возраста /Гордиенко и др., 1978/. Месторождение представлено серией субпараллельных вольфрамит-кварцевых жил в экзоконтактовой зоне массива. Выделяются три участка. В их пределах установлено около 40 рудных жил и прожилков. Жилы прослеживаются на 14–300 м (чаще на 14–60 м). Простираются их северо-восточное (55–75°), падение юго-восточное под углом 50–75°, мощности от 1 до 40 см.

Жилы сложены в основном кварцем. В небольших количествах в них встречаются полевой шпат, мусковит, флюорит. Главный рудный минерал – вольфрамит. В небольших количествах встречаются галенит, молибденит, редко пирит, халькопирит, шеелит, марганцевый минерал. В зальбандах жил наблюдаются маломощные (от 2 см до 0,5–1,0 м) зоны изменения пород, в пределах которых сланцы окварцованы и серицитизированы, часто мусковитизированы, хлоритизированы, флюоритизированы. В небольших количествах в зальбандах жил иногда устанавливаются вольфрамит, галенит, молибденит, шеелит.

Несколько месторождений вольфрама известно в Центральной Бурятии, в верховьях рек Турка и Кыджимит (рис. 5). Они изучались Ф.Г. Рейфом, Е.Д. Бажеевым /1977/, Ю.В. Комаровым, Э.Н. Зеленым и др. /Оловянное оруденение..., 1978/.

Мариктиканское рудопроявление расположено в краевой части одноименного гранитного массива, прорывающего известково-силикатные сланцы венда и занимающего площадь около 20 км² /Рейф, Бажеев, 1977/. По мнению Ф.Г. Рейфа и Е.Д. Бажеева, гранитоиды массива входят в состав зазинского комплекса. Большая часть массива сложена лейкократовыми биоти-

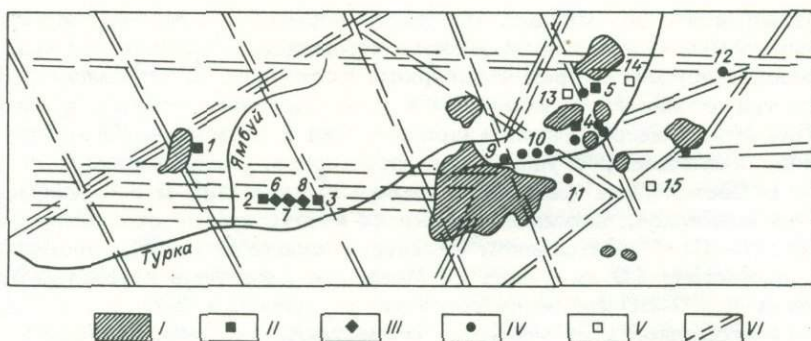


Рис. 5. Схема расположения месторождений и рудопроявлений на Турка-Кыджимитском водоразделе /Оловянное оруденение..., 1978/.

I - средне-верхнепалеозойские гранитоидные массивы; II - месторождения вольфрама (1 - Мариктиканское, 2 - Приконтактовое, 3 - Оланское, 4 - Алтанское, 5 - Верхнеалтанское); III - месторождения молибдена, Зумбурукский узел (6, 7, 8 - Западный, Центральный, Восточный штокверки); IV - оловянные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации (9 - Кыджимитское, 10 - Хортякское, 11 - Ташлыкское, 12 - Североалтынское); V - оловянные месторождения кварц-касситеритовой формации (13 - Верхнеалтанское, 14 - Хильминское, 15 - Хысехское); VI - зоны разломов.

товыми гранитами, локально переходящими в гранит-порфиры. В приконтактных зонах шириной от нескольких метров до 1,5 км в гранитах часто уменьшается содержание кварца, и они сменяются биотит-роговообманковыми сиенитами.

Оруденение представлено серией маломощных кварц-вольфрамовых жил, залегающих в гранитах (преимущественно), сиенитах и граносиенит-порфирах. Жилы сложены темно-серым друзовидным кварцем и вольфрамитом. В небольших количествах устанавливаются магнетит, молибденит и пирит. Почти полностью отсутствуют во вмещающих породах грейзенизация и другие околожильные изменения. Вместе с тем гранитоиды центральной части рудопроявления содержат вкрапленность магнетита и характеризуются повышенным содержанием вольфрама.

Остальные месторождения и рудопроявления вольфрама Центральной Бурятии описываются по материалам Ю.В. Комарова и др. /Оловянное оруденение..., 1973/.

Приконтактовое месторождение представляет собой прожилковую зону с шеелит-вольфрамитовой минерализацией. Последняя прослеживается в виде полосы протяженностью до 1000 м вдоль Зумбурукского разлома. В пределах зоны наблюдаются жилы и прожилки мощностью от 2 до 30 см. Интервалы между прожилками колеблются от 20 см до 2 м. Рудные минералы представлены шеелитом, вольфрамитом, гюбнеритом. Кварцевые жилы и прожилки обрамляются кварц-топазовыми грейзенами.

Оланское месторождение представлено зоной гранат-диопсидовых и везувиан-гранат-геденбергитовых скарнов. На скарны наложены калишпатизация, грейзенизация, окварцевание и сульфидизация. Полезная минерализация представлена шеелитом, образующим неравномерную вкрап-

ленность от крупной до мелкой. Кроме него во вкрапленниках присутствуют пирит, пирротин, молибденит, висмутин, халькопирит.

Верхнеалтанское рудопроявление расположено в зоне Верхнеалтанского разлома, прослеживающегося по азимуту 50°. Он представлен зоной интенсивного расщепления, насыщенной согласными дайками сиенит-порфиров и диоритовых порфиров. На площади проявления по этой зоне разлома контактируют осадочно-метаморфические породы кембрия и гранитоиды раннего палеозоя. Вдоль контакта по гранитам развита прерывистая полоса грейзенов протяженностью 1700 м и мощностью 20–70 м. Здесь же установлена система субпараллельных кварцевых жил и прожилков с вольфрамитом. Кварцевые жилы тяготеют к сколовым трещинам меридионального или субмеридионального простирания. Мощность кварцевых жил 0,3–0,8 м, протяженность 100–150 м. Вольфрамит присутствует в них в виде отдельных вкрапленников и гнезд. В грейзенах выделения вольфрамита встречаются редко. В кварцевых жилах и грейзенах отмечаются также молибденит, касситерит, арсенопирит, сульфиды меди, турмалин, флюорит.

Алтанское рудопроявление расположено в Олдында-Кыджимитской зоне смятия, прослеживающейся в раннепалеозойских гранитоидах. Последние по разломам контактируют со сланцами химгильдинской и андезитовыми порфиритами олдындинской свит. Рудовмещающие структуры представлены субмеридиональными зонами трещин в гранитах, вдоль которых развиваются грейзены. Установлено пять зон грейзенов мощностью 50–300 м и протяженностью 1000–1800 м. Среди грейзенов наблюдаются кварцевые жилы и прожилки. Строение зон сложное, характеризуется наличием субпараллельных ветвящихся мелких зон. Чередование таких зон с неизменными породами колеблется от первых метров до первых сотен метров. Самая крупная зона, включающая основные рудные тела, расположена в центральной части рудного поля. Рудный минерал представлен вольфрамитом. Встречаются пирит, флюорит, арсенопирит, турмалин, молибденит.

Ангокитское рудное поле расположено на Витимском плоскогорье в верховье р. Витим, объединяет три проявления вольфрама: Ангокитское, Сухое и Широтное. Рудное поле выявлено и изучалось В.В. Васильченко.

Наиболее полно изученное Ангокитское месторождение расположено в бассейне р. Витимкан среди карбонатных и карбонатно-сланцевых пород в экзоконтакте массива среднепалеозойских гранитов. На месторождении известно несколько рудных тел, локализованных в полосе и залегающих согласно простиранию вмещающих пород. Они разделяются на: 1) шеелит-флюорит-кварцевые; 2) зоны сближенных флюорит-кальцит-кварцевых жил и прожилков с шеелитом; 3) брекчиевые – обломки доломита, кварца, сцементированные шеелитом; 4) окварцованные известняки с прожилками шеелита. В рудах присутствуют блеклая руда, халькопирит, сфалерит, галенит. Для рудных тел характерно чередование раздувов и пережимов.

Заканчивая описание вольфрамовых месторождений и проявлений среднепалеозойского возраста, следует отметить, что среди них четко выделяются три главные формации: кварцево-жильная, грейзеновая и скарновая.

Оловорудные месторождения и проявления. Оловорудные месторождения среднепалеозойского возраста в настоящее время известны лишь в Центральной Бурятии на водоразделе Турки и Кыджимита (см. рис. 5). Они изучались и детально описаны Ю.В. Комаровым, В.К. Хрусталевым, Э.Н. Зеленым, Э.Н. Копыловым и др. /Оловянное оруденение..., 1978/, которые установили, что оловянная минерализация представлена касситерит-силикатно-сульфидной, касситерит-кварцевой формациями и формацией оловоносных пегмати-

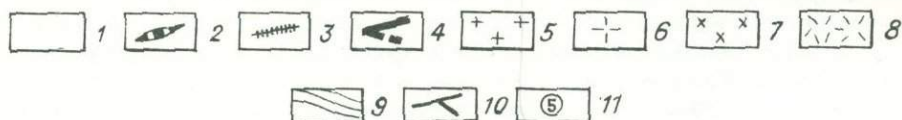
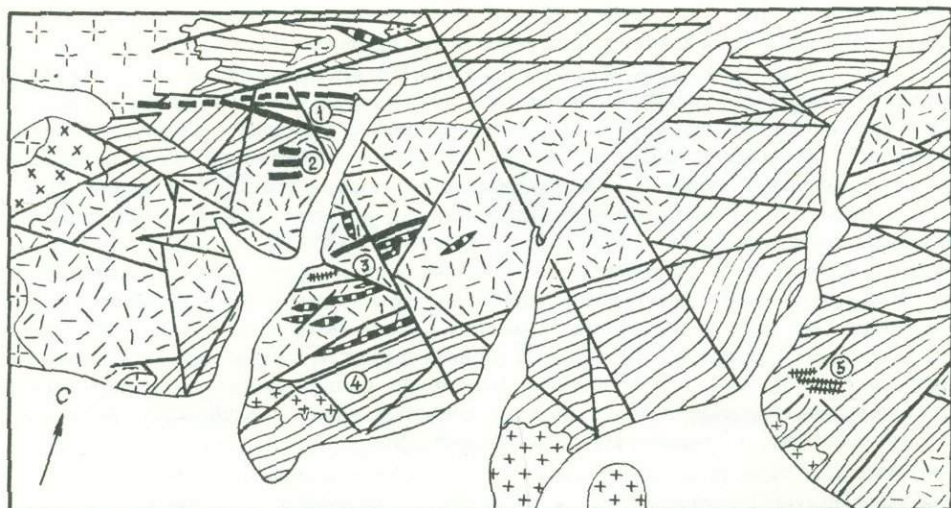


Рис. 6. Схематизированная геологическая карта Кыджимитского рудного поля по В.А. Ваулину /Оловянное оруденение..., 1978/.

1 - аллювиальные отложения; 2 - дайки диоритовых порфиритов и спессартитов; 3 - олово-полиметаллические рудные тела; 4 - оловорудные тела; 5 - сиенит-диориты, диориты; 6 - граносиениты; 7 - диориты; 8 - вулкани-ты среднего состава; 9 - кристаллические сланцы, алевролиты, песчаники; 10 - разломы; 11 - рудные участки (1 - Северный, 2 - Промежуточный, 3 - Центральный, 4 - Южный, 5 - Хортякский).

тов и гранитов. Практическую значимость имеют месторождения и проявле-ния двух первых формаций.

К касситерит-силикатно-сульфидной формации отнесены Кыджимитское месторождение, Хортякское, Левокыджимитское и другие проявления. На пло-щади Кыджимитского месторождения (рис. 6) обнажаются нижне-кембрийские осадочно-вулканогенные породы и гранитоиды ранне- и средне-палеозойского возраста. Центральная часть рудного поля сложена разном-разными древними метаморфизованными эффузивными породами, среди кото-рых преобладают туфы дацитовых и андезитовых порфиритов и плагипорфи-ритов. Меньшую роль играют лавобрекчии среднего состава и другие породы. На северо-западе и юго-востоке рудного поля развиты осадочные породы зе-ленокаменной толщи, представленные песчаниками, алевролитами и сланцами с маломощными прослоями известняков, туффитов, лавобрекчии среднего со-става и порфиритов. В северо-западной части рудного поля обнажаются не-большой шток диоритов и крупное тело гранитов и граносиенитов. Небольшие тела диоритов и диорит-сиенитов установлены в южной части рудного поля.

На площади месторождения достаточно широко развиты дайки диорито-вых порфиритов, вогезитов и сиенит-порфиритов условно мезозойского возраста.

Месторождение представлено Северной, Промежуточной, Центральной и Южной минерализованными зонами, которые образованы жилообразными телами кварц-турмалиновых метасоматитов, локализованных среди песчано-сланцевых и вулканогенных пород и ориентированных в северо-восточном и субширотном направлениях.

Северная рудная зона, расположенная в северной части месторождения, прослежена почти на 2 км, максимальная ее мощность составляет 30-40 м. Она имеет широтное простирание, контролируется скрытым разломом. Зона содержит небольшие тела кварц-турмалиновых метасоматитов, располагающихся кулисообразно и ориентированных в северо-восточном направлении. Собственно оловорудные тела в пределах кварц-турмалиновых метасоматитов выделяются по данным опробования. Форма их линзовидная, протяженность - несколько десятков метров при незначительной мощности. В пределах рудных тел кварц-турмалиновые метасоматиты максимально насыщены кварц-арсенопирит-касситеритовыми, кварц-турмалин-касситеритовыми телами сложной морфологии.

Остальные рудные зоны имеют сходные строение и состав, но отличаются значительно меньшими размерами.

Хортякское олово-полиметаллическое проявление расположено восточнее Кыджимитского месторождения. По данным В.А. Ваулина (устное сообщение), рудные тела залегают в измененных кварц-полевошпатовидных алевролитах и сланцах с прослоями известняков и андезито-дацитов. Осадочно-вулканическая толща имеет моноклинальное залегание, простирание пород северо-восточнее, падение на юго-восток под углами 60-82°. В пределах рудопроявления выделяются разломы субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений. Рудная минерализация контролируется системами субширотных и северо-восточных дизъюнктивов. Рудопроявление представлено двумя телами и несколькими зонами минерализации. Рудные тела имеют линзовидную форму, прослеживаются в субширотном направлении на расстоянии 200 и 230 м. Мощность их небольшая. Они сложены хлоритом, кварцем, галенимом и сфалеритом. В подчиненных количествах присутствуют арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит и карбонат. В рудных телах и зонах минерализации установлены содержания свинца и цинка и повышенные концентрации олова, а также мышьяка, сурьмы.

Рудопроявления касситерит-кварцевой формации представлены двумя минеральными типами: грейзеновыми и кварцево-жилыми. Последний установлен в двух мелких рудопроявлениях, не представляющих практического интереса. Более интересен грейзеновый тип минерализации, выявленный на нескольких участках Турка-Кыджимитского водораздела. Верхнеалтанское рудопроявление (см. рис. 5) локализовано в мощной (около 1 км) тектонической зоне северо-восточного направления, прослеживающейся по контакту нижнепалеозойских биотитовых гранитов и кварц-биотитовых сланцев химгильдинской свиты. Зона состоит из ряда сближенных с многочисленными оперяющими трещинами разрывов и характеризуется интенсивным брекчированием и милонитизацией. В ней установлены дайки диоритовых порфиринов, аплитов, гранит-порфиров, прожилки и жилы кварца. Зона в основном проходит по гранитам. Интенсивно развиты вторичные серцит, мусковит, кварц, альбит. Кварц также выполняет микротрещинки совместно с гидрослюдами, пиритом, касситеритом. Реже касситерит ассоциирует с турмалином.

Оловянная минерализация установлена в зонах грейзенов протяженностью 10-50 и мощностью 1-2 м. Грейзены секутся сетью маломощных (от 1-2 до 3-5 см) кварцевых прожилков. И те и другие содержат мелкую вкрапленность касситерита.

Заканчивая описание вольфрам-оловянных, вольфрамовых, вольфрам-мо-

либденовых, молибденовых и оловянных месторождений Саяно-Байкальской горной области, необходимо подчеркнуть, что имеющиеся в настоящее время материалы позволяют уверенно выделить на этой территории крупный Прибайкальский олово-вольфрам-молибденовый пояс среднепалеозойского возраста. Месторождения этого пояса генетически связаны с гранитоидами сиенит-граносиенит-гранитной формации. Отсюда следует, что границы выделенного рудного пояса совпадают с границами распространения среднепалеозойских магматитов, т.е. он распространяется далеко за пределы территории Бурятской АССР. Следует отметить, что еще в 1958 г. М.М. Одинцов, Н.А. Флоренсов и П.М. Хренов выделили крупный по масштабам Саяно-Байкальский рудный пояс, сформировавшийся в течение длительного времени от архея до кайнозоя.

Однако уровень знаний того времени не позволил указанным авторам отразить среднепалеозойскую металлогеническую эпоху со специфическим набором полезных ископаемых.

Самсальское месторождение горного хрусталя (открыто и изучалось В.С. Грачевым в 1966 г.) расположено в пределах Самсальского массива, сложено биотит-роговообманковыми (приконтактовая зона), биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Возраст гранитов среднепалеозойский. Месторождение представлено группой сближенных тел камерных биотит-кварц-микроклиновых пегматитов. Пегматитовые тела имеют близкую к изометричной форму. Отчетливо выражено зональное строение. От периферии к центру выделяются следующие зоны: аплитовая, графическая, блоковая, кварцевое ядро.

Ботогольское месторождение графита известно в Восточном Саяне с прошлого века. Оно изучалось многими исследователями, но наибольшее значение в познании петрографии массива и генезиса графита имели работы В.С. Соболева /1947/, Н.А. Флоренсова /1947/, В.П. Солоненко /1950/. Впоследствии В.П. Костюк и Т.Ю. Базарова /1966/ детально рассмотрели физико-химические условия формирования щелочных пород. В 1975 г. появилась обобщающая сводка Р.В. Лобзовой по Ботогольскому графитовому месторождению.

Ботогольский массив обнажается на площади 10 км². В плане он представляет собой тело с извилистыми очертаниями, вытянутое в северо-западном направлении. Залегает он среди карбонатных пород и кристаллических сланцев. Массив имеет зональное строение. Периферическая часть его сложена преимущественно щелочными сиенитами, центральная - нефелиновыми сиенитами.

Промышленное графитовое оруденение располагается в северной части массива, где известно около тридцати графитовых тел. Несколько залежей графита вскрыто в южной части интрузива. Большинство крупных графитовых тел тесно сопряжено с ксенолитами карбонатных пород и локализуется в нефелиновых сиенитах, редко они встречаются в щелочных сиенитах.

По классификации Н.А. Флоренсова /1947/ рудные тела подразделяются на штоки, гнезда, пластообразные и линзообразные залежи. Максимальные поперечные размеры рудных тел составляют первые десятки метров.

Вопрос о происхождении Ботогольских графитов сложный и дискуссионный. Несколько точек зрения на генезис графитов изложено в работе Р.В. Лобзовой /1975/, критически рассмотревшей возможные пути формирования крупных скоплений графита. По ее мнению, промышленные залежи этого минерала образовались в результате контактово-реакционного взаимодействия щелочной интрузии с вмещающими карбонатными породами.

Далее рассмотрим месторождения, локализующиеся в Верхне-Витимской и Северо-Байкальской зонах тектономагматической активизации. В Верхне-Витимской зоне известны Мухальское и Нижне-Бурульзайское месторождения

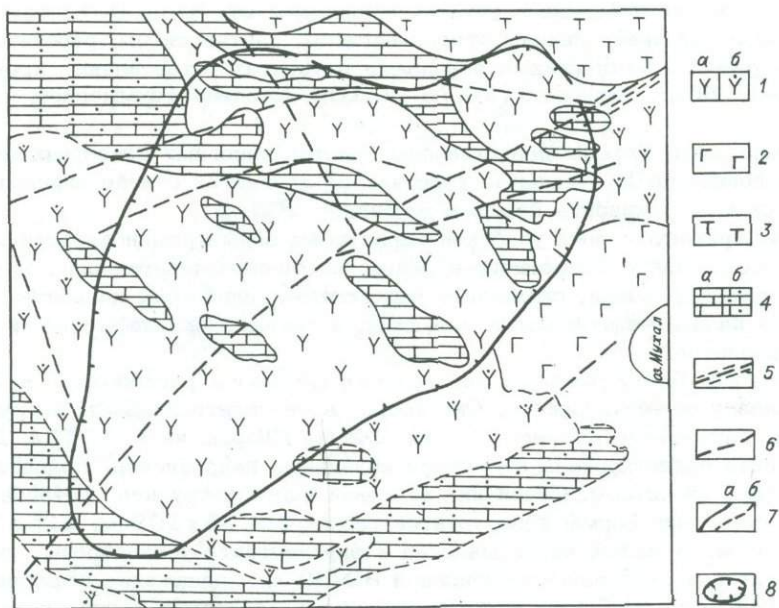


Рис. 7. Схематическая карта Мухальского массива по А.Н. Морозову.

1 - породы якуперангит-уртитового ряда (а - установленные разведочными выработками, б - предполагаемые по геофизическим данным); 2 - габбро; 3 - диориты; 4 - карбонатные породы (а - установленные разведочными выработками, б - предполагаемые по геофизическим данным); 5 - предполагаемые зоны дробления; 6 - предполагаемые разломы; 7 - геологические границы (а - прослеженные, б - предполагаемые); 8 - контур массива нефелинсодержащих пород, определенный геолого-разведочными выработками.

нефелиновых руд, в Северо-Байкальской - Сыннырское месторождение сыннитов и ряд рудопроявлений апатита.

Мухальское месторождение расположено на Витимском плоскогорье, представлено массивом щелочных пород. Оно было открыто В.П. Гусевым и Л.П. Алаевым в 1962 г. В 1963-1964 гг. изучалось И.В. Попковым и А.А. Коневым. С 1965 г. исследованием его занимаются А.О. Шаракшинов, позднее А.Н. Морозов, Т.Т. Врублевская и др.

Большая часть массива перекрыта неогеновыми базальтами различной мощности. Породы, слагающие массив, в современном эрозионном срезе обнажаются на площади 500x1500 м в его северной части.

В последние годы в результате поисково-разведочных работ в значительной степени уточнены размеры массива и его внутреннее строение (рис. 7). Это очень сложное тело с извилистыми контактами, с многочисленными алофизами, содержащее значительное количество ксенолитов. Поперечные размеры его составляют 6,5-7,0 км. Большая часть массива сложена уртитам. В них наблюдается много шпировых обособлений ийолитов и мельтейгитов, а также ксенолитов известняков и скарнов. Количество шпиров меланократовых пород и ксенолитов заметно увеличивается в эндоконтактовых участках. Повышенное распространение мельтейгитов установлено на севере массива.

Содержание нефелина в урритах колеблется от 70 до 95%. Фемические минералы в них представлены эгирин-авгитом, гастингситом, рибекитом, гранатом и сфеном. Химическими анализами в урритах установлены кремнезем (37,32-41,86%), глинозем (26,76-29,16%), железо (суммарное, 2,44-5,30%).

Вмещающие породы представлены кристаллическими известняками, сланцами, роговиками. В отдельных участках на контактах с известняками образуются скарны, мощность которых достигает 200 м.

Для приконтактовых участков характерны зоны трещиноватости и разрывные нарушения субширотного и северо-восточного простирания. Здесь широко развиты прожилки, сложенные канкринитом, альбитом, кальцит-амфиболовыми и кальцит-биотитовыми породами, а также дайки нефелиновых сиенитов и базальтов.

Нижне-Бурульзайское месторождение расположено в 30 км к юго-западу от Мухальского. Оно представлено плитообразным интрузивом, имеющим поперечные размеры 0,5 на 2,2 км /Шаракинов, 1975/. Длинная ось массива ориентирована в субмеридиональном направлении. Большая часть его сложена ийолитами. Среди них в осевой части интрузива установлены три эллипсовидной формы тела урритов размерами 75 x 105 м, 125 x 75 м, 225 x 350 м. В южной части массива в эндоконтакте установлены полосы мельтейгитов и якупирангитов шириной 30-40 м. Содержание нефелина в урритах колеблется от 70 до 95%. Химическими анализами в них установлены кремнезем (38,86-46,90%), глинозем (25,31-28,77%), железо (суммарное, 3,90-8,76%), окись натрия (7,06-11,23%).

Помимо нефелиновых руд в пределах Витимской зоны тектономагматической активизации известны проявления апатита.

Сыннырское месторождение сынныритов расположено в Северном Прибайкалье. Оно описано во многих работах /Жидков, 1962; Андреев, 1965; Геологическое строение..., 1969; и др./. В последние годы благодаря детальным геолого-поисковым работам, проведенным А.А. Ушаковым, А.Я. Жидковым, Г.В. Андреевым и др., значительно уточнены масштабы продуктивных участков.

Сыннырский массив имеет площадь около 570 км² (23-26 км в поперечнике). Строение массива концентрически-зональное. В центральной части обнажаются щелочные сиениты, слагающие тело с поперечными размерами, равными 16 и 6,5 км. Большая часть массива сложена нефелиновыми сиенитами, псевдолейцитовыми сиенитами и сынныритами. Псевдолейцитовые сиениты и сынныриты обнажаются во внутренней зоне кольцевой интрузии на контакте со щелочными сиенитами. Ширина полосы этих пород колеблется от 750 м до 3,5 км. Сынныриты слагают в пределах отмеченной полосы серповидное в плане тело шириной 0,8-3,0 км и протяженностью до 22 км. В пределах продуктивной полосы сынныриты образуют крупные лентообразные и линзовидные тела, разделенные находящимися в резко подчиненном количестве шонкинитоидами, псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами. На значительной части площади сынныриты подвергнуты постмагматическим изменениям: микроклинизации, либнеритизации, шпреуштейнизации.

Жильная и дайковая фации массива представлены нефелиновыми сиенитами, святоноситами, шонкинитами, щелочными пегматитами.

В настоящее время в пределах серповидной полосы сынныритов выделено два участка. Первый - Каломнинский - участок расположен в восточной части ее. Здесь выделена продуктивная зона сынныритов мощностью до 2,7 км и протяженностью до 7,0 км (рис. 8).

В пределах зоны установлены жилородные и дайкообразные тела шон-

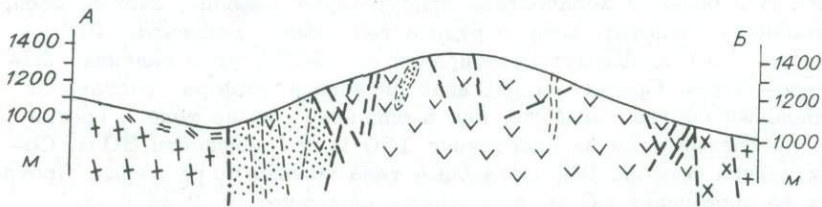
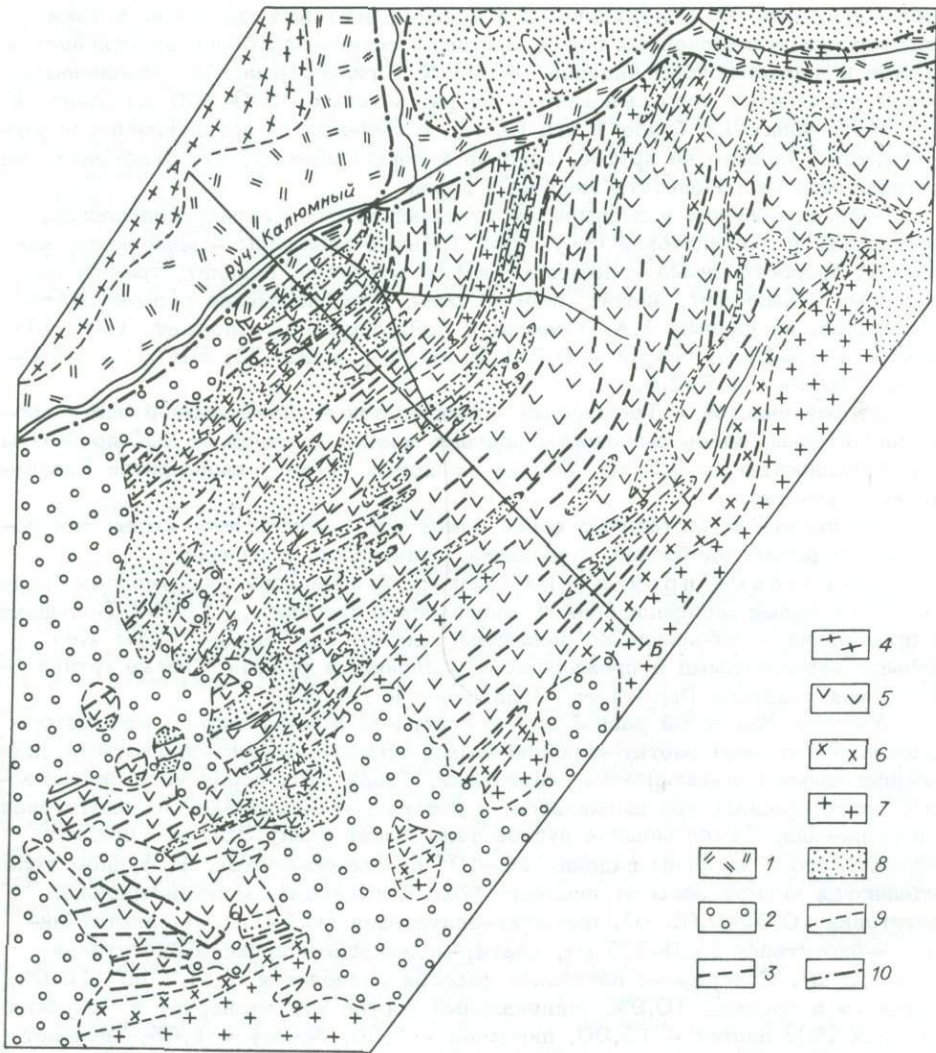


Рис. 8. Геологическая карта Калюминского месторождения. Составили Г.В. Андреев, А.Я. Жидков, А.А. Ушаков, В.Н. Хрусталеv.

1 - почвенно-растительный покров; 2 - ледниковые отложения; 3 - биотит-пироксен-полевошпатовые породы (вне масштаба); 4 - пуласиты; 5 - сынныриты; 6 - псевдолейцитовые нефелиновые сиениты; 7 - нефелиновые сиениты; 8 - мусковит-полевошпатовые и полевошпатовые породы; 9 - геологические границы; 10 - зоны нарушений.

кинитовидов, щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, а также гидротермально измененных пород, имеющих северо-восточное простирание и близкое к вертикальному падение. Жильные и гидротермально измененные породы расчленяют тело сынныритов на ряд мощных (100–300 м) лент и линз протяженностью более 1 км. Иногда в сынныритах устанавливается флюидальность. Падение ее крутое, близкое к вертикальному, что указывает на вертикальную расчлененность щелочных пород.

Под микроскопом в сынныритах устанавливаются дактилоскопическая, графическая и пойкилитовая структуры. Главные минералы – микроклин, калиссилит; второстепенные – нефелин, биотит, пироксен, содалит, гранат; акцессорные – магнетит, апатит, циркон, сфен. Преобладающие разновидности сынныритов, по данным А.А. Ушакова и А.Я. Жидкова, содержат (вес. %): K_2O – 17,5–19,5; Na_2O – 0,5–1,2; Al_2O_3 – 22–23; SiO_2 – 54,0–55,5; Fe_2O_3 – 1,5–2,5.

Второй участок – Трехглавый – расположен в юго-западной части продуктивной зоны. Здесь сынныриты слагают полосу шириной от 200 до 500 м и протяженностью до 5,5 км. Состав их близок составу сынныритов Каломнинского участка.

Сынныриты представляют собой новый вид комплексного сырья для получения калийных удобрений, глинозема, огнеупоров, керамики.

Апатитовые проявления Сынынского массива представлены более чем 100 точками минерализации (Геологическое строение..., 1969). Большинство проявлений – небольшие по размерам участки (не более 5–10 м²) с бедными вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами. Самые крупные – проявления участков Высотного, Подледного и Ушмуна.

Участок Высотный расположен в северо-восточной части Сынынского массива. Он сложен биотит-пироксеновыми, аллотриоморфно-зернистыми, псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами. Среди этих пород установлено восемь плитообразных тел шонкинитов, в которых устанавливается апатитовая минерализация. Самое мощное рудное тело имеет длину 350 м, средняя мощность его 5 м, углы падения 20–40° на северо-восток. В рудном теле выделяются четыре зоны от висячего бока к лежащему: мономинеральная апатитовая (0,02–0,05 м), пироксен-apatитовая (0,5–1,0 м), апатит-пироксен-биотитовая (1,0–2,5 м), апатит-полевошпат-пироксен-биотитовая (1,5–5,0 м). Содержание пятиоксида фосфора колеблется от 4,7 до 18,6%, составляя в среднем 10,9%. Минеральный состав руд варьирует в широких пределах (%): апатит – 15,90, пироксен – 1,30, биотит – 1,65, полевой шпат – 1,20. В небольших количествах присутствуют нефелин, циркон, сфен, кальцит, ильменит, магнетит. Второе рудное тело имеет мощность 3,8 м и протяженность 500 м. Азимут простирания его 330°, угол падения 20–25° на северо-восток. Среднее содержание пятиоксида фосфора составляет 11%. Минеральный состав такой же, как в описанном выше теле. Третье рудное тело прослеживается на расстоянии 150 м при мощности 30 м. Содержание пятиоксида фосфора 9%. Остальные тела меньше по размерам. Протяженность их не превышает 50 м, а мощность варьирует от 2 до 6 м.

Другие проявления апатита характеризуются меньшими масштабами.

Заканчивая характеристику области тектономагматической активизации среднепалеозойского возраста, необходимо подчеркнуть следующие ее особенности.

1. Рассматриваемая активизированная область отличается крупными масштабами. Она прослеживается на расстоянии 2000 км при ширине до 500 км.

2. На фоне ареального развития магматических формаций преимущест-

венно кислого и среднего состава выделяются узкие, протяженные зоны со щелочным магматизмом.

3. Среди магматических пород интрузивные образования существенно преобладают над эффузивными.

4. Чрезвычайно широк спектр месторождений полезных ископаемых в основном эндогенного происхождения. При этом совершенно отчетливо выделяется мощный Прибайкальский олово-вольфрам-молибденовый пояс, прослеживающийся на восток и на запад за пределы региона.

5. Месторождения полезных ископаемых образовались в условиях высоких температур. Это либо магматические (сынныриты, уртиты), либо скарновые, либо высокотемпературные гидротермальные месторождения.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ОБЛАСТЬ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Главные структурные элементы

Позднепалеозойская ОТМА впервые выделена и обоснована И.В. Гордиенко. Она смещена к юго-востоку по отношению к среднепалеозойской ОТМА и имеет несколько меньшие размеры. На рассматриваемой нами территории она прослеживается на расстоянии около 800 км при ширине 300–350 км. Активизированная область состояла из разломно-блоковых структур, развитых на разнородном фундаменте и насыщенных вулканоплутоническими формациями позднекарбонového – раннетриасового возраста (рис. 9). Последние по составу существенно отличаются от среднепалеозойских образований. Между средне- и верхнепалеозойскими формациями установлен стратиграфический перерыв /Гордиенко, 1976a/. Эти факты, а также отмеченное выше смещение в пространстве по отношению к среднепалеозойским формациям явились достаточными основаниями для выделения области позднепалеозойской активизации.

В ее пределах по характеру магматизма и металлогении, связанных с особенностями тектонического развития, И.В. Гордиенко /Гордиенко и др., 1978/ выделил две зоны: Джида-Хилокскую и Малханскую.

Джида-Хилокская зона протягивается от бассейна р. Джиды до верховьев р. Витим на расстояние до 800 км при ширине до 150 км. По-видимому, более правильно назвать ее Джида-Витимской зоной. Магматизм зоны контролируется серией разрывных нарушений северо-восточного простирания и представлен мощными вулканическими накоплениями трахиандезит-липаритовой (гунзанская свита, часть боргойской толщи) и трахиандезит-базальтовой (мунустайская свита, часть боргойской толщи) формаций. Позднее их формировались интрузии габбро-диорит-гранитной (бичурский интрузивный комплекс) и щелочно-гранитоидной (куналейский интрузивный комплекс) формаций.

Малханская зона развита преимущественно на территории Монголии и Читинской области. На рассматриваемой площади она занимает южную часть региона, междуречье Чикоя и Хилка. От Джиды-Хилокской зоны она отличается развитием в ее пределах эпиконтинентальных осадочно-вулканогенных отложений (гутайская свита). Наиболее интенсивно вулканоплутоническая деятельность протекала в этой зоне в верхнем палеозое (в среднем – верхнем карбоне и перми) и выразилась в мощных излияниях лав трахиандезит-базальтового состава (унгуркуйская, жиндоконская свиты) и в накоплении эффузивно-пирокластических толщ кислого состава (трахилипаритовая формация;

Рис. 9. Позднепалеозойская ОТМА. Составил Г.В. Андреев по материалам В.И. Давыдова, Б.А. Литвиновского, А.Н. Занвилевич, И.В. Гордиенко и др.

1, 2 - гранитоиды куналейского (1) и бичурского (2) комплексов; 3 - эффузивы трахит-трахириолитового состава; 4 - базальт трахиандезит-трахириолитового состава; 5 - главные разломы; 6 - границы ОТМА.



часть тамирской, аленгуйская свиты). Вулканическая деятельность завершилась внедрением крупных многофазных интрузий габбро-диорит-гранитовой (бичурский комплекс) и щелочно-гранитоидной формаций.

Магматические комплексы, вулканические толщи и свиты

Интрузивные комплексы

В верхнем палеозое – нижнем мезозое выделяются бичурский и куналейский интрузивные комплексы.

Бичурский интрузивный комплекс широко распространен в южной части региона, в междуречье Чикоя и Хилка, а также в бассейнах рек Уда и Витим (см. рис. 9). Небольшие массивы установлены в бассейне Джиды.

Изучением пород бичурского комплекса занимались в разные годы и с разной степенью детальности П.И. Налетов, К.Д. Клименченко, Я.М. Яблоков, В.А. Новиков, Л.А. Козубова, В.А. Дворкин-Самарский, И.М. Козулина, Д.Д. Жалсабон, В.В. Скрипкина, Ю.В. Комаров и др. По мнению большинства исследователей, становление пород комплекса произошло в три фазы.

Интрузивные породы первой фазы представлены габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами, диоритами. Эти породы слагают массивы площадью до 90 км² в западной части Малханского хребта (в Бичурской и Тамирской гривах, в бассейне р. Булуктайка и по р. Чикойский Гуджерту). Единичные небольшие массивы габброидов и диоритов встречены севернее этого района, на междуречье Кудары и Хилка.

Среди габброидов преобладают амфиболовые габбро с содержанием роговой обманки до 45–55%. Обычно это темно-зеленые, почти черные, средне- и крупнозернистые породы с массивной текстурой. Под микроскопом в них отчетливо устанавливается габбровая, участками офитовая структура. Салическая часть породы представлена слегка сосюритизированным идиоморфным лабрадором, содержащимся в количестве 35–45%.

Среди темноцветных минералов наряду с роговой обманкой присутствуют редкие зерна авгита, из аксессуарных встречены апатит и титаномагматит; вторичные минералы – хлорит (пеннин), серицит, эпидот, цоизит, альбит, кварц, карбонат, лейкоксен.

Габбро постепенно переходят в габбро-диориты. Внешне они почти не отличаются от габбро, и лишь в приконтактных частях с диоритами порода становится более лейкократовой. Габбро-диориты состоят из плагиоклаза № 35–50 (59–70%), роговой обманки (10–30), авгита (0–10%), апатита, титаномагматита, сфена, магнетита, циркона.

Диориты в составе пород комплекса имеют небольшой объем.

Гранодиориты слагают в основном эндоконтактные участки массивов, но иногда встречаются среди гранитов в виде небольших пятнистых обособлений площадью до нескольких квадратных километров. Среди гранодиоритов наряду с гибридными разновидностями, возникшими в результате ассимиляции гранитоидами основных эффузивов, встречены интрузивные образования, имеющие эруптивные контакты с вмещающими породами. Для гранодиоритов характерны темно-серый и серый цвет, среднезернистое и редко порфиroidное сложение. В их составе салические минералы (андезин-олигоклаз и микроклин) преобладают над биотитом и роговой обманкой. Аксессуарные минералы – апатит, сфен, циркон, рутил, ортит, магнетит, гематит. В породе присутствует кварц в количестве до 10–15%.

Во вторую фазу внедрились сиениты, кварцевые сиениты и граниты.

Сиениты и кварцевые сиениты встречены в эндоконтактах гранитных массивов и в виде небольших по размеру массивов в пределах Боргойского хребта и в бассейне рек Хилок и Кудара (Окино-Ключевской, Кударинский и др.). Это обычно среднезернистые, реже крупнозернистые, буроватые или серые породы, состоящие из микроклин-пертита (до 40%), ортоклаза (40-45%), кварца (5-15%), роговой обманки (5-10%), биотита (3-5%), сфена, магнетита, циркона и апатита.

Граниты составляют основной объем пород не только второй фазы, но и всего бичурского комплекса. Они образуют неправильные и изометричные, вытянутые в широтном направлении интрузивные тела площадью до 150 км². Как уже упоминалось, среди гранитов встречаются шпировидные обособления гибридных гранитоидов, в эндоконтактных частях массивов - гранодиориты, сиениты и диориты. Граниты представляют собой светло-серые, буровато-серые и розоватые породы с массивным; гнейсовидным и порфиroidным сложением. Среди них выделяются крупно- и среднезернистые роговообманковые, биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности, различающиеся по преобладанию в породе роговой обманки и биотита. Они сложены микроклин-пертитом (40-45%), кварцем (20-25%), альбит-олигоклазом (15-20%), биотитом (0-7%), роговой обманкой (0-15%). Калиевый полевой шпат в порфиroidных гранитах образует выделения размером 2-3 см. Апатит, сфен, магнетит, циркон встречены в акцессорных количествах.

Формирование пород комплекса завершилось внедрением штокообразных и дайкообразных тел мелко- и среднезернистых гранитов. Эти граниты распространены в пределах упомянутых массивов среди габброидов более ранних фаз, имеют с ними четкие интрузивные контакты.

Граниты третьей фазы отличаются от гранитов второй более лейкократовым обликом, мелкозернистым сложением, повышенным содержанием кварца (до 30-35%), отсутствием амфиболов и меньшим количеством микроклин-пертита (до 20%). Иногда имеют порфиroidную структуру. Интрузия этих гранитов часто сопровождается кварцевыми жилами и прожилками с вкрапленностью магнетита, гематита, молибденита, пирита, халькопирита и других минералов. Граниты нередко грейзенизированы. При этом в них увеличивается количество кварца до 50-60%, появляются новообразования мусковита до 15-20 и топаза до 3-5%. В породе иногда встречаются миароловые пустоты с кристаллами кварца, пирита, молибденита, халькопирита и чешуйками гематита, серицита.

Позднепалеозойский возраст комплекса принимается по следующим соображениям. Во-первых, слагающие его массивы отчетливо дискордантны по отношению к структуре вмещающих вулканогенных свит (унгуркуйской, низов тамирской, алентуйской и др.). Во-вторых, галька гранитоидов бичурского комплекса обнаружена в конгломератах раннетриасовой чернойривской свиты (по В.В. Скрипкиной и Ю.М. Холоду). В-третьих, бичурский комплекс по многим признакам сопоставляется с селингинским интрузивным комплексом Северной Монголии, который имеет позднепермский возраст.

В куналейский интрузивный комплекс большинство исследователей объединяли массивы щелочных гранитоидов, сложенные полевым шпатом, кварцем, щелочными амфиболами и пироксенами. В последние годы в результате детальных работ А.Н. Занвилевич, Б.А. Литвиновский /Занвилевич и др., 1981/ пришли к выводу, что щелочные гранитоиды пространственно и генетически тесно связаны с массивами субщелочных гранитоидов и образуют единую щелочно-гранитоидную ассоциацию. В нее входят специфические породы состава гранитов, граносиенитов, сиенитов, сложенные полевым шпатом, кварцем и фемическими минералами. По характеру фемических минералов гранитоиды

разделены на две группы: щелочные (со щелочными амфиболами и пироксенами) и субщелочные (с роговой обманкой, биотитом, салитом). Щелочные и субщелочные гранитоиды образуют естественную ассоциацию: они слагают единые массивы в пределах всего ареала (в том числе единые кольцевые интрузии), характеризуются значительной близостью минерального и химического состава, формирование их тесно сближено во времени. В регионе широко развиты вулканы, комагматичные с рассматриваемыми гранитоидами: по распространенности они сопоставимы с плутоническими образованиями. Нам представляется целесообразным сохранить для этой ассоциации название "куналейский комплекс", поскольку он широко используется многими исследователями.

Массивы щелочных и субщелочных гранитоидов образуют Забайкальский поясовый мегаареал, протягивающийся на 1200 км в северо-восточном направлении от верхнего течения Селенги (на севере Монголии) до верховьев Олекмы; ширина его составляет около 200 км. Ареал включает более 300 массивов различных размеров — от 1–2 до 600–800 км². Общая площадь выходов гранитоидов превышает 10 000 км² (см. рис. 9). Размещение массивов контролируется Забайкальской системой глубинных разломов. В строении ареала намечается грубая зональность, обусловленная, во-первых, меняющимися количественными соотношениями различных по составу разновидностей гранитоидов и, во-вторых, неодинаковой степенью насыщенности разных частей ареала гранитоидными массивами. В центральной части области сосредоточена подавляющая часть щелочных гранитов и сиенитов, здесь же отмечается максимальная концентрация гранитоидных массивов и располагается большинство крупных плутонов. В периферических областях главную роль в строении массивов играют субщелочные породы. В северной и южной пограничных зонах ареала зафиксированы единичные массивы гранитоидов рассматриваемой ассоциации, в которых наряду с каликатровым полевым шпатом в заметных количествах присутствует олигоклаз. Намечается также закономерность в распределении сиенитовых и гранитовых разновидностей: первые максимально развиты в районе, примыкающем с северо-запада к центральной части ареала; к юго-западу и северо-востоку от него преобладают граниты и граносиениты. Необходимо подчеркнуть, что описанная зональность отражает лишь тенденцию к преимущественной локализации тех или иных пород в определенных частях ареала. Все выделяемые разновидности субщелочных и щелочных гранитоидов в больших или меньших количествах присутствуют почти повсеместно.

Формирование пород щелочно-гранитоидной ассоциации происходило в течение двух последовательных этапов: с первым этапом связано образование субщелочных, со вторым — щелочных гранитоидов; начальные фазы этапа представлены сиенитами, заключительные — гранитами, граносиенитами.

Породы щелочной гранитоидной ассоциации довольно часто, но не всегда, выделяются пепельными, лиловатыми, темно-серыми тонами окраски. Характерны наличие остроугольных миароловых пустот, нередко выполненных кристалликами кварца и темноцветного минерала, а также отчетливая трахитоидность в мелко- и среднезернистых разновидностях (чаще щелочных). Микроструктура магматическая: гранитовая, пегматоидная, графическая, призматически-зернистая. В сиенитах призматически-зернистая структура часто хорошо различима визуально.

Главными порообразующими минералами являются пертитовый каликатровый полевой шпат, ортоклаз, анортоклаз, редко микроклин. Обособленные зерна плагиоклаза редки и обычно представлены альбитом, в единичных случаях — более кальциевым плагиоклазом. Последний включен в кристаллы

ортоклаза, почти нацело серицитизирован. Нередко наблюдается активное замещение плагиоклаза ортоклазом. Фемические минералы в щелочных гранитоидах представлены амфиболами группы катофарита, феррогастингсита, арфведсонит-эккрманита, пироксенами диопсид-геденбергитового ряда со значительной долей эгириновой составляющей, богатым фтором биотитом, в субщелочных разновидностях наблюдаются биотит, салит, обыкновенная и субщелочная роговые обманки.

Петрохимическая характеристика обсуждаемых гранитоидов дана в работе А.Н. Занвилевич и др. /1981/. Породы щелочно-гранитоидной ассоциации отличаются от более древних гранитоидов повышенным количеством щелочей, относительно высокими значениями коэффициента агапитности, низкими содержаниями окиси кальция и магния. В то же время химический состав одноименных разновидностей субщелочных и щелочных гранитоидов почти не обнаруживает значимых различий. Главные минералого-петрографические и петрохимические характеристики гранитоидов сохраняют значительную латеральную устойчивость в пределах всей изученной части ареала (около 800 км). По имеющимся геологическим данным, становление субщелочных и щелочных гранитоидов укладывается в узкий временной интервал P_2-T_1 : они интрузируют вулканогенные толщи поздней перми и перекрываются раннеюрскими отложениями. Геологическая датировка подтверждается данными абсолютной геохронологии. Так, калий-аргоновые определения по амфиболу, биотиту, пироксену дают временной интервал 230-265 млн. лет, одинаковый как для щелочных, так и для субщелочных пород. Близкие цифры получены для щелочных сиенитов на основании рубидий-стронциевого датирования: 233 ± 5 млн. лет.

Вулканические толщи и свиты

Позднепалеозойские вулканогенные образования слагают полосу северо-восточного простирания. Выделяются гунзанская, мунустайская, унгуркуйская, алентуйская свиты.

Гунзанская осадочно-вулканогенная свита развита в южной части региона, слагает протяженную полосу северо-восточного простирания. Эта свита детально изучалась И.В. Гордиенко /1976а/, Г.И. Храмцовым, Ю.М. Холодом, В.П. Маняхиным.

В нижней части гунзанской свиты залегает мощная толща плохо отсортированных вулканогалечных и галечных конгломератов с прослоями туфогравелитов, туфопесчаников; видимая мощность около 600 м. Галька конгломератов представлена преимущественно среднепалеозойскими лейкократовыми мелко- и среднезернистыми гранитами и гранит-порфирами, сиреневыми и серыми средне- и крупнозернистыми кварцевыми сиенитами и сиенитами дабанского комплекса, кремнистыми породами, зеленокаменными эффузивами преимущественно кислого состава (липаритами, дацитами). Выше конгломератов вскрывается горизонт (мощность около 400 м) темно-серых до черных туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Породы тонко переслаиваются и содержат мощные (до 50 м) прослои светло-серых мелкообломочных лито- и кристаллокластических туфов и тонкофлюидальных лав риолитов. Туфы рассланцованы, в микрофельзитовой основной массе наблюдается много углистого вещества. В верхней части горизонта в прослоях темных углистых туфоалевролитов мощностью 5-8 м, выдержанных по простиранию (азимут падения $130-150^\circ$, угол $30-40^\circ$), И.В. Гордиенко нашел отпечатки верхнепалеозойских кордаитов, каламитов и семенных папоротников.

Выше горизонта пород с обнаруженными растительными остатками в едином разрезе вскрывается мощная толща в различной степени литофицированных туфов кислого состава серого и темно-серого цвета, иногда розовато- и зеленовато-серого с пачками и прослоями туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевритов, местами превращенных в результате динамометаморфизма в хлорит-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы. Видимая мощность этой части разреза около 1700 м.

Мощность гунзанской свиты в сводном разрезе составляет более 2700 м. Формирование ее завершилось внедрением субвулканических штоков и даек гранит- и граносиенит-порфиров, фельзитов, дацитов и андезитов. Вулканогенные породы гунзанской свиты отнесены И.В. Гордиенко /Гордиенко и др., 1978/ к трахиандезит-липаритовой формации.

Выше гунзанской залегает мунустайская трахиандезит-базальтовая свита. Она представлена чередованием темных, темно-вишневых и грязно-зеленых базальтов, миндалекаменных базальтов и андезитов с редкими прослоями туфогенных пород. В основании свиты местами присутствуют конгломераты и конглобрекции. Общая мощность свиты составляет около 2000 м.

В северо-восточной части полосы вулканогенных пород выделяется унгуркуйская свита. По данным Ю.В. Комарова /1972/, вулканогенные образования этой свиты представлены почти исключительно излившимися породами: по составу темноцветов они разделяются на оливиновые, оливин-пироксеновые и пироксеновые. Пироксен всегда представлен авгитом. Из минералов, подчеркивающих щелочной характер основных эффузивов, присутствуют щелочной полевой шпат, биотит, анальшим и цеолиты. Миндалекаменные базальты широко распространены в составе потоков и покровов, слагая преимущественно верхние части. Субвулканические тела, комагматичные унгуркуйским эффузивам, имеют весьма ограниченные размеры и встречаются редко — это эссекситы и трахидолериты, залегающие в виде даек и мелких штоков.

И.В. Гордиенко /Гордиенко и др., 1978/ обосновал позднепалеозойский возраст унгуркуйской свиты.

Алентуйская свита позднепермского возраста обнажается в южной части региона. Она представлена многократным чередованием мощных горизонтов кислых лав и небольших прослоев крупнообломочных туфов и туфоалевролитов. Верхний горизонт свиты мощностью 100 м сложен андезитами и их туфами. Общая мощность свиты около 600 м. Она представляет трахилипаритовую формацию. Возраст свиты определен Л.А. Козубовой, Г.П. Радченко /1961/ и В.Г. Котляром, Л.И. Попеко /1974/ позднепермским.

Эндогенные месторождения и проявления полезных ископаемых

С магматическими породами бичурского и куналейского комплексов генетически связаны месторождения и проявления молибдена, бора, меди, железа, а также акцессорная бериллиевая минерализация. Максимально развиты молибденовые проявления. Большая часть полезной минерализации генетически связана с гранитоидами куналейского комплекса.

Молибденовые месторождения и проявления. Большая часть молибденовых проявлений установлена в юго-восточной части пояса щелочных пород. Это Жарчихинское, Худанское, Ариг-Горхонское, Гонгатинское, Хулганатское, Жин-Косонское, Зырлыгтинское, Шара-Горхонское и др. Наиболее крупные среди них Жарчихинское, Худанское и Челсанское.

Жарчихинское месторождение расположено на правом берегу Се-

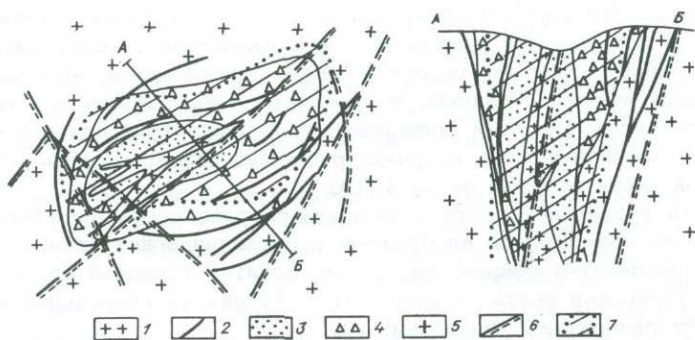


Рис. 10. Схема Жарчихинской вулканической структуры и разрез по линии АБ. Составили В.Л. Верник, В.В. Скрипкина.

1 - мелко-среднезернистые граносиениты; 2 - дайки микрогранитов, микрограносиенитов и трахилипаритов; 3 - эруптивные брекчии; 4 - эксплозивные брекчии; 5 - вмещающие гранитоиды; 6 - главные дизъюнктивные нарушения; 7 - рудный штокверк.

ленги выше ее устья. Приводимое выше описание дается по материалам В.В. Скрипкиной, В.Л. Верника, Л.И. Рейф, В.И. Игнатовича и Г.В. Андреева /1982/. Поскольку это месторождение слабо освещено в литературе, мы приводим подробное его описание.

Месторождение локализовано в пределах вулканической трубки, располагающейся среди гранитов (рис. 10). Трубка выполнена эксплозивными и эруптивными брекчиями, секущимися дайками гранитоидов и трахилипаритов.

Наиболее ранними образованиями являются эксплозивные брекчии. Они слагают периферическую часть структуры, образуя воронкообразное, сужающееся книзу тело. Контакты его вмещающих пород довольно резкие, отчетливые. Брекчии грубообломочные. Обломки, представленные исключительно боковыми породами (гранитами, сиенитами, диоритами), сцементированы тонкоизмельченным материалом того же состава. В результате последующих интенсивных процессов калишпатизации и окварцевания цемент большей частью превращен в кварц-полевошпатовый агрегат мелкозернистого сложения со своеобразной флюидально-вихревой текстурой, обволакивающей обломки пород. Характерной для описываемых брекчий является их красно-бурая окраска, обусловленная интенсивной замутненностью полевых шпатов. Покраснению подвергаются и боковые породы в экзоконтактной зоне шириной до 50 м. Это явление названо Д.С. Коржинским /1940/ мнимой пелитизацией и связано с наличием мельчайших жидких включений. Гидротермально-метасоматическое преобразование брекчий сопровождается редкометалльно-флюоритовой минерализацией.

Эруптивные брекчии занимают секущее положение по отношению к эксплозивным. Их трубообразное тело, имеющее в плане эллипсоидную форму, располагается в центре структуры. Контакты с вмещающими эксплозивными брекчиями резкие, с многочисленными апофизами. Эруптивные брекчии имеют белесую окраску в серых и зеленоватых тонах, полимиктовый состав обломков и тонкозернистый массивный цемент. Порода по структурно-текстурным особенностям напоминает лапиллиевый туф. Крупные обломки (размером 10-30 см) редки. Наряду с обломками боковых пород здесь в большом количестве отмечаются эффузивы трахитового состава, отсутствующие среди окружаю-

ших образований. Имеются также обломки трахириолитов, аналогичных дайкам, отчетливо секущим эксплозивную брекчию. Цемент состоит из многочисленных дезинтегрированных до мельчайших обломков пород и кристаллов (матрица), погруженных в криптозернистый кварц-полевошпатовый базис трахит-трахириолитового состава. Обломки минералов имеют остроугольные, вогнутые очертания, типичные для пирокластических пород. Количественные отношения между цементом и обломками непостоянны и варьируют от 1:1 до 1:5. Таким образом, состав и морфологические особенности обломков, магматогенный цемент эруптивных брекчий свидетельствуют в пользу их вулканической природы. Тело, выполненное этими брекчиями, представляет собой жерло – канал, через который на каком-то этапе осуществлялась связь магматического очага с дневной поверхностью.

Субвулканические интрузии представлены дайками и многочисленными мелкими инъекциями. Размещение даек концентрически-зональное. Формирование их произошло в два этапа. На раннем этапе внедрились дайки, выполняющие систему кольцевых и конических трещин. Среди них выделяются две разновидности: первая – красные дайки микрогранитов и микрограносиенитов, вторая – дайки трахириолитов светло-серой, кремевой и сиреневой окраски.

Одновременно с образованием кольцевых и конических даек происходит заполнение магматическим материалом системы мелких трещин в теле эксплозивных брекчий и во вмещающих породах. Наряду с выполнением открытых полостей линзовидной либо остроугольной формы с прямолинейными ограничениями отмечаются участки причудливых очертаний своеобразной "пропитки" пород криптозернистым магматическим материалом кварц-полевошпатового состава с микропоякилитовой структурой. Все это усложняет тектурный рисунок брекчий. В верхних частях разреза участки "пропитки" проявлены локально. Они обычно сосредоточены в 1–2-метровом интервале вблизи дайковых тел и нередко обнаруживают с ними видимую связь через тонкие проводнички. С глубиной интенсивность процесса "пропитки" усиливается, увеличивается мощность интервалов, подвергающихся преобразованию, утрачивается видимая связь с дайками. Вмещающая порода как бы растворяется в криптозернистой массе, сохраняются лишь разобщенные реликты величиной от 3–5 до 10–15 мм. При этом порода приобретает брекчиевидный облик. В отличие от ранее описанных брекчий "обломки"-реликты не испытывают заметных перемещений. Процессу "растворения" легко подвергаются породы гранитного и сиенитового состава, в диориты криптозернистый материал проникает только в виде тонких проводничков. Состав и рисунок микроструктуры криптозернистого вещества "пропитки" и дайковых тел идентичны.

К позднему этапу относятся мелко-, среднезернистые граносиениты, слагающие ветвящиеся дайки. Последние располагаются в центральной части трубки и лишь в редких случаях в виде маломощных апофиз выходят за пределы тела эруптивных брекчий. Граносиениты позднего этапа, а также обломки и цемент эруптивной брекчий подвергались интенсивной альбитизации, выразившейся в замещении калиевого полевого шпата шахматным альбитом. При этом появляются щелочные амфиболы. В отдельных участках процесс альбитизации выходит за контур центральной трубки и накладывается на породы эксплозивной брекчий.

Эруптивные и эксплозивные брекчи, а также дайки пересекаются многочисленными молибденит-кварцевыми, кварц-молибденит-пиритовыми, кварц-флюорит-молибденитовыми и "сухими" молибденитовыми прожилками, образующими рудный штокверк. Мощность прожилков варьирует от долей миллиметра до 1 см. Контуры рудного штокверка в целом совпадают с контурами трубки. Устанавливаются лишь небольшие отклонения. Степень и характер минерализа-

ции постоянны и по латерали, и по вертикали до глубины 500 м, вскрытой колонковыми скважинами.

Главным рудным минералом является молибденит, наблюдающийся в виде двух морфологических разновидностей: мелкочешуйчатого и дисперсного. Мелкочешуйчатый молибденит слагает преимущественно зальбанды прожилков и "сухие" просечки. Дисперсный молибденит рассеян в массе кварцевых прожилков, а также в цементе брекчий, криптозернистом материале "пропитки" и многочисленных магматических инъекциях. Второстепенные минералы в прожилках представлены пиритом, магнетитом, флюоритом, галенитом, сфалеритом, анатазом, рутилом и гематитом. Помимо прожилковой в брекчиях установлена рассеянная гнездово-вкрапленная минерализация.

Е.Д. Бажеев и Е.П. Думнов в результате изучения минеральных парагенезисов в прожилках и выяснения последовательности их формирования выделили четыре стадии минерализации (табл. 1). Изучение кварца и флюорита, росших одновременно с рудными минералами, позволило установить в них первичные газово-жидкие включения (ГЖВ). Последние состоят из жидкости, газового пузыря и мелкой прозрачной недиагностируемой твердой фазы, трудно растворимой при высоких температурах.

Термометрические исследования проводились с использованием камеры с силитовым нагревателем в комплексе с милливольтметром типа М-254, класс точности - 0,5 и хромель-алюминиевой термопарой. Погрешность измерения температуры $\pm 6^{\circ}\text{C}$. Нагревание ГЖВ проводилось в замедленном темпе с систематическими 15-20-минутными выдержками при постоянной температуре для достижения равновесных условий растворения содержимого включений.

Криометрические исследования проводились с использованием криокамеры системы Л.Ш. Базарова с медь-константановой термопарой и цифровым микровольтметром В7-21 (погрешность измерения температур не более $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$). Проведенными термометрическими исследованиями установлено, что во всех случаях при нагревании ГЖВ гомогенизация осуществлялась в жидкую фазу. Эти факты позволяют сделать вывод о том, что выпадение молибденита и других рудных минералов происходило из гомогенных существенно водных растворов. Результаты термометрических исследований приведены в табл. 1 (рудный процесс протекал в сравнительно узком интервале температур от 325° до 170°).

Криометрическое изучение ГЖЗ показало, что температура протаивания эвтектики лежит в интервале $(-26,4) - (-26,7^{\circ})$. Такие же температуры протаивания эвтектики имеют рудные растворы Спокойнинского вольфрамового месторождения /Рейф, Бажеев, 1982/, где их солевой состав определен как фторидно-хлоридный.

По классификации В.Н. Котляра /Генезис..., 1968/ Жарчихинский рудный штокверк относится к типу глубинно-вулканических гидротермальных месторождений.

Худанское проявление изучалось Ф.Н. Людофуном, Т.И. Гречаником и др. Приводимое ниже описание дается по материалам Ф.Н. Людофуна. Участок рудопроявления сложен массивом щелочных гранитоидов, прорывающих кислые эффузивы. Последние слагают южную и юго-восточную части рудного поля.

В пределах гранитного массива выделяются лейкократовые роговообманковые гранит-порфиры первой фазы, лейкократовые биотит-рибекит-эгириновые гранит-порфиры второй фазы и небольшие тела мелкозернистых гранитов с гранофировой структурой, внедрившиеся в третью фазу. Граниты прорываются дайками диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и гранитов. Простираение

их северо-западное (330-350°) и северо-восточное (10-40°). Мощность даек варьирует от 5 до 40 м, длина по простиранию 150-350 м, редко достигает 1000 м.

Граниты массива и дайки секутся многочисленными прожилками разного состава. Большая часть их имеет пологие углы падения. Мощности их небольшие, обычно не более 4-5 мм. Количество прожилков на 1 пог. м варьирует в широких пределах - от 4-6 до 100.

На рудопроявлении выделено семь генераций прожилков:

1) прожилки светло-серого кварца с зернами калишпата в зальбандах;

2) молибденит-кварцевые прожилки; в светло-сером кварце содержится тонкая вкрапленность молибденита, пирита и калишпата; молибденит образует короткие неясно очерченные "струи";

3) прожилки светло-серого кварца с мусковитом, флюоритом, магнетитом, пиритом и молибденитом; рудные минералы образуют рассеянную вкрапленность либо линзовидные мелкоагрегатные обособления величиной до 5 мм;

4) кварц-альбитовые прожилки с пиритом и тонкочешуйчатым молибденитом;

5) кварц-полевошпатовые прожилки с пиритом, иногда с флюоритом;

6) кальцит-кварцевые прожилки с молибденитом;

7) прожилки молочно-белого сливного кварца.

Перечисленные прожилки секутся пострудными дайками долеритов и эссексит-диабазов.

Рудные прожилки сла-

Таблица 1
Последовательность формирования минеральных парагенезисов на Жарчихинском месторождении

Номер образца	Глубина, м	Стадия минерализации	Состав		Температура гомогенизации ГЖВ, °С	Минерал-хозяин
			прожилков	ГЖВ		
С-74	260,5	Сульфидно-молибденитовая а. Рассеянная минерализация в брекчии б. Прожилковая	Кварц, флюорит, молибденит	Г+Ж+Тв	310-325	Флюорит
С-77	117,3	Молибденитовая	Кварц, сфалерит, галенит, пирит, молибденит	Г+Ж	370-380	Кварц, флюорит
С-82	98	Молибденитовая	Кварц, молибденит, пирит, сфалерит (ед. зерна)	Г+Ж	275-325	Кварц, флюорит
С-74	260; 215,4					
С-77	117,3	Сульфидная	Кварц, галенит, пирит, сфалерит	Г+Ж	170-190	Кварц
С-74	193,5					
С-13	230,5	Пострудные кварцевые прожилки	Кварц, анагас	Г+Ж	100-170	Кварц
С-12	155					

гают два штокверковых тела. Первое тело имеет размеры 280x60 м, второе значительно меньше по размерам. С глубиной размеры рудного тела и содержания молибденита уменьшаются.

Возраст гранитов, определенный калий-аргоновым методом, равен 240 ± 7 млн. лет (данные С.В. Бузовкина, Ю.М. Шувалова, 1976 г.).

Челсанское рудопроявление расположено в пределах небольшого массива лейкократовых щелочных гранитоидов площадью 25 км².

В гранитах поверхностными горными выработками и скважинами вскрыты зоны березитов мощностью от 0,5 до 5 м и протяженностью в первые сотни метров. Березиты светло-серого цвета, массивной структуры. Структура их лепидогранобластовая. Сложены они кварцем (60-80%), серицитом (20-40%). В них установлены молибденит, сфалерит, галенит, рутил, циркон, лейкоксен, гидроокислы железа. Главный рудный минерал - молибденит. Полезная минерализация прослежена скважиной до глубины 250 м. Масштабы ее на нижних горизонтах не уменьшаются.

Железо-борные месторождения. Известно одно месторождение этого типа - Солонго. Оно изучалось Д.Э. Цыденовой, С.В. Малинко, Б.К. Виноградовым, А.Е. Лисицыным и др. Приводимое ниже описание дается по материалам А.Е. Лисицына, Б.К. Виноградова, С.В. Малинко /1974/.

Рудное поле месторождения сложено вулканогенными, вулканогенно-осадочными породами и известняками нижнепалеозойской олдындинской свиты, а также интрузивными и метаморфическими образованиями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. На месторождении выделено восемь железорудных тел. Они располагаются в контактовой зоне гранитного массива на участках развития магнезиальных и известковых скарнов. Абсолютный возраст гранитов по данным калий-аргонового метода 231-299 млн. лет /Виноградов, 1972/, что отвечает верхам карбона - низам перми. Большая часть магнетитовых руд образовалась путем замещения скарнов. Частично магнетит развивается по кальцифирам, мраморам и брекчиям роговиков. Форма рудных тел плитообразная, осложненная пережимами и раздувами. Рудные тела повторяют крупные изгибы кровли гранитоидной интрузии.

Борное оруделение представлено железом-магниевыми, магнием-кальциевыми боратами и боросиликатами. Железо-магниевые бораты (людовигит, ссайбелит, котонт и др.) обычно ассоциируют с магнетитом магнезиальных скарнов. Остальные минералы локализуются в кальцифирах и известковых скарнах.

Широко проявлена на месторождении цинковая минерализация. Главный рудный минерал - сфалерит. Сфалеритовые тела располагаются параллельно железорудным со стороны всячего бока.

Молибденит, вольфрамит, шеелит встречаются в грейзенизированных гранитах, роговиках и скарнах. Касситерит установлен в скарнах и кальцифирах.

Медно-молибденовые рудопроявления. Ряд медно-молибденовых рудопроявлений установлен в южной части региона в связи с гранитоидами бичурского комплекса (рис. 11). Наиболее крупным среди них является Кударинское рудопроявление. Оно изучалось В.Л. Верником, В.П. Приходько, В.В. Скрипкиной и др.

Район месторождения характеризуется блоковым строением, обусловленным наличием многочисленных разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направлений. Наиболее крупные и протяженные разломы - северо-восточные. Рудные участки локализуются в частях пересечения разрывных нарушений.

Рудное поле Кударинского проявления (рис. 12) сложено габбро-диоритами, диоритами, гранитами, порфиroidными плагиогранитами и вмещающими гнейсами, сланцами и метаэффузивами рифейско-раннепалеозойского возраста.

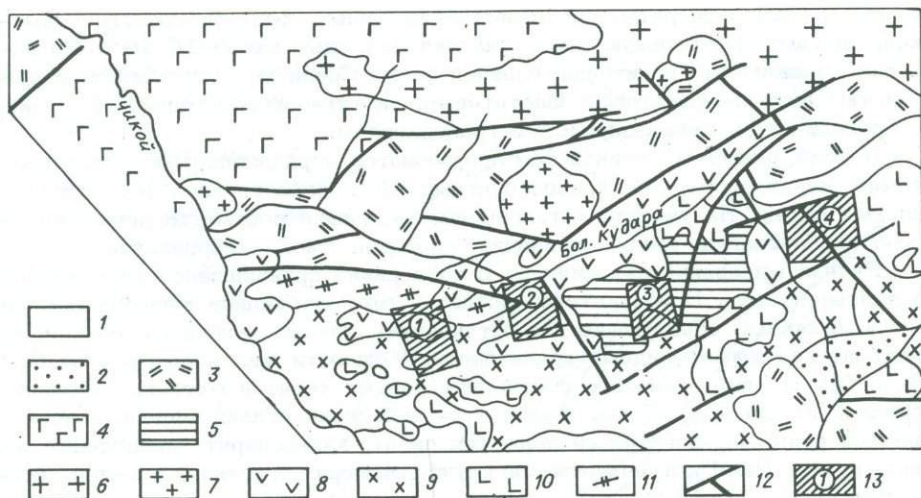
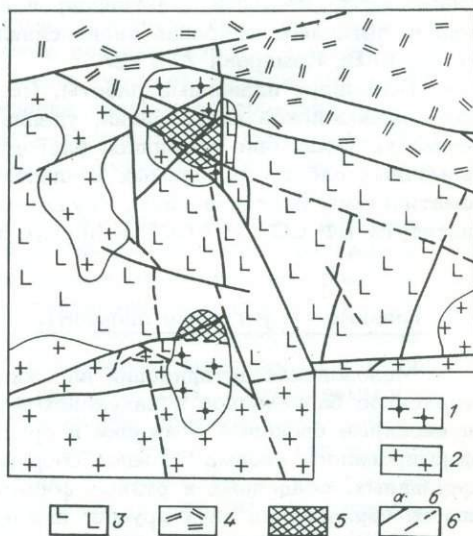


Рис. 11. Схема размещения медно-молибденовых рудопроявлений по правобережью р. Чикой. Составил В.Л. Верник.

1 - четвертичные отложения; 2 - грубообломочные мезозойские отложения; 3 - пермские лавы, пирокласты кислого состава (тамирская свита); 4 - пермские лавы основного и среднего состава (унгуркуйская свита); 5 - карбоновые конгломераты, песчаники с покровами эффузивов; 6, 7 - мезозойские интрузии: 6 - граниты, сиениты, 7 - гранит-порфиры; 8-10 - верхнепалеозойские интрузии (бичурский комплекс): 8 - граниты, плагиограниты (поздняя фаза), 9 - граниты, граносиениты, сиенит-диориты (главная фаза), 10 - диориты, габбро-диориты (ранняя фаза); 11 - нижнепалеозойские гнейсо-видные граниты; 12 - разломы; 13 - площади медно-молибденовых проявлений: 1 - Кугонтуйского, 2 - Гуджирского, 3 - Перевального, 4 - Кударинского.

Рис. 12. Схематическая геологическая карта Кударинского рудопроявления. Составили В.Л. Верник, В.П. Приходько.

1-3 - гранитоиды бичурского комплекса: 1 - порфиридные третьей фазы, 2 - главной фазы, 3 - диориты, габбро-диориты ранней фазы; 4 - гнейсы, сланцы, метаэффузивы рифея - нижнего палеозоя; 5 - рудные штокверки; 6 - разрывные нарушения (а - установленные, б - предполагаемые).



Диориты и габбро-диориты, представляющие раннюю фазу бичурского комплекса, слагают центральную часть участка площадью около 10 км². По периферии обнажаются гранитоиды главной фазы. Среди них выделяются крупнозернистые двуполовшатовые, биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, граносиениты, среднезернистые гранодиориты.

Породы ранней и главной фаз прорываются порфиroidными плагиогранитами, сиенит-диоритами, гранодиоритами. Последние слагают два эллипсоидальных штока. На участке установлены следующие постмагматические процессы: альбитизация, микроклинизация, грейзенизация, окварцевание.

Рудная минерализация связана с интенсивно проявившейся гидротермальной деятельностью. В результате последней сформировались многочисленные жилы и прожилки, образующие два штокверка, локализующиеся в северном и южном штоках порфиroidных гранитоидов. Мощности жил варьируют от 0,2-0,3 до 0,5 м, протяженность составляет первые десятки метров. Мощности прожилков от долей до 7 см. Выделяется несколько стадий минерализации. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, молибденит, ильменит, рутил. Реже встречаются магнетит, сфалерит, галенит, ковеллин, борнит, гематит.

В конце гидротермального процесса устанавливается карбонатизация.

В заключение следует отметить, что описываемые гранитоиды по классификации Л.В. Таусона /1977/ относятся к агпайтовым редкометальным гранитам, с которыми связаны месторождения ниобия, тантала и других редких элементов.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ОБЛАСТЬ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Эта область в Западном Забайкалье выделена благодаря работам Ю.В. Комарова, П.М. Хренова /1963/ и А.Д. Щеглова /1966/. Металлогеническая характеристика ее дана во многих работах А.Д. Щеглова /1961 и др./. Среди них максимальной полнотой отличается работа 1966 г. В ней подробно освещены геологические особенности размещения и типы мезозойских эндогенных месторождений в активизированных структурах Западного Забайкалья. Полное детальное описание внегеосинклинального магматизма мы находим в работе Ю.В. Комарова /1972/.

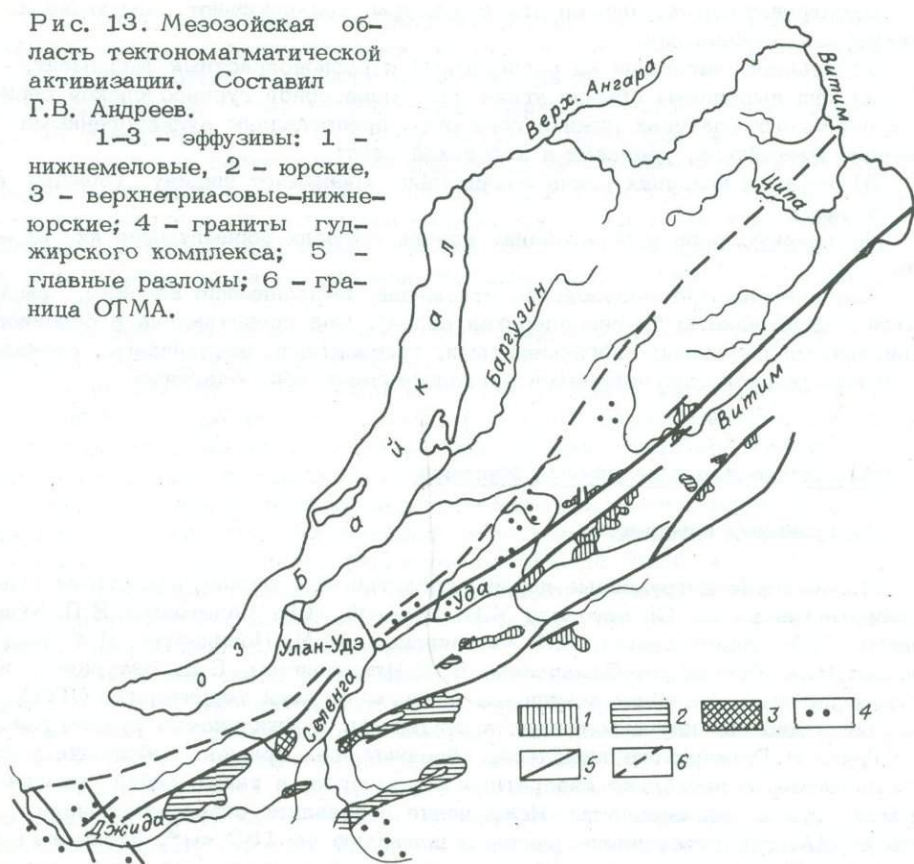
Используя названные работы, мы приведем краткую характеристику области мезозойской активизации, уделив при этом особое внимание новым материалам. Последние появились благодаря широкому комплексу геологосъемочных работ, проводимых коллективом ПГО "Бурятгеология", а также тематическим исследованиям, осуществляемым сотрудниками Геологического института БФ СО АН СССР и других организаций.

Главные структурные элементы

Мезозойская активизация наложилась на гетерогенное основание, представленное байкальской и каледонской складчатыми областями, испытывшими интенсивные блоковые движения в среднем - позднем палеозое. При этом сформировалось весьма сложное сооружение с широким набором интрузивных, эффузивных, осадочных и рудных формаций (рис. 13). В пределах его выделяются образования двух ярусов: нижнего, сформировавшегося в позднем триасе - ранней юре, и верхнего - среднеюрского - раннемелового.

Рис. 13. Мезозойская область тектономагматической активизации. Составил Г.В. Андреев.

1-3 - эффузивы: 1 - нижнемеловые, 2 - юрские, 3 - верхнетриасовые-нижнеюрские; 4 - граниты гуджирского комплекса; 5 - главные разломы; 6 - граница ОГМА.



Нижний ярус представлен разнообразными эффузивами цаган-хунтейской свиты, содержащими горизонты туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Вулканогенные породы смяты в простые пологие складки с преобладающими углами падения $25-35^{\circ}$. На отдельных участках установлены более крутые углы падения - до $60-70^{\circ}$. Простираения складок северо-западные и субширотные в южной части региона и северо-восточные - в восточной. Эффузивные породы прорываются многочисленными массивами гранитоидов нормального состава.

Структуры второго яруса более сложные. Они представлены пологими складками, образованными несколькими вулканогенно-осадочными свитами и узкими протяженными впадинами. Последние играют существенную роль в тектоническом строении региона и поэтому привлекали внимание многих исследователей. Наиболее полное описание мезозойских и кайнозойских впадин Забайкалья дано Н.А. Флоренсовым /1960/ в известной монографии. Впоследствии они изучались Ц.О. Очировым, К.Б. Булнаевым, В.И. Турунхаевым и др. /Мезозойская тектоника Забайкалья, 1975/. Впадины представляют собой протяженные до 120 км депрессионные структуры, обрамленные, как правило, региональными разломами. Поперечные размеры их варьируют от 8 до 30 км. Ориентированы они в северо-восточном направлении, и лишь на юге территории встречаются субширотные впадины. Расстояния между отдельными впадинами от 10 до 80 км (см. рис. 18).

Исследователи, изучавшие эти структуры, подчеркивают следующие их характерные особенности:

- 1) впадины наложены на разнородный и разновозрастный фундамент;
- 2) они выполнены обычно угленосной молассовой гусиноозерской серией; в отдельных впадинах нижние горизонты представлены вулканогенными породами ичетуйской, удинской и хилокской свит;
- 3) во всех впадинах длина значительно превышает ширину (обычно в 10–15 раз);
- 4) главную роль в образовании впадин сыграли обрамляющие их разломы.

Континентальные мезозойские отложения, выполняющие впадины, выделяются под названием "гусиноозерская серия". Она представлена в основном терригенными породами: конгломератами, гравелитами, песчаниками, сланцами, углями и резко подчиненными вулканогенными образованиями.

Магматические и осадочные формации

Интрузивные комплексы

Мезозойские интрузивные породы представлены широко известным гуджирским комплексом. Он изучался М.В. Бесовой, П.И. Налетовым, И.П. Кушнаревым, Л.М. Афанасьевым, Е.Н. Смолянским, М.М. Повилайтис, Д.Ж. Жалсабоном, В.А. Дворкиным-Самарским, В.И. Игнатовичем, Е.Е. Батуриной и многими другими. Массивы комплекса развиты на всей территории ОТМА. Наиболее полно они изучены в верховьях Джиды, в Джидинском рудном районе.

Граниты Гуджирского комплекса образуют, как правило, небольшие массивы площадью в несколько квадратных километров, а также дайки различной мощности и протяженности. Исключение составляет северо-восточная часть ОТМА, где установлены массивы площадью до 150 км². Здесь же выявлено двухфазное формирование ряда массивов. Породы первой фазы представлены крупнозернистыми порфировидными гранитами и морион-гранитами, второй фазы – мелко- и среднезернистыми розовато-серыми гранитами, гранит-порфирами. Эти породы слагают мелкие тела в породах первой фазы либо образуют самостоятельные массивы. Граниты ультракислые, содержание кварца в них 35–40%. Калиевые полевые шпаты – микроклин и микроклин-пертит – составляют до 60% породы. Присутствуют кислые плагиоклазы в количестве до 15%. Темноцветные минералы представлены редкими чешуйками биотита и иногда единичными зернами роговой обманки.

В гранитах довольно широко проявились микроклинизация, альбитизация, мусковитизация, окварцевание.

Эффузивные свиты

Эффузивные породы мезозойского возраста слагают два структурных яруса. Первый ярус образован цаган-хунтейской свитой поздне триасового – раннеюрского возраста. Породы свиты создают разрозненные поля, наиболее крупные из которых достигают 580 км². Мощность ее варьирует от 300 до 3000 м. Свита сложена трахитами, кислыми лавокластами с горизонтами туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. В подчиненных количествах (не более 10% объема) отмечаются трахиандезиты и трахибазальты.

Среди вулканогенно-осадочных пород наиболее широко распространены туфоконгломераты, присутствующие во всех частях разреза. В отдельных случаях они слагают горизонты мощностью до 300 м.

Эффузивные породы верхнего среднеюрского – нижнемелового яруса образуют ичетуйскую, удинскую, гегетуйскую и хилокскую свиты.

Ичетуйская свита довольно широко развита в южной части региона, в южных предгорьях хр. Малый Хамар-Дабан, в Тугнуйской, Мухор-Талинской и других впадинах. В ее составе выделяются нижняя и верхняя подсвиты. Нижняя подсвита – перемежаемость трахитов и трахиандезито-базальтов с прослоями конгломератов, песчаников, алевролитов, туффигов. Мощность 1100 м.

Верхняя подсвита отличается отсутствием трахитов. Мощность ее 2700 м. Возраст свиты ранне-среднеюрский.

Удинская свита средне-позднеюрского возраста распространена в юго-восточной части региона в верховьях рек Уда и Кудун. Свита характеризуется очень невыдержанным составом. Она сложена трахитами, трахиандезитами, трахибазальтами, трахириолитами, риолитами, альбитофирами, туфами этих пород, конгломератами, песчаниками, алевролитами. Соотношение между осадочными и вулканогенными породами меняется в широких пределах: от 60:40 до 15:18. Мощность свиты варьирует от 600 до 2000 м.

С покровами удинской свиты ассоциируют штокообразные тела трахитов, трахириолитов, риолитов, сопровождаемые свинцово-цинковой, молибденовой, флюоритовой минерализацией.

Гегетуйская свита установлена на южных отрогах хр. Хамар-Дабан. Она представлена чередованием потоков и покровов трахиандезитов, трахиандезито-базальтов, трахибазальтов с пластами конгломератов, песчаников, алевролитов. Возраст свиты позднеюрский, мощность 700 м.

Хилокская свита позднеюрского нижнемелового возраста распространена только в южной части региона в Гегетуйской, Петропавловской, Ичетуйской, Боргойской, Тугнуйской, Окино-Ключевской и других впадинах. Она изучалась Д.Д. Сагалуевым, Н.П. Михно, П.И. Налеговым, А.С. Киреевым, Г.И. Храмцовым, С.М. Замараевым, Ю.В. Комаровым, Н.А. Флоренсовым, В.М. Скобло, Н.А. Ляминой и многими другими.

Разрезы хилокской свиты непостоянны и в каждой впадине имеют свою последовательность и мощность. Общим для свиты является двучленное строение: низы сложены грубообломочными осадочными породами, а верхи – эффузивами трахибазальтового состава. Мощность свиты непостоянна и колеблется от 500 до 1300 м.

Осадочные образования

Осадочные образования представлены преимущественно грубообломочными породами – конгломератами, песчаниками, реже встречаются алевролиты. Эти породы наблюдаются в виде пластов различной мощности среди покровов эффузивов, а также образуют самостоятельные толщи и свиты, такие как безрезовская, тугнуйская, галгатайская, уринская. Мощности их варьируют от 250 до 2300 м. Иногда среди осадочных пород устанавливаются пласты каменных углей (тугнуйская свита). Возраст указанных свит ложится в интервал поздний триас – поздняя юра.

Особое положение занимают нижнемеловые осадочные образования, объединенные в гусиноозерскую серию, широко развитую во впадинах Западного Забайкалья. Отложения этой серии широко освещены в многочисленных пуб-

ликациях /Мартинсон, 1958; Скобло, 1959, 1967; Флоренсов, 1960; Налетов, 1961; и др./.

Гусиноозерская серия сложена угленосной молассой, состоящей из нормально осадочных пород с изменчивым количеством угленосных горизонтов. В целом ей свойственны фашиальная невыдержанность слоев и пачек, индивидуальный характер разреза в разных впадинах. Сопоставление разрезов разновозрастных отложений в соседних впадинах обычно затруднительно. Существенно различаются образования гусиноозерской серии в южной и юго-восточной частях региона. На юге это почти исключительно нормально-осадочные отложения с пластами угля. На юго-востоке среди нижнемеловых образований существенную роль играют щелочные базальтоиды.

Обобщающие схемы стратиграфии этих частей региона выглядят следующим образом.

В южной части главную роль среди отложений гусиноозерской серии играют обломочные породы, меньше распространены глинистые и еще меньше углисто-глинистые, битуминозные сланцы и бурые угли. Наиболее полный разрез угленосных отложений установлен в Гусиноозерской впадине, где суммарная мощность их достигает 2000-3000 м.

Магматические породы, представленные трахибазальтами и трахидолеритами, появляются среди нижнемеловых отложений лишь в отдельных впадинах в виде покровов и межпластовых силлов.

В юго-восточной части региона нижнемеловые отложения представлены тем же набором пород, что и на юге. В основном это грубообломочные молассовые отложения, состоящие из конгломератов, брекчий, песчаников, алевроитов, мергелей, известняков, доломитов, битумных сланцев и очень редких углей. Однако здесь в отличие от более южных впадин существенную роль играют потоки и покровы трахибазальтов и горизонты туфов.

Эндогенные месторождения и проявления полезных ископаемых

Среди эндогенных мезозойских месторождений и проявлений отчетливо выделяются три группы: а) молибденовые, молибден-вольфрамовые, вольфрамовые месторождения, генетически связанные с юрскими гранитоидами гуджирского комплекса; б) полиметаллические и молибденовые проявления, генетически связанные со средне-мезозойскими вулканогенными породами удинской свиты; в) верхнемезозойские эпitherмальные флюоритовые месторождения.

Молибденовые, молибден-вольфрамовые и вольфрамовые месторождения. Мезозойские молибден-вольфрамовые месторождения широко освещены в геологической литературе. Главное внимание уделялось месторождениям Джидинского рудного поля и Булуктаевскому месторождению. Особенности геологического строения, минералогии, геохимии, последовательности формирования, физико-химические условия, определения возраста этих месторождений освещены в работах И.П. Кушарева /1954/, М.М. Повилайтис /1960/, В.И. Игнатовича /1961/, С.А. Вахромеева и др. /1962/, Г.И. Туговика /1959, 1974/, А.Д. Щеглова /1966, 1968/, Г.С. Риппа /1966/, А.Ф. Коржинского /1967/, Д.О. Онтеева /1974/, Я.А. Косалса /1976/, Ф.Г. Рейфа, Е.Д. Бажеева /1982/ и др.

Месторождения Джидинского рудного поля расположены в зоне развития нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных отложений, прорывающих их каледонских интрузивных пород, представленных кварцевыми диоритами, плагиогранитами, микродиоритами и небольшими телами гипербазитов. В юрское время на контакте каледонских кварцевых диоритов и эффузивно-

осадочных пород сформировалась многофазная Гуджирская интрузия. С последней связывается образование многоэтапного комплексного молибден-редкометалльно-вольфрамового оруденения. При этом отмечается многократное чередование интрузивного магматизма и гидротермального рудообразования. По данным М.М. Повилайтис /1960/, на месторождении устанавливаются девять этапов рудообразования. В результате более поздних исследований Ф.Г. Рейф и Е.Д. Бажеев /1982/ выделили на рудном поле шесть интрузивных фаз и шесть этапов гидротермального рудообразования. Джидинское рудное поле образовано молибденовым и вольфрамовым штокверками и вольфрамовым месторождением жильного типа.

Молибденовый штокверк локализуется в западной апикальной части Первомайского массива гранит-порфиров и в его экзоконтакте. Он образован сетью различно ориентированных кварц-молибденитовых жил и прожилков с крутыми углами падения.

Вольфрамовый штокверк имеет значительно большие размеры по сравнению с молибденовым и охватывает его с юга, запада и севера. Рудные прожилки имеют преимущественно радиальное и концентрическое простираение по отношению к массиву гранит-порфиров. Они сложены кварцем, гюбнеритом, шеелитом, микроклином, флюоритом и сульфидами. В зальбандах прожилков развит крупночешуйчатый мусковит.

Вольфрамовое месторождение жильного типа в основном расположено в западной части рудного поля. Единичные жилы встречаются в пределах молибденового и вольфрамового штокверков. Преобладающее простираение жил северо-западное с падением на юг. Сложены они в основном кварцем и гюбнеритом. Широко развиты в рудных жилах халькопирит, пирит, галенит, сфалерит, тетраэдрит, айкинит, родохрозит и др. По преобладающему содержанию второстепенных минералов выделяются сульфидно-гюбнеритовые и родохрозит-гюбнеритовые жилы.

Ф.Г. Рейф и Е.Д. Бажеев /1982/ установили, что формирование кварц-молибденовых прожилков в молибденовом штокверке происходило при температурах 350–400°C, а гюбнерит-кварцевых жил – при 320–340°C.

Булуктаевское месторождение подробно описано Г.И. Туговиком /1959, 1974/. Оно расположено по левобережью Джиды в ее верховье. Рудное поле месторождения сложено верхнепалеозойскими кварцевыми монзонит-сиенитами и мезозойскими аляскитовыми гранитами. Граниты занимают северо-западную часть площади месторождения. В южной части рудного поля обнажается эксплозивная трубка, выполненная полимиктовой брекчий. Трубка в плане имеет изометричную форму, поперечные размеры на поверхности варьируют незначительно. С глубиной площадь поперечного сечения несколько увеличивается. Трубка наклонена на северо-запад под углом 70°. Брекчии, слагающие трубку, характеризуются следующими особенностями. Размер обломков варьирует от 1 мм до 50 см, единичные глыбы достигают в поперечнике 5 м. По составу обломки представлены кварцевыми монзонит-сиенитами, гранит-порфирами, диорит-порфиритами, одинитами, спескартитами, эффузивами и осадочными породами. Цемент тонкозернистый, сложен мелкими зернами кварца, актинолита, биотита, эпидота, хлорита, серицита, калишата, кальцита и тонким пелитовым материалом. Существенную роль в цементе играет постмагматический кварц, содержащий рудные минералы.

Вмещающие трубку кварцевые монзонит-сиениты вблизи трубки в полосе до 100 м были раздроблены и сцементированы кварцем, содержащим рудную минерализацию. Образовавшиеся таким образом брекчии Г.И. Туговик называет периферическими брекчиями.

Трубка с полимиктовой брекчией и окружающая ее зона периферических брекчий образуют главное рудное тело Булуктаевского месторождения. Рудно-кварцевый цемент, пропитавший и скрепивший брекчию, располагается без какой-либо закономерности ориентировки. Он обволакивает каждый обломок или несколько соприкасающихся кусков, выполняя все пустоты между ними, а также трещины в них. Поперечные размеры трещин и полостей, выполненные кварцем, варьируют от волосовидных до 3–4 см. Распределение рудного цемента неравномерное. Наибольшее его количество устанавливается в полимиктовых брекчиях. Главные рудные минералы представлены молибденитом, гюбнеритом, шеелитом. Широко развиты на месторождении пирит, сфалерит, галенит, айкинит, тетраэдрит и другие минералы /Туговик, 1974/. Помимо оруденелой брекчии рудная минерализация устанавливается в жильных телах.

Большинство исследователей, изучавших месторождение /Вахромеев и др., 1962; Рипп, 1966; А.Ф. Коржинский, 1967; Туговик, 1974; и др./, пришли к выводу, что образование рудного цемента и жильных тел произошло в два этапа – молибденитовый и вольфрамитовый, разделенных между собой внедрением даек аплитов, сиенит-порфиров, кварцевых сиенитов. В первый этап сформировалось молибденовое оруденение, представленное молибденитовыми и кварц-молибденитовыми прожилками, а также зонами вкрапленных руд. С молибденитом обычно ассоциируют пирит, галенит и сфалерит.

Второй вольфрамитовый этап разделяется на три стадии: а) микроклиновую и кварц-микроклиновую, б) кварц-гюбнерит-шеелитовую и в) кварц-гюбнерит-сульфидную. В первую стадию формировались микроклиновые и кварц-микроклиновые прожилки. Во вторую стадию происходило отложение кварца, гюбнерита и шеелита. Рудные минералы образуют либо мелкие кристаллы, либо крупные гнездообразные скопления. Гюбнерит развит преимущественно в периферических брекчиях, в то время как шеелит чаще наблюдается в полимиктовых брекчиях. Количественное соотношение между гюбнеритом и шеелитом близко 1:1. Кварц-гюбнерит-сульфидная стадия, выделенная впервые Г.С. Риппом /1966/, характеризуется появлением жил и прожилков, в которых в ассоциации с гюбнеритом устанавливаются галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин.

Формирование месторождения завершилось пострудным этапом. Он фиксируется по появлению кварц-флюоритовых жил и мелких прожилков халцедоновидного кварца, также содержащих флюорит.

По данным Я.А. Косалса /Туговик, 1974/, Булуктаевское месторождение относится к высокотемпературным. Формирование молибденового оруденения происходило в интервале 290–480°C. Для вольфрамовой минерализации температуры образования колеблются в пределах 280–420°C.

Возраст месторождений устанавливается на основании радиологических определений. А.Д. Шеглов /1966/ убедительно показал, что прямых геологических данных датировки месторождений недостаточно. После выхода указанной работы прошло около 20 лет, а положение остается прежним. Как и тогда, определение возраста базируется на радиологических исследованиях. Породы гуджирского комплекса в бассейне Джиды прорывают кембрийские отложения, интрузирующие их гранитоиды ранне- и позднепалеозойского комплексов, и содержатся в гальке конгломератов сангинской свиты нижнего мела. На северо-востоке региона в бассейне Витима рассматриваемые граниты прорывают раннепалеозойские гранитоиды и содержатся в гальке конгломератов гусиноозерской серии нижнего мела.

Радиологический возраст пород гуджирского комплекса, определенный калий-аргоновым и свинцовым методами, составляет 127,5–140 млн. лет /Давыдов и др., 1981/, что соответствует поздней юре.

Рис. 14. Схематическая карта и разрез по линии АБ Восточно-Эгитинской брекчиевой трубки. Составил Э.Н. Зеленый.

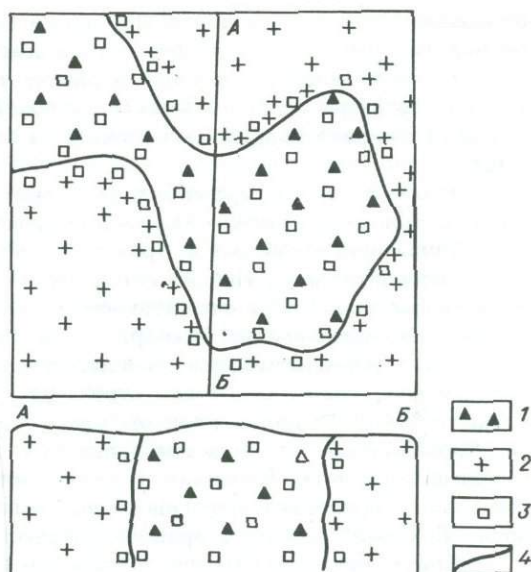
1 - лавобрекчии удинского субвулканического комплекса; 2 - субшелочные кварцевые сиениты и граносиениты; 3 - сульфидная минерализация; 4 - геологические границы.

Месторождения и проявления, генетически связанные с вулканитами удинской свиты. Породы удинской свиты обнажаются в юго-восточной части региона в полосе протяженностью до 300 км и шириной до 120 км. Они образуют покровы и штокообразные тела. С ними генетически связаны Восточно-Эгитинское месторождение полиметаллов, Тарасовское молибденовое проявление и месторождения цеолитов.

Восточно-Эгитинское месторождение расположено на правобережье р. Уда, в ее верховье. Месторождение было открыто в 1963 г. В.Ф. Рукавцом при проверке контрастного, высокопродуктивного литогеохимического ореола, выявленного в 1961 г. А.А. Сливинским.

Месторождение представляет собой штокерк, располагающийся в пределах брекчиевой трубки. Последняя в плане имеет форму песочных часов - два соприкасающихся тела, поперечные размеры которых сотни метров (рис. 14). Контакты трубки с вмещающими породами крутые, субвертикальные. Буровые скважины, пройденные на глубину до 300 м, из нее не вышли. Трубка сложена лавобрекчиями, претерпевшими интенсивные постмагматические изменения. По внешнему виду это светло-серые, белые, желто-белые породы, состоящие из обломков и цемента. В шлифах в них устанавливается реликтовая кристаллолитокластическая структура. Обломки преимущественно небольших размеров от долей миллиметра до 8 см. Они составляют от 50 до 80% породы. Форма их неправильная, угловатая, реже - изометричная, иногда углы сглажены. Обломки распределены в породе неравномерно, хаотично, в отдельных случаях отмечена грубая ориентировка, обусловленная субпараллельным расположением крупных обломков продолговатой формы. Довольно часто в результате воздействия поздних наложенных процессов обломки как бы растворяются в цементирующей массе, контуры их становятся расплывчатыми, размытыми.

Кластический материал представлен обломками пород, редко - кристаллов. Среди литокластов устанавливаются трахиты, риолит-трахиты, реже - трахириолиты, очень редко - сиениты и долериты. Трахиты имеют порфиоровую структуру. Вкрапленники в них представлены прямоугольными и таблитчатыми выделениями ортоклаза величиной до 1,5 мм. Часть зерен полевого шпата частично или полностью замещается вторичными минералами: серицитом, кварцем, карбонатом, сульфидами, очень редко - микрочешуйчатым глинистым агрегатом. Основная масса микрофельзитового, фельзитового и пилотакситового



строения. Сложена она более или менее индивидуализированными зернами слабо пелитизированного калинатрового полевого шпата величиной 0,001–0,05 мм.

Обломки риолит–трахитов содержат такие же вкрапленники, что и трахиты, но структура основной массы микропойкилитовая. Основная масса сложена мелкими зернами кварца, содержащего микролиты калинатрового полевого шпата.

В обломках трахириолитов фенокристаллы представлены кварцем и ортоклазом, основная масса — кварц–полевошпатового состава фельзитового строения

Большинство обломков трахитов и трахириолитов подвергались окварцеванию и серицитизации. Наблюдаются переходные разности от слабо до сильно измененных пород. При интенсивном проявлении этих процессов появляются обломки субмономинеральных кварцитов и серицит–кварцевых, серицитовых пород. В них устанавливается гранобластовая, крипто–, микролепидогранобластовая и микролепидобластовая структуры. Ксеноморфные изометричные зерна кварца обычно содержат пелитоморфные глинистые частицы и чешуйки серицита. Спорадически встречаются единичные обломки, сложенные бесцветными чешуйками каолинита. Каолинит, а также ортоклаз в обломках, серицит в основной массе определены рентгеноструктурным анализом А.М. Огурцовым на приборе "ДРОН–2" в лаборатории Геологического института БФ СО АН СССР.

Кристаллокласты малочисленны — это обломки зерен ортоклаза, идентичного вкрапленникам в вышеописанных литокластах, и редко кварца. Обломочный материал располагается в цементирующей массе, почти повсеместно преобразованной в крипто–, микролепидобластический материал существенно серицитового состава.

Нередко в цементирующей массе встречаются мелкие (0,05–1,25 мм) зерна свежего микроклина с извилистыми, мелкозубчатыми границами. Форма выделений его, свежий облик свидетельствуют об образовании минерала в постмагматическую стадию.

Довольно интенсивно проявлена карбонатизация, наложившаяся и на обломки, и на цемент. Анализ карбоната, проведенный И.М. Ишковым на лазерном микроанализаторе ЛМА–10 (лаборатория Геологического института БФ СО АН СССР), показал высокие содержания в нем марганца и примеси железа и цинка. Рентгеноструктурный анализ позволил определить его родохрозитом.

Химические анализы показали, что лавобрекчии близки по составу трахириолитам /Андреев и др., 1982/. Наблюдавшиеся повышенные содержания железа, марганца и высокие потери при прокаливании объясняются наличием в них карбоната и пирита.

Породы, вмещающие брекчиевую трубку, представлены куналейскими субшелочными кварцевыми и кварцсодержащими сиенитами. По внешнему виду кварцевые сиениты сиренево–розовые массивные, иногда слаботрахитоидные породы крупнозернистого сложения. Структура их гишпидиоморфно–зернистая. Они сложены калишпатам (87–98%), кварцем (3–13%), второстепенными и аксессуарными: сфеном, рутилом, цирконом, апатитом, магнетитом, титано–магнетитом. Вторичные: альбит, серицит, каолинит.

Калишпат слагает зерна размером до 6,5 x 2,5 мм. Форма зерен таблитчатая и толстопризматическая. По составу это ортоклаз–пертит. Пертитовая часть составляет до 20–40%. Довольно часто альбитовая составляющая преобразуется в бесцветный агрегат кварцево–глинистого либо мономинерального глинистого состава. Кварц образует ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между выделениями калишпата. Размеры зерен от 0,5 до 2,5 x 5,5 мм. Темноцветные минералы полностью замешены агрегатом серицита и резко подчиненными зернами сфена и рутила. Размеры псевдоморфоз

1,4 x (0,25-1,0) мм. Циркон, апатит, магнетит наблюдаются в виде мелких зерен.

Контакты лавобрекчий с кварцевыми сиенитами часто осложнены тектоническими нарушениями. Вмещающие породы, как правило, трещиноваты.

Брекчиевая трубка, а также вмещающие породы в ее экзоконтакте интенсивно минерализованы. Главные рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом. Среди второстепенных отмечаются пирротин, халькопирит, арсенопирит. В локальных участках встречается молибденит. Рудные минералы слагают тонкие прожилки и гнезда, а также образуют рассеянную мелкую вкрапленность. Иногда в прожилках и гнездах наблюдаются зерна более раннего кварца. Мощности прожилков варьируют от долей до 2 мм. Протяженность их небольшая, ориентировка разнообразная. Контакты их неровные, извилистые. Поперечные размеры гнездовых выделений 3-5 мм, в редких случаях достигают 1 см. Форма их неправильная.

Рудные минералы обычно находятся в тонких сростаниях друг с другом. Размеры отдельных выделений десятые и сотые доли, редко 1-2 мм. Пирит представлен несовершенными, с недоразвитыми гранями кристаллами кубической формы. В последних часто улавливаются зоны роста. Иногда кристаллы пирита содержат многочисленные мелкие включения породообразующих минералов. Сфалерит образует ксеноморфные выделения, представляющие собой агрегаты неправильных зерен. Изредка они содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита, проявляющуюся в результате распада твердого раствора. Химическим анализом в сфалерите установлено содержание свинца 5,77%, железа 2,02, марганца 0,19% и некоторых других элементов. Галенит наблюдается в виде неправильных зерен, находящихся в сростании со сфалеритом. Иногда он образует субграфические вроски в сфалерите. Оба минерала ксеноморфны по отношению к пириту. Главные примеси в галените представлены цинком, железом, марганцем. В значительно меньших размерах установлены магний, титан и другие элементы.

Прожилки и гнезда рудных минералов наблюдаются и в обломках, и в цементе. При формировании гнезд вначале замещается ортоклаз как в фенокристаллах, так и в обломках.

Устанавливается следующее различие в распределении наложенной минерализации в лавобрекчиях и во вмещающих сиенитах: в первых рудные минералы приблизительно в равных количествах содержатся в прожилках и гнездах, в сиенитах же они концентрируются преимущественно в прожилках.

С поверхности до глубины 30-50 м в рудном штокверке развита зона окисления. Первичные минералы в пределах ее замещаются церуситом, англезитом, ярозитом, лимонитом, смитсонитом, скородитом, повеллитом, ферри-молибдитом. Они образуют гнезда, примазки, натечные формы, сажистые скопления. В зоне окисления резко меняются отношения свинца и цинка. В минерализованных породах, не подвергнутых гипергенным процессам, отношение свинец : цинк равно 1:2. В зоне окисления содержание свинца остается на прежнем уровне, а содержание цинка уменьшается в 6 раз.

Для установления условий формирования месторождения Е.Д. Думнов провел термометрическое исследование газово-жидких включений в кварце. Кварцевые прожилки установлены лишь в экзоконтакте трубки. Мощность их от 2 до 10 мм. В кварце устанавливаются газово-жидкие включения размером 2-5 мкм. Соотношение разных фаз во включениях из-за их малых размеров установить невозможно. Гомогенизация включений всегда происходит в жидкую фазу при температурах 350-295°C. Следует отметить, что для большинства полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья температуры формирования располагаются в интервале 270-260°C, поднимаясь до

320°С лишь в месторождениях Кличкинского рудного поля /Наумов и др., 1979/. Таким образом, Восточно-Эгитинское месторождение относится к высокотемпературным. Лавобрекчии и вмещающие их кварцевые сиениты секутся жилами и дайками долеритов, кварцевых монодиоритов и трахириолитов. Трахириолиты слагают также апофизы, отходящие от трубчатого тела.

Описанное месторождение относится к субвулканическим гидротермальным месторождениям /Генезис..., 1968/, а по формационному признаку – к полиметаллическим рудным формациям /Кузнецов, 1966/. Оно представляет новый для Западного Забайкалья генетический тип свинцово-цинковых месторождений.

Тарасовское молибденовое рудопроявление расположено также в юго-восточной части региона. Оно выявлено в 1960 г. В.Ф. Рукавцом, впоследствии изучалось Г.А. Ермаковым, К.В. Федоровой, Ф.Н. Барановым. Рудопроявление локализуется в пределах вулканической трубки, обнажающейся среди гранитов палеозойского возраста. Трубка в плане имеет эллипсоидальную форму. Длинная ось эллипса ориентирована в северо-восточном направлении по азимуту 35°. Трубка сложена эруптивными брекчиями и риолитами (рис. 15). Брекчии на поверхности обнажаются в северо-восточной и слагают разобщенные блоки в юго-западной частях вулканической структуры. Риолиты обнажаются в юго-западной части трубки, занимая несколько более 50% площади выхода вулканических пород. С глубиной соотношение риолитов и брекчий резко меняется в пользу первых.

Эруптивные брекчии и риолиты секутся дайками мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров, зонами микроклинитов. На все эти породы накладываются кварцевые прожилки с рудной минерализацией. Устанавливается такая последовательность формирования магматитов и постмагматических образований, слагающих трубку: 1) образование эруптивных брекчий, 2) внедрение риолитов, 3) становление даек мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров, 4) микроклинизация, 5) формирование зон окварцевания в брекчиях и кварцевых прожилков с рудной минерализацией.

Эруптивные брекчии представляют собой массивные породы брекчиевой структуры. Цвет их серый, розовато-серый, светло-желтый. Обломки представлены розовыми среднезернистыми гранитами и фельзитами. Размеры обломков варьируют от 5 до 30–40 мм. Форма их угловатая. Цемент фельзитовый. Он составляет в разных участках от 20 до 50% породы. Цвет его темно-серый, серый, желтый. Цемент брекчий часто окварцован. При этом кварц содержит молибденит, пирит, магнетит, гематит.

Риолиты окрашены в зеленовато-серый, светло-бурый, розовый цвет. Это плотные массивные породы порфировой структуры. Порфиновые вкрапления представлены идиоморфными выделениями полевого шпата и изометричными зернами кварца величиной до 2–3 мм. Обычно основная масса состоит из кристоллического кварц-полевошпатового неиндивидуализированного вещества – микрофельзита. В других случаях неправильные изометричные зерна полевого шпата и кварца укрупняются, причем кварц содержит включения полевых шпатов и структура становится микропойкилитовой.

Мелкозернистые граниты имеют розовый цвет, массивную текстуру, микроаплитовую и микропегматитовую структуры. Они сложены мелкими зернами кварца и щелочного полевого шпата, небольшим количеством биотита (ед. зерна) и рудного минерала.

Микроклиниты по внешнему виду – розовые, средне- и крупнозернистые породы массивной текстуры. Сложены они микроклином и второстепенными минералами.

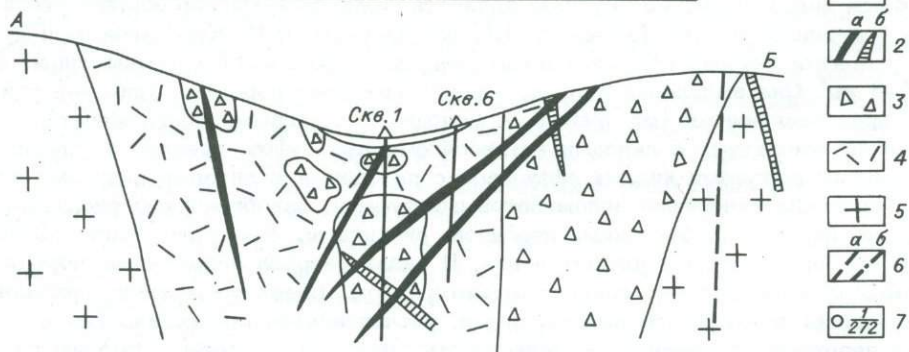
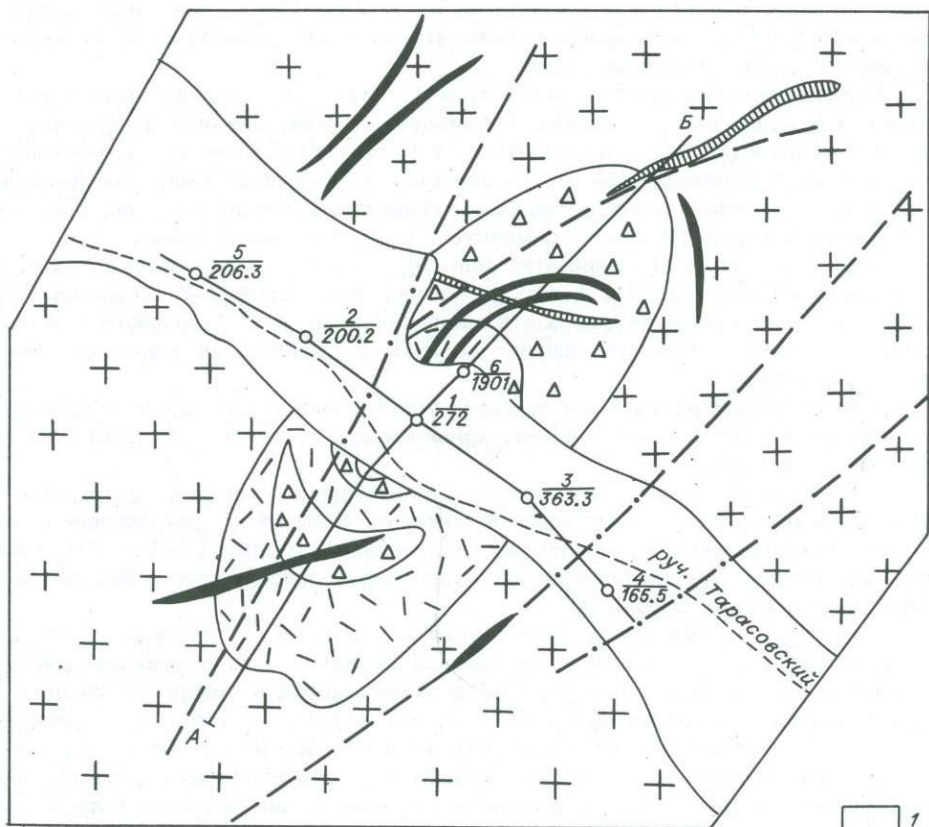


Рис. 15. Схематическая геологическая карта и разрез по линии АБ Тарасовского молибденового рудопроявления. Составил Ф.Н. Баранов.

1 - аллювиальные отложения; 2 - дайки мелкозернистых гранитов (а) и андезитов (б); 3 - эруптивные брекчии; 4 - риолиты; 5 - среднепалеозойские граниты; 6 - разрывные нарушения: а - установленные, б - под четвертичными отложениями; 7 - скважины колонкового бурения.

Микроклинизация, накладываясь на серые, средне-, крупнозернистые двуполовшатовые биотитовые граниты, приводит к смене их окраски и к уменьшению содержания кварца и темноцветных минералов до первых про-

центров. Мощность таких зон колеблется от 1–2 до 10–15 м. Описываемые породы встречаются на различных гипсометрических уровнях; с ними тесно ассоциирует рудная минерализация.

Рудная минерализация локализуется в зонах окварцевания эруптивных брекчий и в кварцевых прожилках. Мощности зон окварцевания в брекчиях измеряются несколькими метрами. При этом гидротермальному изменению подвергается в основном цемент. Молибденит тонкочешуйчатый, равномерно пропитывающий отдельные участки либо образующий тонкие корочки, примазки. Структура руд пылевидная, землистая, реже тонковкрапленная.

Кварцевые прожилки образуют зоны прожилкового оруденения. Мощность их небольшая (1–7 мм). На 1 пог. м обычно приходится 2–3 прожилка. Последние часто сопровождаются зоной микроклинитов 1–2 см мощности. В прожилках молибденит образует чешуйки до 2–3 мм. Иногда наблюдаются землистые скопления.

Помимо молибденита в минерализованных зонах и прожилках в небольших количествах встречаются пирит, халькопирит, магнетит, сфалерит, флюорит, барит, кальцит.

Е.П. Думнов изучил газово-жидкие включения в кварце и установил, что включения состоят из жидкости и газового пузырька. Соотношения между отдельными фазами установить не удалось из-за малых (5–10 мкм) размеров включений. При нагревании последние гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 325–250°C.

Месторождения и проявления цеолитов. В последние годы на территории Бурятии установлена крупная цеолитоносная провинция, расположенная в южной части региона. Она прослеживается в северо-восточном направлении на расстоянии около 300 км при ширине до 120 км, с северо-запада и юго-востока ограничена протяженными разломами. Месторождения и проявления цеолитов генетически связаны с вулканогенными породами, образовавшимися в результате деятельности вулканов центрального типа. В настоящее время наиболее крупным является Холинское месторождение цеолитов, изучавшееся Е.И. Ткаченко, Н.Г. Ключанским, В.Н. Кодачиговым и др.

Месторождение расположено в пределах мезозойской впадины шириной 4,5–5 км. Она выполнена вулканогенно-осадочными породами удинской свиты, представленными (от древних к молодым) глыбовыми конгломератами и туфоконгломератами с линзами крупнообломочных туфов, средне- и мелкообломочными туфами кислых эффузивов с прослоями и линзами пепловых туфов, витрокластическими агломератовыми туфами, лавобрекчиями риолитов, туфами, перлитами, брекчиями перлитов, риолитами. Мощность свиты 250–300 м. Залегание ее горизонтальное. В низах разреза обломочные породы сцементированы песчано-глинистым материалом. Вверх по разрезу постепенно появляется вулканогенный материал, увеличивается его количество и порода переходит в средне- и мелкообломочные туфы, которые сменяются витрокластическими агломератовыми туфами. Последние повсеместно перекрываются перлитами.

Все вулканогенные породы на территории месторождения гидротермально переработаны. Интенсивность проработки увеличивается снизу вверх по разрезу и максимального развития достигает под горизонтом перлитов. Метасоматические преобразования проявились в хлоритизации, цеолитизации и окварцевании.

В нижних частях свиты метасоматоз выражен в основном в хлоритизации. Выше по разрезу содержание хлорита уменьшается и повышается содержание цеолитов. Цеолитизация является более поздним процессом по отношению к хлоритизации. Цеолиты развиваются по обломкам эффузивов и корроди-

руют вулканическое стекло. Размеры их крайне мелкие, едва заметные при 160–320-кратном увеличении. Выделения представлены обычными формами – это волокнисто–лучистые, пластинчатые, розетковидные, сферолитовые, нитевидные агрегаты. Преобладает клиноптилолит, реже встречается морденит, иногда отмечаются гейландит и цеолиты из группы стильбита. Морденит тяготеет к низам цеолитового горизонта, где его содержание достигает 50–70%, клиноптилолит развит преимущественно в верхней части разреза. На участках интенсивного метасоматоза содержание цеолитов достигает 80–90%. Мощность продуктивного горизонта варьирует от 1 до 16,5 м (в среднем более 5 м). Ширина рудного тела колеблется от 120 до 590 м, протяженность – около 2000 м. Всячий бок его располагается на глубине от 2 до 21 м и более. Среднее содержание цеолитов составляет 60%.

Заканчивая описание проявлений полезной минерализации, связанной с породами удинской свиты, необходимо отметить, что в ее составе ведущую роль играют риолиты, трахириолиты, трахиты, перлиты, трахиандезиты, трахибазальты и их туфы. Возраст их определен В.М. Скоблю средне–позднеюрским на основании находок фауны и флоры в прослоях осадочных пород, предполагающихся в толще эффузивов.

Эпитермальные флюоритовые месторождения. Одной из особенностей эндогенной минерализации Бурятии является широкое развитие флюоритовой минерализации. Флюоритовое оруденение проявилось в несколько этапов. Однако главные месторождения флюорита связаны с развитием процессов мезозойской активизации. Флюорит в ассоциации с некоторыми другими минералами образует самостоятельные месторождения или же входит в состав комплексных руд, из которых он извлекается как сопутствующий компонент. В зависимости от этого флюоритовые месторождения Бурятии подразделены на две группы: собственно флюоритовые и комплексные флюоритсодержащие. К первой группе отнесены месторождения флюоритовой (эпитермальной) формации, а ко второй – месторождения и рудопроявления редкоземельно–флюоритовой, вольфрам–молибденовой, кварц–шеелитовой и касситерит–сульфидно–кварцевой формаций. Из всего разнообразия формационных типов флюоритовой минерализации в настоящее время в практическом отношении заслуживают внимания лишь месторождения собственно флюоритовой формации. Изучением флюоритовых месторождений занимались многие исследователи. Однако наиболее крупный вклад в познание закономерностей размещения, генезиса, возраста и других аспектов внесли А.Д. Шеглов, К.Б. Булнаев и Л.С. Пузанов.

По морфологии рудных тел и механизму их формирования они подразделяются на жильные и метасоматические.

Наиболее ярким представителем эпитермальных флюоритовых месторождений жильного типа является Наранское, расположенное на Урма–Иройском водоразделе. Геологическое строение месторождения не отличается большой сложностью (рис. 16). Флюоритоносные рудные тела, разбросанные на площади 3,6 км², приурочены к южной части Убур–Таширского массива (более 50 км²) субщелочных сиенитов, сиенит–порфиров, граносиенитов и гранитов условно мезозойского возраста. Лишь в крайней юго–западной части месторождения обнажаются небольшие по размерам ксенолиты осадочно–метаморфических образований докембрия, сложенные силикатно–карбонатными породами с прослоями и линзами биотитовых, амфибол–биотитовых и амфиболовых сланцев.

Важной особенностью строения месторождения является широкое распространение разнообразных по составу и ориентировке даек, среди которых отмечаются риолиты, риолит–дашты, фельзиты, а также андезиты. Большинство дайковых тел ориентировано в субмеридиональном направлении, но име-

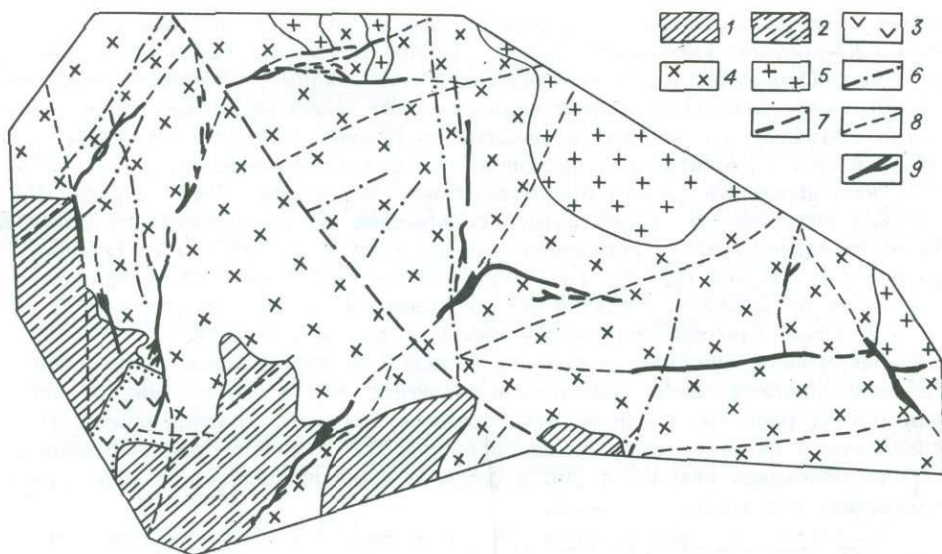


Рис. 16. Схема геологического строения Наранского флюоритового месторождения. Составил Н.Г. Петренко.

Протерозой: 1 - биотит-кварц-полевошпатовые сланцы, 2 - амфибол-биотитовые сланцы; мезозой: 3 - трахиандезиты, трахиты, 4 - сиенит-порфиры и сиениты, 5 - граносиениты, 6 - дайки микропиклитовых, фельзитовых порфиров и трахиандезитовых порфиров; 7 - разломы: сбросы и сбросо-сдвиги; 8 - зоны дробления, катаклаза; 9 - флюоритовые и кварц-флюоритовые рудные тела.

ются дайки как северо-восточного, так и северо-западного простирания. По данным радиологических исследований, обе группы пород показывают одинаковый возраст в пределах $(190-217) \pm 10$ млн. лет /Архипчук, Тетерин, 1971/.

Структура месторождения, играющая главную роль в локализации оруденения, определяется широким развитием дизъюнктивных нарушений разных масштабов, типов и пространственной ориентировки. Пересекаясь или сопрягаясь друг с другом, эта система разломов вызывает сложное блоковое строение участка месторождения (см. рис. 16).

Разведочными работами на Наранском месторождении выявлено большое количество флюоритоносных рудных тел (наиболее значительных - десять). Все рудные тела залегают в зонах упомянутых разломов среди гранитоидов или на контакте их с осадочно-метаморфическими породами. Они представлены сложными по форме, преимущественно крутопадающими ($70-84^\circ$) жилами выщелоченными и минерализованными зонами дробления, реже - зонами прожилково-вкрапленного оруденения, пространственно и генетически тесно связанными друг с другом.

Морфология рудных тел крайне сложна, мощность их варьирует в широких пределах - в среднем от 1,0 до 4,6 м. Многие тела имеют прерывистую, линзующуюся форму, содержат по несколько (до трех - четырех) безрудных интервалов длиной 20-40 м каждый.

Минеральный состав руд Наранского месторождения характеризуется ис-

ключительной простотой. Ведущими жильными минералами в них являются флюорит и кварц (примерно 90%). Значительную часть в рудах составляют обломки вмещающих пород, наблюдающиеся почти во всех жилах, особенно их много в минерализованных зонах дробления. Крайне редко и в очень малых количествах отмечаются ортоклаз, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенипирит и анкерит.

Распределение флюорита в рудных телах весьма неравномерное. В зависимости от типов руд содержание его варьирует от десятых долей до 96,2%. В среднем же оно обычно невысокое и колеблется в пределах 25,20–39,25%, составляя в целом по месторождению 31,94%.

Рудные тела рассматриваемого месторождения независимо от размеров, содержания флюорита и условий залегания сопровождаются зонами аргиллизации, окварцевания и флюоритизации. В зонах аргиллизации минеральные новообразования представлены пелитоморфными калиевыми гидрослюдками и монтмориллонитом, которые слагают прожилки, выполняют неправильные по форме пустотки.

Окварцевание и флюоритизация, наложенные на зоны аргиллизации, развились в развитии в боковых частях рудных тел сети тонких (0,3–1,0 см) ветвящихся прожилков кварца и флюорита. Мощность зон околорудных изменений обычно небольшая, колеблется в зависимости от трещиноватости пород от 0,5 до 3,5 м.

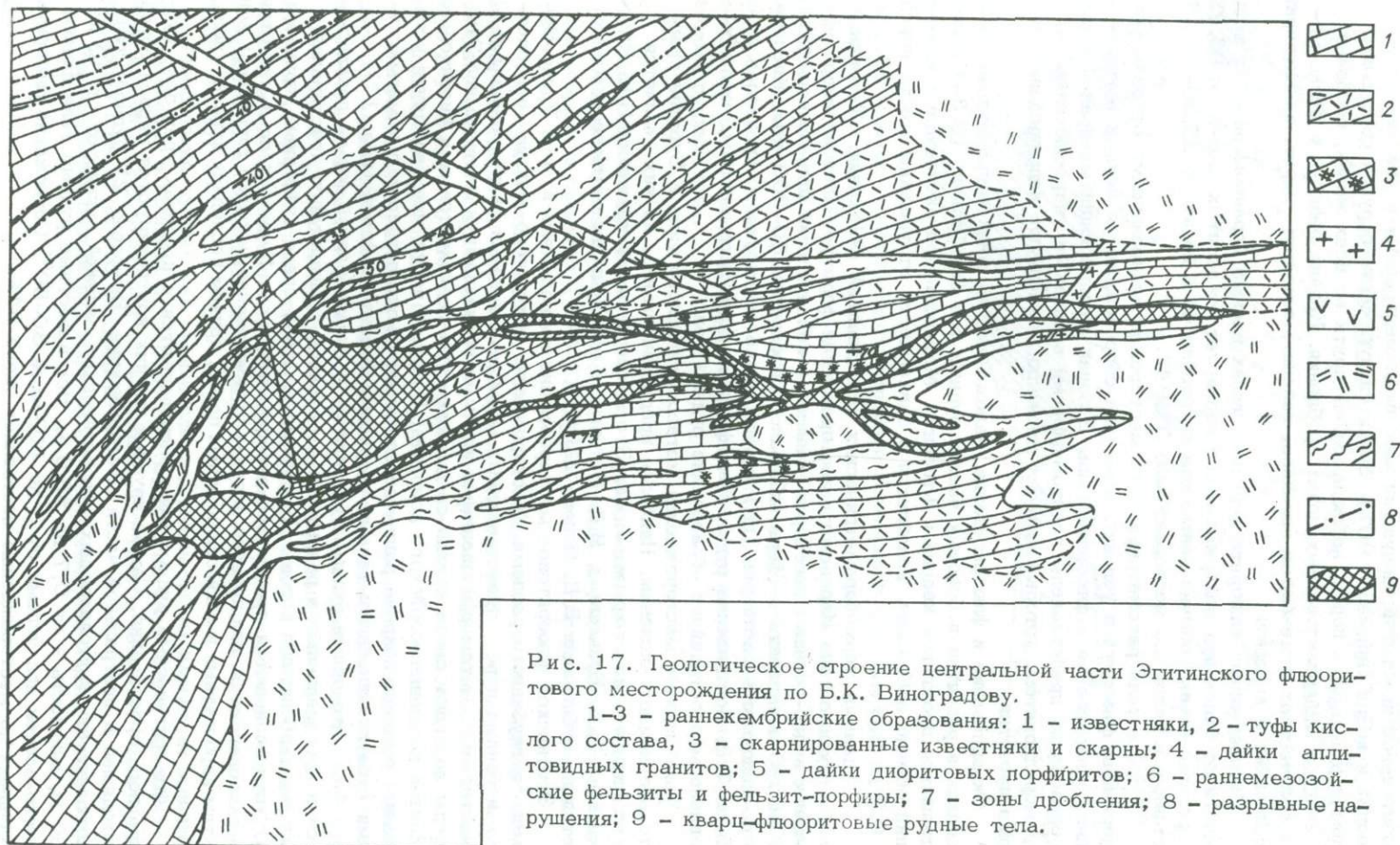
По данным термобарометрических исследований /Архипчук, Тетерин, 1971/, рудные тела Наранского месторождения формировались из гидротермальных водно-солевых растворов невысокой концентрации при температуре 360–60°C и давлении в сфере минералообразования 700–200 атм. Кислотность–щелочность растворов (рН) изменялась в ходе рудного процесса от 6,5 до 7,8. Поступление рудоносных флюидов было прерывистым, чем обусловлено многостадийное образование рудных тел.

Флюоритовые месторождения метасоматического типа в Бурятии сравнительно немногочисленны. Наиболее представительным из них является Эгитинское месторождение. Это месторождение изучалось Б.К. Виноградовым, К.Б. Булнаевым, В.Д. Поповым и др. Приводимое ниже описание дается по публикации В.Д. Попова /1981/.

Эгитинское флюоритовое месторождение расположено в зоне Удино–Витимского глубинного разлома. Месторождение приурочено к полю осадочно-вулканогенных пород, представленных мраморизованными скарнированными известняками, метаморфизованными кислыми эффузивами и их туфами. Эти породы залегают среди крупно–среднезернистых лейкократовых и биотитовых гранитов позднепалеозойского возраста. В южной части месторождения установлены останцы покрова раннемезозойских фельзит–порфиров с комагматическими субвулканическими телами кварцевых сиенит–порфиров (рис. 17).

Флюоритоносные рудные тела плито– и линзообразной формы локализируются в субпараллельных разрывных нарушениях субширотного простирания, секущих карбонатные породы. В алюмосиликатной среде (эффузивы, гранитоиды) устанавливаются прожилково–вкрапленные руды. Рудные тела в известняках располагаются, как правило, в зонах брекчирования, нередко тяготеют к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород, причем последние играют роль экранов.

Флюоритоносные рудные тела располагаются в пределах трех зон субширотного простирания. Самые крупные из них контролируются первой зоной, проходящей в центральной части месторождения. Выявлено 21 рудное тело. Протяженность крутопадающих флюоритоносных залежей варьирует от 40 до 560 м, мощность – от 0,7 до 53,0 м. Все известные рудные тела падают на юго–восток под углами от 5 до 80°, чаще 30–50°. Содержание флюорита в среднем по месторождению составляет около 54%.



Главные минералы рудных тел – флюорит, халцедоновидный кварц, реже кальцит; в незначительных количествах наблюдаются глинистые минералы и гидроокислы железа. Основную часть рудной массы составляет флюорит главной стадии, образующий средне-мелкозернистые агрегаты. С ним тесно ассоциирует грубошестоватый флюорит поздней стадии минералообразования. Последний нарастает на средне-мелкозернистый флюорит в виде друз из хорошо сформированных кристаллов кубического габитуса или составляет маломощные обособленные прожилки. Серый халцедоновидный кварц (20–55%) образует плотный тонкозернистый агрегат с флюоритом главной стадии. Кальцит (5–10%) отмечается совместно с флюоритом и кварцем в рудной массе, образуя наетки и корочки по стенкам трещин и нарастая на кристаллы флюорита в пустотах.

По данным исследования технологической пробы (материалы Бурятского геологоуправления), минеральный состав руд Эгитинского месторождения следующий (%): флюорит – 67,4, кварц (с гидрослюдами) – 27,4, карбонаты – 5,2; в виде примесей содержатся магнетит, мартит, марганцевые минералы, амфибол, пироксен, сфен, апатит, хлорит, мусковит, пирит. Химическим анализом данной пробы установлены (%): CaF_2 – 66,5, CaCO_3 – 6,25, SiO_2 – 16,6, Fe_2O_3 – 1,83, S – 0,02, P_2O_5 – 0,04, Ba – 0,06.

По минеральному составу руды месторождения относятся к кальцит-кварц-флюоритовому типу. Наиболее характерные текстуры руд (%) – массивная (50), брекчиевая (30), друзовая (до 15), тонкополосчатая (5).

Формирование большинства рудных тел связано с процессами метасоматоза, происходившими при циркуляции фторсодержащих гидротермальных растворов по зонам брекчирования. Контакты их обычно извилистые, расплывчатые.

В.Д. Попов /1981/ на основании гомогенизации газовой-жидких включений установил, что формирование рудных тел происходило при постепенном понижении температур от 250 до 100°C. Главные фазы минералообразования происходили при температурах 250–210, 170–150 (среднезернистый флюорит) и 120–100°C (грубошестоватый флюорит).

Наиболее полные сведения о возрасте флюоритовых месторождений мы находим в работе К.Б. Булнаева /1971/. Образование флюоритовых месторождений, по его данным, связано с проявлением одной из заключительных стадий мезозойской тектономагматической активизации. В ряде мест кварц-флюоритовые рудные тела прорывают грубообломочные континентальные отложения нижней части фаунистически охарактеризованной нижнемеловой гусиноозерской серии. Вместе с тем обломки флюоритовых руд установлены в гальке конгломератов более высоких частей разреза этих отложений. На этом основании К.Б. Булнаев /1971/ считает, что формирование месторождений происходило либо на рубеже между юрой и мелом, либо в самом начале раннего мела.

Вопрос о связи флюоритовой минерализации с магматитами разработан менее глубоко. В значительной мере это обусловлено генетическими особенностями самих месторождений, тем, что месторождения эпitherмального типа, как правило, сильно оторваны от соответствующих магматических ассоциаций. Во всяком случае в Западном Забайкалье до сих пор не выявлены магматические образования, которые по возрасту были бы близки эпохе флюоритообразования. Однако в других районах обширной Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции (Юго-Восточное Забайкалье, Центральная и Восточная Монголия), претерпевших аналогичную же активизацию, месторождения

обнаруживают отчетливые черты пространственно-временной и геохимической связи с породами широко проявленной риолит-базальтовой формации. Учитывая это и приуроченность месторождений к зонам глубинных разломов, исследователи пришли к выводу, что источник оруденения флюоритовых месторождений глубинный, расположен, скорее всего, в очагах зарождения базальтовой магмы /Булнаев, 1976/.

Работами А.Д. Шеглова, К.Б. Булнаева, Л.С. Пузанова установлено, что размещение флюоритовых месторождений и проявлений на территории Бурятии подчиняется ряду строгих геологических закономерностей. Наиболее общей из них является концентрация месторождений во внутренней зоне области мезозойской активизации. За пределами этой зоны известны лишь единичные мелкие рудопроявления, но и они приурочены к активизированным в мезозое структурам и располагаются на незначительном удалении от основных флюоритоносных поясов и зон.

Главная региональная закономерность размещения флюоритовых месторождений, широко используемая в практике прогнозирования и поисков, — приуроченность их к зонам глубинных разломов. Последние представляют собою широкие системы взаимосвязанных субпараллельных разрывных нарушений, протягивающиеся на многие сотни километров. В позднем мезозое в результате процессов активизации вдоль них формировались межгорные впадины типа грабенов и односторонних грабенов, образующие такие же протяженные линейные комплексы наложенных структур северо-восточного простирания. Поэтому флюоритовые месторождения залегают обычно в бортах этих впадин на удалении до 3–4 км, реже — на межвпадинных поднятиях внутри линейного комплекса.

Располагаясь в пределах крупных разломов и приуроченных к ним впадин, месторождения образуют ряд флюоритоносных зон /Шеглов, 1961; Булнаев, 1962/. На территории Бурятии известны три такие зоны: Джида-Витимская, Тугнуй-Кондинская и Хилокская, прослеживающиеся в северо-восточном направлении через весь регион. Ширина зон обычно хорошо выдержана по латерали, варьирует от 30 до 40 км, в то время как ширина разделяющих их продольных горстовых поднятий не менее 80–100 км.

К.Б. Булнаев /1971/ указывает, что флюоритоносность названных зон неодинакова. Основная масса месторождений, причем наиболее крупных, сосредоточена в Джида-Витимской зоне, прослеживающейся вдоль границы сочленения областей преимущественного развития байкалид и каледонид. По направлению к юго-востоку насыщенность зон флюоритовым оруденением закономерно падает, падают и масштабы объектов.

Распределение месторождений в самих флюоритоносных зонах также неравномерно. Анализ особенностей их концентрации показывает, что месторождения часто группируются в рудные узлы и поля, разобщенные значительными по площади безрудными пространствами. Размещение локальных рудоносных участков определяется, как правило, структурным фактором. Рудные узлы и поля тяготеют к тем частям зон глубинных разломов, которые имеют наиболее сложное внутреннее строение, обусловленное резким изменением направления простирания, появлением ряда второстепенных ветвей, пересечением с разрывными нарушениями иной ориентировки и т.д.

Роль других факторов в группировке наиболее многочисленных флюоритовых месторождений жильного типа во флюоритоносные рудные узлы и поля, а также в локализации отдельных месторождений не столь очевидна. Месторождения залегают в разных по составу и возрасту породах, не обнаруживая сколько-нибудь выраженной связи с определенными магматическими образова-

ниями. Однако в образовании и размещении метасоматических месторождений роль вмещающей среды становится столь же важной, как структурные факторы. Процессы фторметасоматоза проявились наиболее полно и интенсивно там, где наблюдается чередование литологически благоприятных для замещения карбонатных пород с породами алюмосиликатного состава, выступающими в данном случае в качестве литологического экрана.

Таким образом, для мезозойской ОТМА характерны следующие отличительные черты.

1. Мезозойская ОТМА по масштабам значительно уступает средне- и позднепалеозойской областям ТМА.

2. Среди магматических формаций устанавливается резкое преобладание эффузивных над интрузивными.

3. В тектоническом строении области существенную роль играют межгорные впадины, выполненные вулканогенными, терригенными и угленосными образованиями.

4. Эндеогенная минерализация представлена гидротермальными месторождениями молибдена, вольфрама, полиметаллов, флюорита. Среди последних установлены также метасоматические месторождения. В целом мезозойские месторождения отличаются более низкими температурами формирования по сравнению с месторождениями ранних этапов.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ОБЛАСТЬ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Кайнозойская тектономагматическая активизация очень полно охарактеризована в монографиях Н.А. Флоренсова /1960/, И.В. Белова /1963/, а также Н.А. Логачева /1955/ и др.

В кайнозое произошло формирование крупных межгорных впадин, выполненных молассами и покровами основных эффузивов, а также излияние эффузивов трахибазальтовой формации (рис. 18). Кайнозойские впадины или впадины байкальского типа располагаются в северной и северо-западной частях региона в полосе с высокогорным рельефом. Н.А. Флоренсов /1960/ отмечал следующие их особенности.

Первая — их обособленность и сосредоточение в сравнительно узкой полосе, обрамляющей с юга Сибирскую платформу. Байкальские впадины по отношению к мезозойским прогибам являются ярко выраженными "наложенными" формами.

Вторая характерная черта рассматриваемых структур — их значительные размеры. По площади отдельные впадины байкальского типа превосходят аналогичные мезозойские структуры в 5–10 раз. Правда, имеются впадины не больших размеров.

Третья особенность заключается в том, что кайнозойские впадины развиты интенсивнее в северо-восточной ветви и слабее в западной.

Далее, большинство рассматриваемых впадин имеют продольный, линейный характер, а отсюда — группировка в протяженные полосы или ветви, местами с кулисообразным смещением отдельных впадин друг относительно друга. Контуры их в плане вытянутые, иногда грубоовальные, чаще притупленные, угловатые.

Впадины выполнены терригенными отложениями, представленными алевритами, глинами, песками, супесями, песчаниками, гравелитами, рыхлыми конгломератами и конглобрекциями. В отдельных разрезах присутствуют также диатомиты, диатомитовые глины, мергели, лигниты и бурые угли. Кайнозойские отложения разделяются на две толщи. Нижняя толща представлена

преимущественно мелкообломочными отложениями. Для нее характерно резкое преобладание тонкозернистых и глинистых осадков над крупнозернистыми.

В составе верхней толщи ведущую роль играют грубые конгломераты, брекчии, гравийные и грубозернистые пески, тяготеющие к краевым частям впадин и замещаемые в центральных частях последних песками, алевролитами, глинами.

В некоторых впадинах существенную роль играют базальты и их туфы. Так, в Тункинской впадине они составляют около одной трети мощности отложений. Мощность отдельных потоков базальтов колеблется от нескольких до 50–80 м. Базальты имеют повышенную щелочность. Среди них преобладают разновидности, содержащие оливин, небольшие количества эгирин-авгита. Иногда отмечается нефелин.

Общая мощность кайнозойских отложений во впадинах достигает 1200–2300 м.

Кайнозойские базальты помимо согласных тел, располагающихся среди терригенных отложений во впадинах, образуют многочисленные крупные покровы, обнажающиеся в Восточном Саяне, на Витимском плоскогорье, в бассейне Джиды и на других участках (см. рис. 18). Среди лавовых полей довольно часто встречаются конусы и жерла потухших вулканов. Массовые излияния базальтов произошли в позднеэоценовое и четвертичное время. Эти породы детально охарактеризованы в известной монографии И.В. Белова /1963/.

Лучше всего геология базальтов изучена в Тункинской впадине /Логачев, 1955; Флоренсов, 1960/. Третичные базальты лежат на кристаллическом фундаменте. Покров мощностью 150–200 м наклонен к центру впадины под углом 10–15°. Значительные мощности базальтовых покровов установлены в Восточном Саяне – до 600 м /Ламакин, 1935/. Наиболее крупные по площади покровы закартированы на Витимском плоскогорье.

Четвертичные базальты развиты значительно меньше третичных. Они установлены в Восточном Саяне, в бассейне Джиды и на Витимском плато. Мощность покровов четвертичных вулканов максимально достигает 150 м. В литературе приводятся описания нескольких вулканов. Высота вулканических конусов варьирует от 90 до 150 м. Кратерные углубления имеют поперечные размеры от 20 до 220 м. В целом это относительно небольшие вулканические постройки.

Эндогенная минерализация кайнозойского этапа значительно беднее минерализации предыдущих этапов. В настоящее время известны месторождения и проявления ртути, цеолитов, драгоценных и полудрагоценных камней.

Месторождения и проявления ртути. Первые проявления ртути на территории Саяно-Байкальской горной области были установлены в начале 40-х годов текущего столетия. Геолого-поисковыми работами, проведенными в 60–70-е годы, установлены Келянское месторождение и большое число рудопроявлений. При поисковых работах широко использовался теоретический вывод В.А. Кузнецова /1964/ о наличии крупного ртутного пояса в южном обрамлении Сибирской платформы. В.И. Игнатович и В.М. Кандер в результате обобщения материалов по ртутной минерализации региона установили, что в пределах пояса она локализуется в трех металлогенических зонах: Байкало-Верхнеангарской, Баргузино-Муйской и Селенгино-Витимской. Наблюдаются четкая приуроченность ртутного оруденения к конечным этапам развития глубинных разломов, размещение его в бортовых частях мезозойских и кайнозойских впадин, контролируемых крупными региональными разломами. Приведем краткую характеристику известных месторождений и проявлений ртути.

Келянское месторождение расположено в северо-восточной час-

ти региона, вблизи Северо-Муйской глыбы, в краевой части грабенообразной депрессии, выполненной кембрийскими карбонатными осадочными породами. Борты впадины сложены протерозойскими сланцами. Месторождение изучалось Е.Н. Галаниным, К.В. Игулковой и др. Структура его определяется крупным Келянским разломом, разграничивающим кембрийские и протерозойские породы, и перпендикулярными ему дизъюнктивами северо-восточного простирания. В зоне Келянского разлома осадочные и метаморфические породы претерпели существенные деформации. Так, протерозойские сланцы смяты в сложные крутые складки северо-западного простирания. Осевые поверхности последних субпараллельны разлому. Крылья складок осложнены многочисленной мелкой складчатостью. Кембрийские карбонатные породы смяты в большей части района месторождения в пологие складки, в зоне разлома также значительно деформированы. Сам разлом представляет собой мощную (40–50 м) зону, сильно перемятых и передробленных пород, местами превращенных в милониты и залеченных цементом кварц-кальцитового состава. Оруденение локализуется в поперечных Келянскому разлому зонах дробления субширотного простирания и крутого падения (60–90°). По зонам дробления развиты метасоматиты кварц-карбонатного состава, содержащие киноварь. На месторождении выделено несколько рудных зон. Наиболее полно изучены две из них. Первая рудная зона имеет протяженность 180 м и весьма непостоянную мощность. Наблюдается чередование пережимов и раздувов мощностью от 5–10 см до 5 м. На флангах наблюдаются разветвление рудного тела и выклинивание. Рудная зона имеет крутое падение 70–80° на север. Распределение киновари крайне неравномерно и по падению, и по простиранию. Повышенные концентрации рудных минералов устанавливаются в раздувах.

Вторая рудная зона имеет аналогичное строение, но отличается меньшими размерами.

Минеральный состав руд довольно простой. Кроме киновари установлены антимонит, пирит, гематит, сидерит. В небольших количествах отмечаются галенит, сфалерит, халькопирит, ильменит, магнетит, аурипигмент. В зоне гипергенеза наблюдаются лимонит, гидрогетит, сервантит, ковелин, халькозин и другие минералы. Нерудные минералы представлены кварцем, кальцитом, доломитом. В небольших количествах отмечаются флюорит, гидрослюды.

Келянское относится к телетермальным малоглубинным месторождениям. Помимо описанного месторождения установлено более 30 рудопроявлений, которые имеют близкий к Келянскому месторождению минеральный состав, также характеризуются неравномерным распределением оруденения, но отличаются меньшими размерами. Ртутная минерализация региона по систематике В.А. Кузнецова, А.А. Оболенского, В.И. Васильева /1966/ относится к карбонатно-киноварному типу собственно ртутной формации. Возраст ее большинство исследователей определяют позднемезозойским – кайнозойским /Одинцов и др., 1958; Кузнецов, 1964; Щеглов, 1966/.

Рудопроявления цеолитов кайнозойского возраста установлены в южной части региона, в бассейне р. Чикой. Здесь выделена Маргинутойская площадь с несколькими участками с цеолитовой минерализацией (рис. 19). Последние располагаются среди эффузивов трахибазальтовой формации кайнозойского возраста. Полезная минерализация обычно устанавливается в жерловинах палеовулканических построек либо вблизи них. Цеолиты преимущественно располагаются в верхах потоков пористых трахибазальтов, слагая миндалины и прожилки мощностью от первых миллиметров до 12 см. В целом они образуют субгоризонтальные пластообразные тела мощностью от 2 до 10 м и протяженностью до 4 км.

На участке Байца выделено девять продуктивных горизонтов мощностью

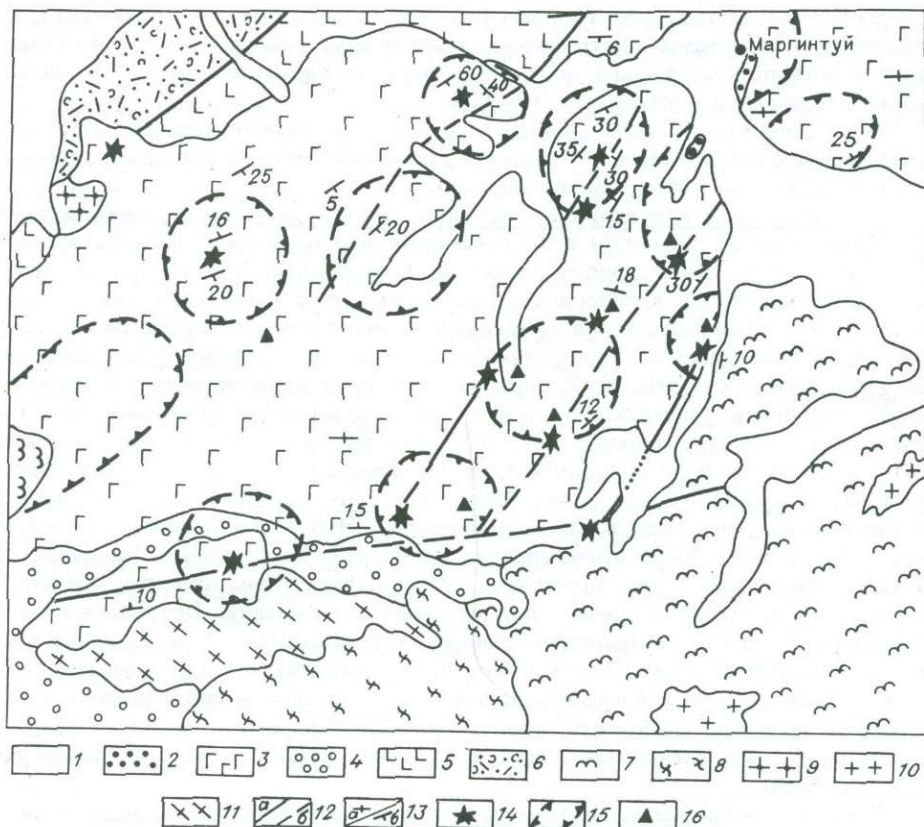


Рис. 19. Геологическая карта Маргинтуйской площади. Составил В.Е. Леонов с использованием материалов Д.Д. Сагалуева, В.А. Новикова, В.И. Давыдова.

1 - четвертичные отложения. 2 - плиоцен; тологийская свита; красноцветные, пестроскрашенные глины с прослоями гравля, песка, дресвы. 3 - миоцен; трахибазальты, трахиандезиты, долериты, андезито-базальты, агломераты и туфы. 4 - нижний мел; гусяноозерская серия; конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, бурые угли. 5 - нижняя пермь; унгуркуйская свита; зеленокаменно-измененные андезито-базальты, трахибазальты, трахиандезиты. 6 - средний карбон - нижняя пермь; гунзанская свита; туфы кислого и среднего состава с прослоями конгломератов, песчаников, туфосланцев, липарит-порфиров. 7 - нижний кембрий; катаевская свита; андезитовые, диабазовые порфириты, альбитофиры, туфы, песчаники, алевролиты, хлорит-серицитовые сланцы. 8 - нижний протерозой; кяхтинская свита (малханская толща); биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы. 9 - позднепалеозойские интрузии; бичурский комплекс, мелко-среднезернистые граниты, аляскиты, гранит-порфириты. 10 - раннепалеозойские интрузии; джидинский комплекс; лейко- и мезократовые, массивные и гнейсовидные граниты, граносиениты, диориты, гранодиориты и габбро-диориты. 11 - ранне-позднепротерозойские интрузии; хамар-дабанский (заганский) комплекс; гнейсовидные граниты, плагиограниты, гнейсограниты, пегматиты. 12 - разрывные нарушения (а - достоверные, б - предполагаемые). 13 - горизонтальное (а) и наклонное (б) залегание покровов и потоков базальтов. 14 - предполагаемые центры извержения палеовулканов. 15 - кольцевые структуры (по АКС). 16 - проявления цеолитов.

от 2 до 6 м. Цеолиты представлены шабазитом, морденитом, эрионитом, стильбитом, гоннардитом, натролитом, анальцимом, гейландитом и другими разновидностями. Содержания цеолитов в породах варьируют от 10 до 80%. Средние содержания составляют 30-40%.

На остальных участках рудные тела имеют меньшие размеры и более низкие содержания цеолитов. В целом прогнозные запасы цеолитов оцениваются в несколько сотен миллионов тонн.

Месторождения и рудопроявления драгоценных камней. Рудопроявления драгоценных камней известны в юго-западной части региона и на Витимском плоскогорье. В настоящее время наиболее полно изучено Бартойское месторождение граната и хризолита, расположенное в верховье Джиды. Оно изучалось И.В. Ащепковым. На сравнительно небольшой площади месторождения установлено более десяти четвертичных вулканов. И.В. Ащепков выделяет два типа вулканических построек. К первому относятся вулканические аппараты сложного строения, образованные как рыхлым материалом (который часто называют тефро-туфами, шлаками и т.д.), так и плотными неровными пузыристыми лавами. Насыпные постройки к настоящему времени почти полностью разрушены, остались только валы, непосредственно примыкавшие к кратеру или лавовым озерам, если такие существовали. Эти части аппарата, по-видимому, подвергались более интенсивному перегреву, и отдельные частицы спеклись, придав некоторую прочность сооружению. Валы кратера имеют обычно сложное строение из-за многочисленных обрушений. Центральные части вулканов сложены пузыристыми лавами, которые выходят за пределы вулканов и образуют потоки. Скорее всего под их воздействием разрушены отдельные части тефровых построек. Другой тип вулканов - пологие (угол склонов первые градусы) постройки, образованные потоками пузыристых лав. Они представляют собой небольшие щитовые вулканы. Образовались они позже тефровых построек.

С точки зрения камнесамоцветного сырья интерес представляют главным образом тефровые постройки и продукты их разрушения. В них содержится большое количество желваков мегакристаллов пиропового граната, титанавгита, керсутита, анортклаза, биотита. Распределение их в породах неравномерное, что, по-видимому, свидетельствует о неоднократной эксплозивной деятельности. Отдельные желваки химически однородны и представляют собой монокристаллы. Иногда размеры их достигают 15 см. Гранат имеет следующий состав: пироповая составляющая - 55-62%, альмандиновая - 30-32%, гроссуляровая - 13-14%, спессартитовая - 1,5%. Иногда в гранате наблюдаются субпараллельные вроски рутила, располагающиеся по зонам роста.

Хризолиты попадают в перцолитовых ксенолитах, встречающихся в тефровых постройках и в наиболее молодых лавовых потоках базальтового состава. При разрушении вулканов и потоков формируются небольшие россыпи этого минерала.

ВЫВОДЫ

Приведенный в предыдущих разделах материал позволяет отметить следующие главные особенности развития Саяно-Байкальской ОМА. Формирование ее происходило в четыре крупных этапа. Термин "этап" принят нами достаточно условно, поскольку он может охватывать значительный период времени (до 130 млн. лет) и соответствует времени развития области тектономагматической активизации.

Первый этап прослеживается с начала девона до позднего карбона. Он

ознаменовался становлением разнообразных интрузивных и эффузивных формаций. Среди первых выделяется гранит-граносиенитовая, сиенит-граносиенит-гранитная, щелочно-габброидная, калиевых нефелиновых и щелочных сиенитов и др. Эффузивные формации представлены трахириолитовой, трахиандезит-риолитовой, дацит-трахириолитовой, трахиандезит-базальтовой и др. Устанавливается резкое преобладание интрузивных формаций над эффузивными. С интрузивными породами генетически связаны месторождения графита, сыныритов, нефелиновых руд, молибдена, вольфрама, олова и других полезных ископаемых.

Второй этап охватывает период от позднего карбона до среднего триаса. В течение этого времени произошло внедрение магматитов диорит-гранодиорит-гранитной и щелочной сиенит-гранитной формаций. Эффузивы представлены трахибазальт-риолитовой, трахиандезит-базальтовой, трахириолитовой формациями. Доля эффузивных пород в общей массе магматитов существенно увеличивается. С интрузивными породами генетически связаны месторождения и проявления молибдена, бора, железа, меди и редких металлов.

Третий этап охватывает период от среднего триаса до позднего мела. Для него характерно резкое преобладание объемов эффузивных пород над интрузивными. Последние представлены небольшими массивами гуджирского комплекса. Эффузивы представлены базальт-риолитовой, трахибазальтовой, трахириолитовой формациями. С магматитами этого этапа генетически и парагенетически связаны месторождения и проявления вольфрама, молибдена, флюорита, полиметаллов, цеолитов. Наряду с гидротермальными средне- и высокотемпературными месторождениями появляются низкотемпературные гидротермальные месторождения флюорита.

Четвертый этап проявился с позднего мела. Он ознаменовался формированием крупных межгорных впадин, выполненных молассаами и покровами основных эффузивов, а также излиянием эффузивов трахибазальтовой и андезит-базальтовой формаций. С магматическими породами связаны месторождения драгоценных и полудрагоценных камней, ртути, цеолитов.

В целом для Саяно-Байкальской ОМА можно отметить следующие особенности: 1) возрастание роли эффузивных пород от ранних этапов к поздним; 2) направленное изменение химического состава однотипных пород, выразившееся в увеличении содержания щелочей, окисного железа и уменьшении содержания кальция, магния, закисного железа; 3) в ранние этапы формируются магматические и высокотемпературные гидротермальные месторождения, для поздних этапов характерны низкотемпературные месторождения; 4) устанавливается определенная металлогенетическая унаследованность — молибденовые месторождения формировались в среднем, позднем палеозое и мезозое, вольфрам-молибденовые месторождения имеют среднепалеозойский и мезозойский возраст.

Весьма важным и сложным является вопрос о геодинамической обстановке проявления тектономагматической активизации. Л.А. Козубова и др. /1982/ на основании анализа распределения магматических пород в пределах Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления пришли к следующим выводам. Среднепалеозойский магматизм обязан своим проявлением погружению литосферы субконтинентального типа под континентальную окраину андийского типа. Зона субдукции располагалась на территории Северной Монголии, прослеживаясь в северо-восточном направлении в Читинскую область в бассейн Шилки. Позднепалеозойский магматизм также связан с погружением литосферной плиты. Однако зона субдукции сместилась далеко на юг.

Следует отметить, что предложенный Л.А. Козубовой и ее соавторами механизм зарождения и развития магматических очагов вызывает ряд весьма серьезных возражений.

1. Как было показано в I главе, в среднем палеозое интенсивно проявился интрузивный магматизм. Эффузивы играют резко подчиненную роль. Известно, что для окраин океанов характерны обратные соотношения.

2. Среднепалеозойские магматические породы охватывают обширную площадь, имеющую сложную конфигурацию. Ширина ее достигает 500 м. В северо-восточной части полосы магматических пород разделяется на две ветви. На западе магматические породы прослеживаются до территории Тувы, распространяясь далеко от юго-западной границы зоны спрединга.

3. Внешние контуры полосы магматических пород удалены от зоны спрединга на 500–800 км. Если учесть, что средний угол погружения литосферной плиты составляет 45° , нужно ожидать появления магматических очагов на сопоставимых глубинах. Такое предположение не соответствует современным представлениям об условиях зарождения гранитных магм.

4. Массивы щелочных пород сайженского и сыннырского комплексов располагаются субпараллельно зоне спрединга. При этом массивы сыннырского комплекса протягиваются цепочкой вдоль внешней границы полосы развития магматитов, а сайженского – вблизи внутренней границы, прослеживаясь на относительно небольшом удалении от зоны спрединга. При этом следует учитывать, что породы сайженского комплекса являются более глубинными образованиями по сравнению с сыннырскими. Приведенные соотношения щелочных пород указанных комплексов невозможно объяснить субдукцией.

Перечисленные возражения не позволяют нам согласиться с геодинамической концепцией Л.А. Козубовой и ее соавторов. Более приемлемой нам представляется модель развития областей многоэтапной активизации, предложенная Е.В. Артюшковым /1979/.

По Е.В. Артюшкову, развитие областей тектономагматической активизации и зон рифтообразования вызывается поступлением из нижней мантии легкого нагретого материала в верхние части верхней мантии. Легкий материал поступает вплотную к коре, вытесняя вещество мантии, ранее находившееся в литосфере, и заполняет ловушку. Это приводит к образованию высокого поднятия, изостатически скомпенсированного мощным слоем легкого материала. Смесь легкого материала и вытесненной мантии представляет собой аномальную мантию. Последняя отличается большей плотностью, чем земная кора, а температура ее может достигать $1100\text{--}1300^\circ\text{C}$. Из аномальной мантии может происходить выплавление базальтовых магм.

По мере разогревания коры за счет теплового потока, идущего из аномальной мантии, а также в связи с поступлением флюидов в кору из мантии происходит интенсивное плавление пород гранитного состава в нижней части коры с образованием магматических очагов. Поступающие из них расплавы могут застывать в охлажденных участках верхней части коры, образуя интрузивные тела, либо изливаться на поверхность в виде покровов эффузивных пород. Е.В. Артюшков считает, что характер проявления вулканизма зависит от состояния литосферы. Если в ней действуют сжимающие напряжения, то проникновение магмы к поверхности будет происходить в форме медленного всплывания через кору отдельных блоков-интрузий. В холодной коре такие блоки быстро отдадут тепло окружающей породе и застынут. Именно такая геодинамическая обстановка, по-видимому, существовала в Саяно-Байкальской области в среднем палеозое.

Интенсивный вулканизм в областях тектонической активизации с напряжениями сжатия может проявиться только после значительного прогревания нижней части коры. На это, по расчетам Е.В. Артюшкова, требуется 10–30 млн. лет. Весьма возможно, что близкие геодинамические условия были для верхнепалеозойской ОТМА.

Области ТМА с растягивающими напряжениями характеризуются обильным проявлением эффузивного магматизма. В них происходит быстрый подъем магм по трещинам, растущим по мере проникновения в них расплава. По мнению Е.В. Артюшкова, типичным примером такой области является Байкальская рифтовая зона. По нашим представлениям, сходная геодинамическая обстановка была и в мезозое.

Глава II

СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКАЯ ОБЛАСТЬ МНОГОЭТАПНОЙ АКТИВИЗАЦИИ И ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Геологическое строение и металлогения Северного Казахстана изучались многими исследователями. Имеется обширная литература, освещающая различные аспекты геологии и месторождений полезных ископаемых этого региона. Наиболее полное описание структуры, вещественного состава, истории развития Северного Казахстана мы находим в монографии М.А. Абдулкабировой /1975/. Характеристика области многоэтапной активизации приводится по ее материалам, а также по публикациям Е.Л. Добрецова /Основные закономерности..., 1979/ и других исследователей.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Северо-Казахстанская ОМА представляет собой северное крыло крупного Сарысу-Кокчетавского сводово-глыбового поднятия, имеющего изометричную форму и диаметр около 700 км. Это огромная дугообразная структура, обращенная выпуклой стороной на север. Длина ее около 700 км, ширина 500-550 км. Она сформировалась в среднем - позднем палеозое и мезозое, наложившись на Тенгиз-Кокчетавскую глыбовую и Ишкеольмес-Ерментаускую складчатую область.

Главные структурные элементы Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия и структурные зоны Северо-Казахстанской ОМА приведены на рис. 20.

В составе Северо-Казахстанской ОМА М.А. Абдулкабировой выделяет структурные элементы среднего и позднего палеозоя (средне-позднепалеозойская ОТМА) и мезозоя (триаса и юры). Средне-позднепалеозойская ОТМА состоит из Шатской, Коксенгирсорской, Кокчетав-Ишкеольмесской и Калмыккульской зон.

В пределах Шатской зоны обнажаются докембрийские толщи, интродуцированные крупными массивами гранитоидов. Последние внедрились в орогенную стадию нижнепалеозойской геосинклинали и в ранний этап средне-позднепалеозойской активизации.

Коксенгирсорская зона выделяется в виде сравнительно узкого ордовикского прогиба, в пределах которого располагаются грабен-мульды, выполненные маломощными отложениями девона и карбона. Локальные отрицательные структуры разделены брахиантиклинальными поднятиями, сложенными раннепалеозойскими и рифейскими складчатыми комплексами. Отдельные блоки зоны, испытывавшие воздымание, насыщены интрузивными породами и рудными месторождениями силуру-девонского возраста.

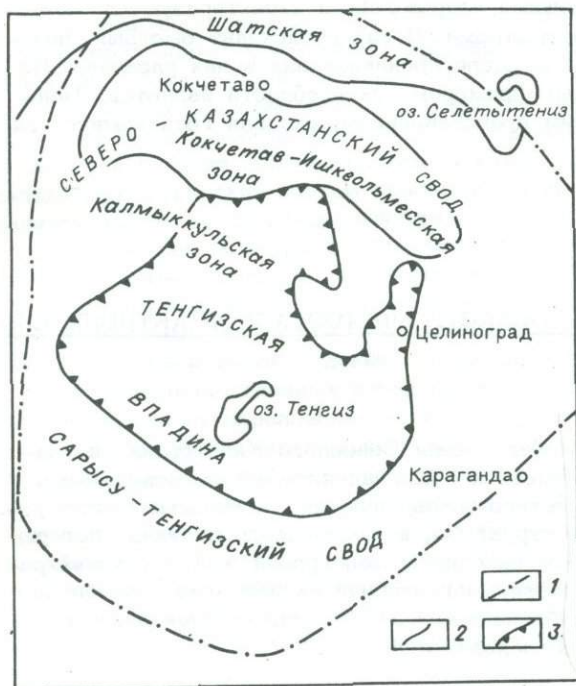


Рис. 20. Главнейшие структурные элементы Сарысу-Кокчетавского сводового поднятия и средне-позднепалеозойской ОТМА.

1 - контур Сарысу-Кокчетавского поднятия; 2 - контуры структурно-формационных зон; 3 - контуры Тенгизской впадины.

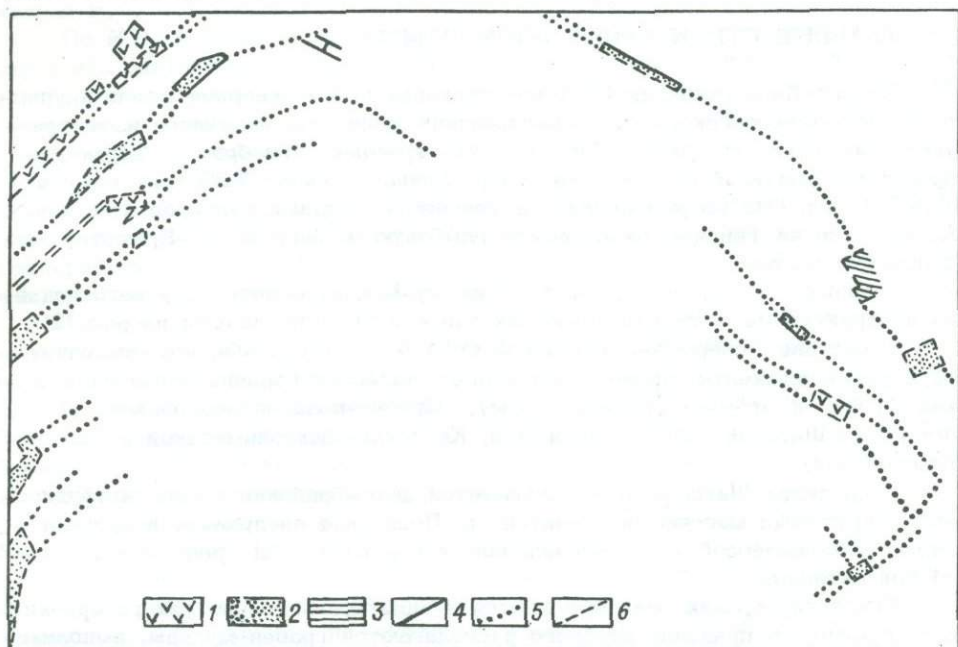


Рис. 21. Схема размещения триас-юрских грабенов и разломов в Северном Казахстане по М.А. Абдулкабировой /1975/.

1 - триасовые грабены; 2 - ниже-среднеюрские грабены; 3 - юрско-меловые депрессии; 4 - разломы, прослеживающиеся по поверхности; 5 - разломы, предполагаемые и установленные по геофизическим данным; 6 - контуры погребенных грабенов.

Кокчетав–Ишкеольмесская зона представляет собой осевую наиболее приподнятую часть Северо–Казахстанской ОМА. Она отделена от смежных зон глубинными разломами. В пределах зоны выделяется несколько приподнятых блоков (Кокчетавский, Котыркольский, Мамайский, Шингереевский) складчатого субстрата, сложенного допалеозойскими комплексами. В центральном Кокчетавском блоке исключительно широко развиты разрывные нарушения. В течение палеозоя по разломам преимущественно субширотного простирания возникали многочисленные грабены и горсты. Количество положительных структур в 20–30 раз больше отрицательных. В пределах Кокчетав–Ишкеольмесской зоны в периоды активизации весьма широко проявились разнообразный магматизм и связанная с ним эндогенная минерализация.

Калмыккульская зона обрамляет с севера Тенгизскую плиту. Границы ее совпадают с контурами раннепалеозойского синклиория. На севере в центральной части дугообразной границы с Кокчетав–Ишкеольмесской зоной располагается цепочка небольших приразломных грабенов. Здесь устанавливаются небольшие поля эффузивов и мелкие тела интрузивных пород. Центральная часть зон характеризуется четкой амагматичностью.

Структурные элементы мезозойской ОТМА в Северном Казахстане представлены грабенами и впадинами, располагающимися несколькими прерывистыми цепочками по периферии Сарысу–Кокчетавского сводового поднятия (рис. 21). Они имеют отчетливо наложенный характер. Разломы, обрамляющие грабены, древнего заложения. Поэтому часто грабены наследуют простирание складчатости фундамента. Грабеновые пояса разобщены крупными блоками–горстами, сложенными докембрийскими и палеозойскими складчатыми комплексами. Строение грабенов асимметричное. Они выполнены осадочно–вулканогенными и терригенными образованиями. Мощность отложений колеблется в широких пределах (от 50 до 1500 м).

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕ–ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОТМА

Магматические комплексы силура

М.А. Абдулкабировва разделяет магматические комплексы силура на две группы. В первую группу объединены магматические породы, залегающие в пределах Шат–Кокчетавского массива, сложенного докембрийскими комплексами. Они представлены боксинским и зерендинским комплексами, являющимися представителями гранит–гранодиоритовой формации. Вторую группу образуют породы, обнажающиеся среди раннепалеозойского складчатого субстрата. Выделяются степнякский и аралаульский комплексы.

Боксинский комплекс. Породы комплекса устанавливаются в Шат–Кокчетавском массиве и на участках сочленения его с раннепалеозойскими зонами. Они слагают большое число сложных массивов. Последние контролируются кольцевыми глубинными разломами и образуют четыре дугообразных пояса.

Массивы многофазны. Первая фаза представлена гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами и габбро–диоритами. Породы второй фазы (граниты, реже граносиениты) слагают пологопадающие тела на контакте гранодиоритовых массивов с вмещающими породами либо небольшие штоки в центральных частях интрузивов.

Гранитоиды боксинского комплекса характеризуются повышенной щелочностью, низким содержанием полевошпатовой извести, преобладанием натрия над калием, повышенными содержаниями железа, титана, никеля, кобальта, свинца.

С породами комплекса связаны рудопоявления железа, меди, молибдена и олова.

Зерендинский комплекс. Породы комплекса слагают крупные массивы в ядрах докембрийских купольных структур. Характерны постепенные переходы от гранитоидов к вмещающим породам. Обычно граниты слагают неправильные, иногда с извилистыми очертаниями тела площадью в сотни квадратных километров. В приконтактных частях крупных массивов наблюдаются округлые и овальные в плане тела гранитов, сформировавшиеся во вторую фазу. Поздние граниты имеют резкие контакты с вмещающими породами. Широко проявлены процессы калиевого метасоматоза — калишпатизация и биотитизация.

Породы зерендинского комплекса по химическому составу близки к средним типам гранитов, отличаясь, однако, высокими содержаниями калия, иногда и натрия.

Степнякский комплекс. Массивы степнякского комплекса размещены в ордовикских синклиналиях в юго-восточной части региона. Они обычно располагаются в участках пересечения разрывных нарушений. Размеры их в плане небольшие, менее 1 км², и редко достигают 3–4 км². Массивы многофазные, сложного строения. Во многих массивах установлены три фазы внедрения.

Породы первой фазы, слагающие большую часть массивов, представлены разнообразными габброидами (габбро, габбро-норитами, норитами, габбро-анортозитами, анортозитами, габбро-диоритами), диоритами и эруптивными брекчиями. Во вторую фазу внедрялись кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты. В заключительный этап происходило становление небольших тел плагиогранитов и тоналитов. Формирование массивов завершается интрузией даек разнообразного состава.

С породами степнякского комплекса парагенетически связаны месторождения золота /Золоторудные поля..., 1971/.

Аралаульский комплекс. Породы комплекса развиты в юго-восточной части региона. М.А. Абдулкабирова относит их к субформации субвулканических гранитов. Обычно породы слагают массивы центрального типа. По результатам геофизических исследований форма интрузивов близка к цилиндрической. Диаметры цилиндрических тел 10–15, редко 40 км, мощности 1–3 км. Часто массивы имеют кольцеобразное строение. Располагаются они в узлах пересечения крупных разломов. Массивы, как правило, многофазные, сопровождаются дайками разнообразного состава.

Породы первой фазы представлены порфиroidными биотит-рогообманковыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Во вторую фазу внедрялись биотитовые порфиroidные граниты, аляскитовые субщелочные граниты, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры. В позднюю фазу произошло становление граносиенитов и сиенит-порфиров.

С породами комплекса ассоциируют месторождения железа и меди.

Магматические комплексы девона

М.А. Абдулкабирова разделяет магматические комплексы девона на две группы в зависимости от занимаемого ими положения в структурах региона. В первую группу объединены комплексы, сформировавшиеся в активизирован-

ных зонах разломов (ишимский, конурский, акканбурлукский, тостыкольский), во вторую – комплексы, образовавшиеся в приподнятых блоках (боровской, золотоношский, балакшинский).

Комплексы малых интрузий активизированных зон разломов занимают небольшие площади. Однако практическое значение их очень велико, так как с ними связаны многие месторождения полезных ископаемых. Массивы этих комплексов располагаются вблизи либо непосредственно в средне-позднепалеозойских грабенах, образуя пояса. Устанавливается тесная пространственная связь интрузивов с девонскими эффузивами, выполняющими впадины. Отмечается близость химического состава интрузивных и эффузивных пород. Состав малых интрузий пестрый.

Ишимский комплекс щелочно-основных и ультраосновных пород представлен серией массивов, располагающихся в юго-западной части региона. Интрузивы многофазные, имеют кольцевое строение. Сложены они пироксенитами, оливинитами, шонкинитами, малинитами, эпилейцитовыми сиенитами, содалит-нефелиновыми сиенитами, эссекситами, монцонитами и другими породами. По условиям образования А.Н. Нурлыбаевым и А.Г. Паиченко в них выделяют эффузивная субвулканическая, интрузивная и жильная фации.

Отличительными чертами химизма пород комплекса является резкая недосыщенность их кремнеземом и очень высокое отношение калия к натрию.

С породами комплекса генетически связаны проявления железа, титана, апатита.

Конурский комплекс представлен небольшими массивами площадью до 8 км² и дайками, располагающимися в юго-западной части региона. В состав комплекса входят три группы последовательно образовавшихся пород: 1) вулканическая фация, представленная трахиандезитовыми базальтами, трахиандезитами, трахидазитами; 2) субвулканическая и жерловая фации: монцонит-порфиры, сиенит-порфиры, трахиандезит-порфиры; 3) интрузивная фация, представленная ортоклазовыми и эссекситовыми габбро, монцонитами, сиенитами, сиенит-диоритами, граносиенитами, гранодиоритами и гранитами с повышенной щелочностью. В составе щелочей преобладает калий.

С породами комплекса парагенетически связаны проявления меди, свинца и редких элементов.

Акканбурлукский комплекс отнесен М.А. Абдулкабировой к формации субвулканических и гипабиссальных малых интрузий пестрого состава. Он широко распространен в регионе. Большая часть массивов этого комплекса располагается в пределах Шатской и Калмыккульской структурных зон. Породы комплекса слагают либо небольшие штоки, сформировавшиеся в приповерхностных условиях, либо кольцевые интрузии, либо воронкообразные и трещинные тела. Эффузивная фация представлена палеовулканическими постройками разных размеров.

Формирование комплекса длительное. В ранний этап происходило излияние лав риолитового, андезитового, базальтового состава. В поздний этап формировались гипабиссальные тела, сложенные габбро-диоритами, диоритами, гранит-порфирами и фельзит-порфирами. С породами комплекса парагенетически связаны рудопроявления меди и редких металлов.

Тостыкольский комплекс развит преимущественно в Коксенгирсорской зоне. Интрузивные тела комплекса тяготеют к средне-позднепалеозойским грабенам. Это штоки и дайки пестрого состава, сложенные андезитами, базальтами, лампрофирами, риолитами, монцонит-порфирами, гранит-порфирами, сиенит-порфирами. Для малых интрузий характерно непостоянство состава, меняющегося в одних и тех же дайках.

Породы обычно сильно изменены процессами альбитизации, карбонати-

защи, хлоритизации, гематитизации. В них обычно отмечаются повышенные содержания фосфора, циркония, реже молибдена и свинца.

Комплексы, образовавшиеся в приподнятых блоках, по мнению М.А. Абдулкабировой, относятся к формации кольцевых гранитных интрузий.

Боровской комплекс. Массивы комплекса располагаются в краевых частях блоков, сложенных допалеозойскими породами, в центральной части региона; представляют собой цилиндрические тела диаметром от 5 до 35 км, высотой 4–5 км. Образовались они путем заполнения магмой камер, сформировавшихся в результате опускания блоков по крутопадающим кольцевым разломам. При этом иногда образуются интрузии центрального типа, характерным представителем которых является Боровской массив. Центральная часть этого массива сложена крупнозернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми, а внешнее кольцо – мелко- и среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранитами.

В целом массивы комплекса многофазны. Породы первой фазы представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами. Вторую фазу образуют лейкократовые биотитовые, реже амфибол-биотитовые разнозернистые граниты. Магматиты первой и второй фаз часто слагают самостоятельные массивы.

Интрузии дополнительной фазы развиты меньше. Они представлены аляскитовыми гранитами, образующими дугообразные тела.

С гранитами боровского комплекса генетически связаны месторождения молибдена, олова и другие.

Золотоношский комплекс. Интрузивы комплекса распространены во всех структурно-формационных зонах, однако большая часть их располагается в Шат-Кокчетавском докембрийском массиве, и лишь редкие одиночные более мелкие интрузивы устанавливаются в раннепалеозойских синклиориях. Наиболее крупные интрузивы достигают размеров 850 км². Интрузии, находящиеся в ордовикских синклиориях, имеющие меньшие размеры (30–50 км²), располагаются в участках сочленения крупных структур и в узлах пересечения глубинных разломов. Гранитные массивы комплекса слагают отчетливо выраженную дугообразную Золотоношскую зону (примерно совпадающую с осевой частью Кокчетав-Ишкельмесской зоны), длина которой 700 км, ширина 30–50 км. Форма массивов трубообразная. Многие интрузивы имеют кольцевое строение. Формирование комплекса происходило в две фазы. Породы первой фазы, представленные биотитовыми и лейкократовыми гранитами, получили наибольшее распространение. Вторую фазу образуют порфиридные лейкократовые граниты, иногда аляскиты. Они слагают самостоятельные мелкие массивы, кольцеобразные тела, обрамляющие граниты первой фазы, и реже небольшие тела (штоки и дайки) в гранитах первой фазы. Аляскиты дополнительной фазы представлены дугообразными телами.

Отличительной чертой гранитов комплекса является низкое содержание в них полевошпатовой извести, повышенное содержание кремнезема, калия, ниобия, свинца, галлия, никеля и олова. Характерен широкий набор аксессуарных минералов, среди которых отмечаются циркон, флюорит, касситерит, ксенотим, рутил, топаз, лейкоксен, ильменит, пирит, турмалин, колумбит, сфен.

С гранитами комплекса парагенетически связаны рудопроявления касситерита, шеелита, молибденита и редкоземельных элементов.

Балакшинский комплекс образует серию массивов, обнажающихся в центральной части региона. Массивы в плане имеют изометричные очертания и кольцевое строение. Это близкие к цилиндрическим и трубообразные тела с очень крутым или вертикальным падением. Формирование их происходило в две фазы. Более широко развиты породы первой фазы, представленные лейкократовыми биотитовыми, иногда аляскитовыми гранитами. В гранитах устанавливаются пегматитовые обособления с флюоритом.

Довольно часто встречаются дополнительные интрузии, сложенные порфировидными аляскитами. Это небольшие тела изометричной, реже овальной формы площадью от 1 до 20 км². Балакшинские граниты по сравнению с гранитами боровского и золотоншского комплексов содержат меньше железа, титана, кальция, но больше кремния, алюминия, калия. Количество аксессуарных минералов меньше, чем в породах золотоншского комплекса.

Магматические комплексы карбона

По мнению М.А. Абдулкабировой, в карбоне произошло становление габбро-монзонит-диоритового, орлиногорского, еленовского и лосевского комплексов. Возраст их установлен радиогенными методами. Геологические данные о возрасте весьма ограничены. Установлены единичные факты прорывания магматическими породами позднепалеозойских отложений.

Габбро-монзонит-диоритовый комплекс объединяет штоки, лакколиты и дайки, обнажающиеся в восточной части региона. Интрузивные тела сложены габбро, габбро-диоритами, диоритами, андезитами, базальтами. С ними парагенетически связаны рудопроявления и месторождения меди и свинца.

Орлиногорский комплекс развит в Шат-Кокчетавском массиве, в центральной части региона. Он представлен небольшими штоками и дайкообразными телами площадью до 70 км², контролируемые активизированными разломами. Выделяются следующие главные разновидности пород: лейкократовые биотитовые (первая фаза) и аляскитовые и субщелочные (вторая фаза) граниты.

Характерная особенность гранитов – кварц и калиевый полевой шпат находятся в равных количествах. В них мало кальция, железа и титана. Калий преобладает над натрием. Устанавливается избыток щелочей и кремнезема. В интрузивных телах повсеместно проявлены постмагматические процессы. С ними связаны проявления тантала, ниобия, олова, вольфрама, редких земель, циркония, бора, фтора.

Еленовский комплекс также развит в Шат-Кокчетавском массиве, в центральной части региона. Интрузивные тела этого комплекса располагаются в узлах пересечения разломов разного направления. Они представлены небольшими штоками и дайками, сложенными граносиенитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-порфирами и гранит-порфирами. Для некоторых массивов характерна тесная связь с вулканогенными образованиями. Породы комплекса обогащены флюоритом, что свидетельствует о большой роли летучих при их формировании. Ранние дифференциаты обогащены щелочами. В поздних дифференциатах содержание их уменьшается с одновременным повышением отношения калия к натрию.

В интрузивных телах существенно проявились постмагматические процессы, приведшие к формированию рудопроявлений тантала, свинца, меди, цинка, редких земель, ниобия.

Лосевский комплекс объединяет немногочисленные массивы, расположенные в пределах Кокчетавского блока, в участках пересечения разломов. Интрузивы имеют лакколито- и дайкообразную форму. Размеры их не более 1 км². Сложены они мелко-среднезернистыми порфировидными альбитовыми аляскитами. Для последних характерны повышенные содержания аксессуарных минералов с редкими и редкоземельными элементами. С породами комплекса связаны рудопроявления олова, ниобия, тантала, редкоземельных элементов.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ ОТМА

Мезозойская тектономагматическая активизация проявилась в значительно меньших масштабах по сравнению со средне-позднепалеозойской. Она протекала в узком интервале времени, охватывающем триас и юру. Магматические тела формировались в пределах узких грабен (см. рис. 21). По М.А. Абдулкабировой, развитие мезозойского магматизма происходило следующим образом. В начальный этап активизации одновременно с проседанием грабен изливались базальты, накапливались их пирокласты, переслаивающиеся с грубообломочным материалом. В конце этого этапа формировались риолиты и их туфы. Возможно, кислые вулканы сопровождались становлением гипабиссальных интрузий гранитов, гранит-порфиров. В последний этап после перерыва в осадконакоплении вулканическая деятельность вновь возобновилась. В это время изливались оливиновые базальты и внедрялись долериты и пикриты.

Трахибазальтовая пикрит-долеритовая ассоциация располагается в зонах сочленения крупных блоков в центральной части региона. Магматические породы заполняют узкие грабены, а также слагают штоки, вулканы центрального типа и дайки. Главные породы представлены оливиновыми базальтами с повышенной щелочностью, оливиновыми долеритами и пикритами.

Трахибазальт-риолитовая ассоциация развита в северо-западной и юго-восточной частях региона. Лавы трахибазальт-риолитового состава выполняют узкие грабены. Интрузивные тела, сложенные гранитами и гранит-порфирами, устанавливаются в основном в юго-восточной части региона. По форме это дайки, силлы, лакколиты.

Рудная минерализация в связи с мезозойскими магматическими породами не установлена.

ГЛАВНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

И ПРОЯВЛЕНИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОТМА

Работами последних десятилетий установлено, что месторождения средне-позднепалеозойской металлогенической эпохи играют ведущую роль в металлогении Северного Казахстана. Характеристика эндогенной минерализации, как и магматических формаций, дается в возрастной последовательности.

Рудные месторождения силура

Рудные месторождения силура подразделяются на две большие группы. Первую группу образуют месторождения, ассоциирующие с гранитоидами, вторую - месторождения, для которых установлена парагенетическая связь с малыми интрузиями.

Рудные месторождения, генетически связанные с гранитоидами аралаульского и боксинского комплексов, разделяются на скарновые и гидротермальные месторождения.

Скарновые месторождения представлены рядом рудных формаций: магнетитовой, халькопирит-магнетитовой, шеелит-молибденит-кварцевой, молибденит-сподисто-кварцевой, пирит-халькопиритовой, золото-сульфидной. Магнетитовые и халькопирит-магнетитовые месторождения располагаются в экзоконтактах гранитных массивов. Формируются они в конечную стадию становления скарнов. Масштабы халькопирит-магнетитовых рудопроявлений незначи-

тельны. Рудные тела представляют собой гнезда, линзы, плитообразные залежи. Месторождения шеелит-молибденит-кварцевой, молибденит-сподисто-кварцевой, пирит-халькопиритовой, золото-сульфидной формаций располагаются в зонах разрывных нарушений и дробления карбонатных пород. При этом карбонатные породы интенсивно скарнированы и затем гидротермально переработаны. Рудные тела имеют линзо-, штокообразную и жильную формы.

Гидротермальные месторождения представлены молибденит-кварц-турмалиновой, кварц-молибденитовой, кварц-шеелит-молибденитовой, халькопирит-кварц-молибденитовой формациями. Рудные тела жильной и неправильной формы. Промышленное значение их невелико.

Рудные месторождения, связанные с малыми интрузиями степнякского комплекса, представлены золото-сульфидно-кварцевой формацией. В зависимости от глубины становления и морфологии рудных тел выделяются следующие типы оруденения: кварцево-жильный в габбро-диоритах, штокверковый в габбро-диоритах, кварцево-жильный в околоинтрузивной и надинтрузивной зонах. Для месторождений характерны многостадийность формирования рудных тел, большой диапазон проявления и исключительная выдержанность оруденения на глубину (до 1,5-2 км). Для описываемой формации наиболее типичны месторождения Бестюбе и Жолымбет, изученные М.А. Абдулкабировой и др. /Золоторудные поля..., 1971/.

Геологическое строение золоторудного месторождения Бестюбе простое. Оно обнажается в терригенно-осадочной толще, прорванной небольшими телами габбро-норитов и габбро-диоритов. В туфогенно-осадочной толще выделяются семь горизонтов, сложенных глинистыми сланцами и туфопесчаниками.

Интрузивные породы обнажаются в западной и восточной частях месторождения. В западной части установлено линзообразное тело габбро.

В восточной части месторождения закартировано два тела. Одно из них сложено габбро, второе - габбро-диоритами.

Рудные тела представлены кварцевыми жилами, концентрирующимися на Западном и Восточном участке в интрузивных телах и прилегающих к ним участках. Жилы выполняют две системы дорудных разрывных нарушений.

Иногда рудные тела имеют сложные формы, обусловленные расположением в системах сопряженных нарушений. На месторождении встречается штокверковый тип оруденения.

Текстуры руд массивные, друзовые, полосчатые, реже брекчиевые. Главные минералы кварцевых жил - кварц, кальцит; второстепенные - серицит, хлорит, альбит, магнезит, доломит, сидерит, барит; главные рудные минералы - арсенопирит, пирит, антимонит, золото, татраэдрит, молибденит, шеелит, бурнонит, самородная сурьма, самородный висмут, рутил, ильменит, алтаит; второстепенные рудные - бертьерит, сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит.

Месторождение формировалось в несколько стадий.

Месторождение Жолымбет представлено несколькими участками. Рудное поле сложено вулканогенными и осадочными породами нижнего, среднего и верхнего ордовика. Вмещающие породы подразделяются на две толщи: терригенную и вулканогенно-осадочную. Общая мощность их достигает 3000 м. Азимуты простирания вмещающих пород 5-25°. Углы падения крутые 60-85°. Азимуты падения юго-восточные и северо-западные.

Вулканогенно-осадочные породы прорываются несколькими небольшими интрузивными телами линзообразной формы протяженностью 100-200 м. В северной части рудного поля обнажаются два относительно крупных тела: Северный и Центральный интрузивы. Северный интрузив в плане представляет собой прямоугольный треугольник. Очертания его извилистые, контакты кру-

тые, субвертикальные. Центральный интрузив расположен в 500 м южнее Северного. Форма его плитообразная. Интрузивные тела сложены диоритами, габбро-диоритами, тоналаитами, плагиогранитами.

Рудные тела представлены зонами вторичных кварцитов и кварцевыми жилами. Самая крупная зона вторичных кварцитов расположена в центральной части месторождения. Это мощная полоса гидротермально измененных туфогенных пород, пронизанных сериями мелких интрузивных тел.

Более мелкие зоны установлены в Центральном и Северном интрузивах. Сложены они кварцем, карбонатом, серицитом, пиритом, гематитом.

Кварцевые жилы вскрыты в терригенно-вулканогенных и интрузивных породах. Текстуры руд массивные, редко встречаются полосчатые. Рудные тела сложены кварцем, кальцитом, доломитом, магнезитом, ломонитом, в качестве второстепенных минералов установлены серицит, хлорит, эпидот. Рудные минералы представлены пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, марказитом, сфалеритом, арсенопиритом, висмутом, шеелитом, молибденитом, блеклой рудой, аргентитом, брейнеритом, борнитом, гематитом, магнетитом, сульфовисмутом, самородным висмутом.

Формирование рудных жил происходило, по данным В.М. Гришина, в пять стадий.

Рудные месторождения девона

Девонский металлогенический этап оказался весьма продуктивным. По количеству месторождений разных генетических типов он превосходит силурийский этап. Это месторождения олова, вольфрама, молибдена, редких металлов, алюминия и др.

Рудные месторождения, связанные с гранитами золотоншского комплекса, представлены месторождениями олова, вольфрама, молибдена и других металлов. Они образуют рудоносные зоны, располагающиеся в участках сочленения Кокчетавского блока с окружающими его синклиниями. Рудоносные зоны в виде двух дугообразных полос окаймляют с севера и юга Кокчетавский блок. Здесь установлены скарново-грейзеновые, грейзеновые и гидротермальные месторождения.

Скарново-грейзеновые месторождения локализуются в экзоконтактах гранитных массивов, сложенных аломосиликатными и карбонатными породами. Типичным представителем таких месторождений является Дальненское вольфрамовое. Оно представлено небольшими гнездообразными телами, сложенными кварцем, турмалином, шеелитом и редкими зернами касситерита.

Грейзеновые месторождения развиты широко. Они локализуются в апикальных участках массивов, реже во вмещающих породах. Рудные тела распространяются в массивах неравномерно, иногда оруденелые участки располагаются параллельно кровле массива. Полезная минерализация представлена касситеритом, молибденитом. Размеры месторождений небольшие.

Гидротермальные месторождения представлены флюоритсодержащими кварцевыми жилами. Последние часто образуют флюоритоносные зоны, контролируемые разломами.

Рудные месторождения, парагенетически связанные с девонскими интрузиями пестрого состава, содержат медную, молибденовую, железную и другие минерализации.

Промышленные скопления магнетита установлены в Шолаксандыкском и Шинсайском массивах ишимского комплекса /Нурлыбаев, 1973/. Здесь контурены месторождения железных руд с запасами 0,5-3 млрд. т с содержанием железа от 15 до 30%.

Алюминиевые руды в значительных количествах, по данным А.Н. Нурлыбаева /1973/, представлены некоторыми щелочными породами Есильского массива. Последний имеет кольцевое строение. В плане форма его эллипсоидальная. Длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении. Площадь массива около 150 км². Плутон сложен сиенитами, монцонитами, пикритами, нефелиновыми, псевдолейцитовыми, либнеритовыми сиенитами и другими породами. По мнению А.Н. Нурлыбаева, в пределах массива возможно выделение значительных участков с содержанием глинозема в породах до 25 и даже 27%. Однако приводимые в его работе химические анализы пород заставляют подвергнуть сомнению этот вывод. По-видимому, реально можно рассчитывать на руды с содержанием глинозема около 22%.

С девонскими субвулканическими интрузиями гранитного состава ассоциируют месторождения барит-полиметаллической, пирит-арсенопирит-кварцевой формаций. Для этих месторождений характерно расположение в узлах пересечения разломов. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, иногда штокверками, расположенными в березитизированных породах. Кроме кварца иногда главный жильный минерал представлен баритом.

Рудные месторождения карбона

В карбоне произошло формирование ряда месторождений меди, сурьмы, свинца, парагенетически связанных с габбро-монцонит-диоритовым комплексом малых интрузий. Для этих месторождений характерны удаленность от регенерирующих очагов, отсутствие близких связей с изверженными породами, низкие температуры образования, простой вещественный состав руд (они состоят из одного или двух минералов). По минеральному составу выделяются следующие формации: галенит-сфалерит-кварцевая, сфалерит-галенитовая, киноварь-сфалерит-антимонитовая, медистых песчаников.

В зависимости от условий образования и литологического состава вмещающих пород возникли рудные тела разных форм. В карбонатных породах формировались стратиформные залежи, в песчано-сланцевых толщах - рудные жилы и тела сложной формы, для медистых песчаников характерны пластовые залежи, имеющие в плане изометричные очертания.

В массивах лосевского комплекса альбитизированных гранитов известны рудопроявления олова, тантала, ниобия, циркония, редких земель. Рудная минерализация располагается в апикальных частях массивов. Для концентрации рудных минералов важное значение имеют мелкие пологие трещины в гранитах и экранирующая роль кровли массивов.

Эндогенная рудная минерализация мезозойского возраста имеет лишь минералогический интерес.

ВЫВОДЫ

Северо-Казахстанская ОМА характеризуется следующими особенностями. Она охватывает крупную площадь протяженностью 700 км и шириной 550-600 км. Формирование ее происходило в два крупных этапа. Первый этап прослеживается с силура до конца карбона. Он ознаменовался формированием многочисленных интрузий гранитного, гранодиоритового, габбро-монцонит-диоритового состава, а также эффузивов андезитовой, риолитовой и трахиандезитовой формаций. Интрузивные породы занимают обширные площади и сопровождаются многочисленными и разнообразными месторождениями. Эффузивы обнажаются на ограниченных разобщенных участках. По масштабам проявления они значительно уступают интрузивным породам.

Месторождения полезных ископаемых по условиям образования разделяются на магматические, скарновые и гидротермальные. Среди последних преобладают высокотемпературные и среднетемпературные месторождения.

Второй этап проявился в течение триаса и юры. Он ознаменовался образованием узких грабенов, излиянием базальтов, в меньших количествах риолитов и накоплением туфов этих пород. Появление риолитов сопровождалось становлением небольших тел гранитов и гранит-порфиров. В целом эффузивные породы рассматриваемого этапа слагают небольшие площади. Месторождения полезных ископаемых, генетически связанные с эффузивами, не установлены.

Глава III

БОЛИВИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ МНОГОЭТАПНОЙ АКТИВИЗАЦИИ

По геологии и металлогении Боливии имеется обширная литература. Библиография многих работ приводится в монографиях Р.М. Константинова и соавторов /Геология..., 1969/, Е.А. Радкевич /1977/, статье Л.И. Красного /1973/ и в других публикациях. Известны работы Ф. Альфельда /1959/ и Фр. Зонненберга /1967/, переведенные на русский язык. Наиболее полную сводку по геологии и металлогении Боливии представляют статьи Л.И. Красного /1973/, Ф.К. Шипулина и В.И. Казанского /1972/, которые в значительной степени использованы при написании этой главы.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Л.И. Красный /1973/ на основе изучения многих материалов по Боливии, а также личных наблюдений выделяет на этой территории следующие главные структурные элементы: Бразильскую платформу, Приандийский краевой прогиб, Восточно-Андийский мегантиклинорий, межгорный прогиб Альтиплано, Западно-Андийский вулканогенный пояс (рис. 22).

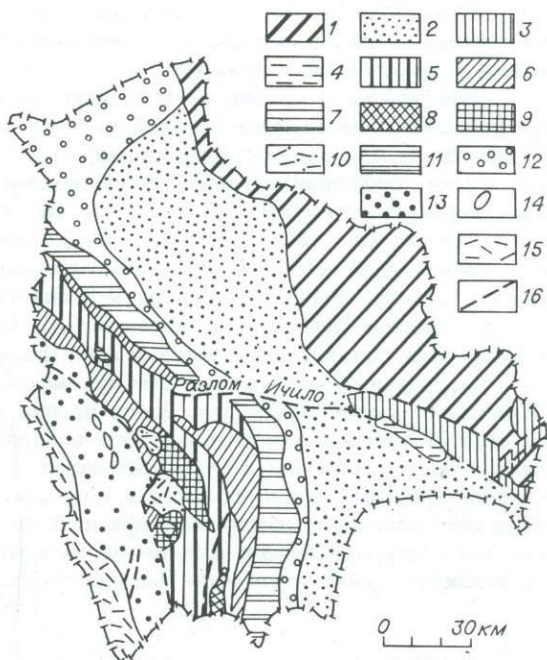
Для нас наибольший интерес представляет Восточно-Андийский мегантиклинорий, так как именно он является субстратом, который претерпел двукратную, а по некоторым данным трехкратную тектономагматическую активизацию, сопровождавшуюся разнообразной металлогенией. В пределах мегантиклинория выделяется ядро, сложенное преимущественно отложениями ордовика и окруженное бортами. Последние образованы силурийскими и сменяющими их девонскими отложениями. На юго-востоке наблюдается массив Сато, сложенный пологозалегающими кембрийскими отложениями.

В юго-западной части рассматриваемой структуры установлены участки наибольшего развития меловых впадин и поля неогеновых эффузивов. Л.И. Красный считает, что Восточно-Андийский мегантиклинорий относится к типу эпикратонных структур.

Для последних характерна перемежаемость районов развития сравнительно круто наклоненных узких линейных складок и площадей с полого залегающими пластинами, образующих довольно обширные структурные плато. Особенностью мегантиклинория, геосинклиналиное развитие которого закончилось в девоне, является почти полное отсутствие магматических проявлений в палеозое. Имеются лишь упоминания о маломощных силлах долеритов в ордовикских сланцах и о единственной находке мелафиров.

Рис. 22. Схема тектоники Боливии. Составил Л.И. Красный /1973/ по материалам геологической службы Боливии, горно-рудного объединения Боливии, Государственной нефтяной компании Боливии, а также по данным Ф. Альфельда, Л.Е. Шлаттера, М.Х. Недерлофа, Г. Шамо и др.

1 - Бразильский щит (область докембрийской складчатости, активизированной в мезозое); 2 - плита Чако-Бени; 3 - прогиб (авлакоген?) Чикитос (нижний палеозой, средний палеозой); 4 - впадина Роборе (мел); 5-10 - Восточно-Андийский мегантиклинорий: 5 - ядро мегантиклинория (ордовик), 6 - борта мегантиклинория (силур-девон), 7 - районы слабых пликативных дислокаций, 8 - массив Са́то (кембрий), 9 - участки наибольшего развития меловых впадин (район Сакака-Бетансос), 10 - поля развития неогеновых эффузивов; 11, 12 - Приандийский краевой прогиб: 11 - внутренняя (складчатая) часть прогиба (девон - неоген), 12 - внешняя (платформенная) часть прогиба (преимущественно мел-неоген), 13, 14 - рифт (?) Альтиплано: 13 - умеренно дислоцированные отложения (мел - неоген), 14 - диапировые ядра (триас - юра?); 15 - Западно-Андийский вулкано-генный пояс (риолиты, дациты, андезиты, игнимбриты); 16 - тектонические разрывы.



МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В пределах Восточно-Андийского мегантиклинория проявились два этапа тектономагматической активизации: триасово-юрский и кайнозойский.

В триасово-юрское время произошло внедрение многочисленных интрузий гранитоидов. Они слагают огромную дугу, прослеживающуюся на расстоянии 850 км при ширине 80-90 км. Отдельные массивы вытянуты в северном и северо-западном направлениях. Ширина их достигает 20-30 км, длина 50-60 км. Контакты извилистые. Возраст гранитоидов, определенный радиометрическим методом, равен 180-199 млн. лет.

Крупные массивы гранитоидов обнажаются лишь в северной части пояса до 17° ю.ш. Южнее этой границы гранитоиды слагают небольшие тела. Морфология интрузивов и положение их в геологических структурах указывают на внедрение интрузий вдоль ослабленных зон тектонических нарушений субмеридионального простирания. Гранитоиды представлены гранодиоритами, гранитами, щелочными гранитами, адамеллитами, кварцевыми сиенитами, монцонитами. Во всех отмеченных породах устанавливаются высокие содержания щелочей и преобладание калия над натрием.

Кайнозойский этап активизации прослеживается с позднего мела до плейстоцена. Он ознаменовался излияниями базальтов, слагающих верхнемеловые — палеогеновые покровы.

Значительная магматическая деятельность проявилась в неогене. Породы представлены риолитами, дацитами, андезитами, андезито-дацитами, гранодиоритами, сиенодиоритами, кварцевыми монцонитами, слагающими покровы, толщи, субвулканические и интрузивные штокообразные, воронкообразные, дайкообразные тела. Поперечные размеры изометричных тел равны 100–400 м. Они также слагают пояс, совпадающий по конфигурации с поясом гранитоидов. Неогеновые магматиты имеют пестрый меняющийся гибридный состав, содержат ксенолиты более основных интрузивных пород и нередко обладают повышенной щелочностью. С рассматриваемыми породами генетически связаны многочисленные и разнообразные месторождения.

Эффузивные породы развиты преимущественно в южной части Восточно-Андийского мегантиклинория. Здесь разрез неогеновых вулканитов начинается толщей туфов и лав андезитового и дацитового состава. Выше залегают лавы, лавовые брекчи и туфы андезитов. В верхах разреза устанавливаются конгломераты, туфы, брекчи и покровы риолитов, дацитов, андезитов. Эффузивы занимают обширные площади в несколько десятков тысяч квадратных километров. Самыми молодыми магматическими образованиями в регионе являются дайки и покровы андезито-базальтов, относимые к плейстоцену.

ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Эндогенные месторождения триасово-юрского этапа составляют часть рудного пояса Боливии (рис. 23), длина которого 850 км, ширина 80–90 км. Пояс образует гигантскую дугу, обращенную выпуклой стороной на восток. Он характеризуется двумя важными особенностями: во-первых, исключительно высокой насыщенностью месторождениями (в пределах пояса установлены многие сотни месторождений); во-вторых, наличием гигантских по запасам месторождений.

Мезозойские месторождения пространственно тесно связаны с гранитоидами того же возраста. Обычно они располагаются в экзоконтактных зонах гранитоидных массивов. По вещественному составу это месторождения вольфрама, олова, висмута, меди, золота, сурьмы, свинца и цинка, ртути, а также комплексные олово-вольфрамовые.

Приведем описание двух наиболее характерных комплексных месторождений.

Месторождение Чакальтайа находится в северной части рудного пояса. Оно представлено системой жил в окварцованных сланцах и кварцевых песчаниках, располагающихся вблизи рудоносного штока гранодиоритов. Гранодиориты окварцованы и содержат вкрапленность турмалина и пирротина. На площади месторождения обнажаются также дайки риолитов. На месторождении выделяют четыре системы жил со следующей минерализацией: 1) кварц, касситерит, пирит, турмалин, арсенопирит, сидерит, небольшое количество флюорита; 2) кварц, флюорит, касситерит, пирит, турмалин, халькопирит, мусковит; 3) кварц, турмалин, касситерит, пирит, хлорит, небольшое количество вольфрамита; 4) кварц, касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, пирротин, сфалерит, галенит, флюорит, достигающий в жилах промышленных концентраций, незначительное количество турмалина.

В пределах рудного поля наблюдается горизонтальная зональность в размещении рудной минерализации: вблизи интрузива располагаются жилы, сло-

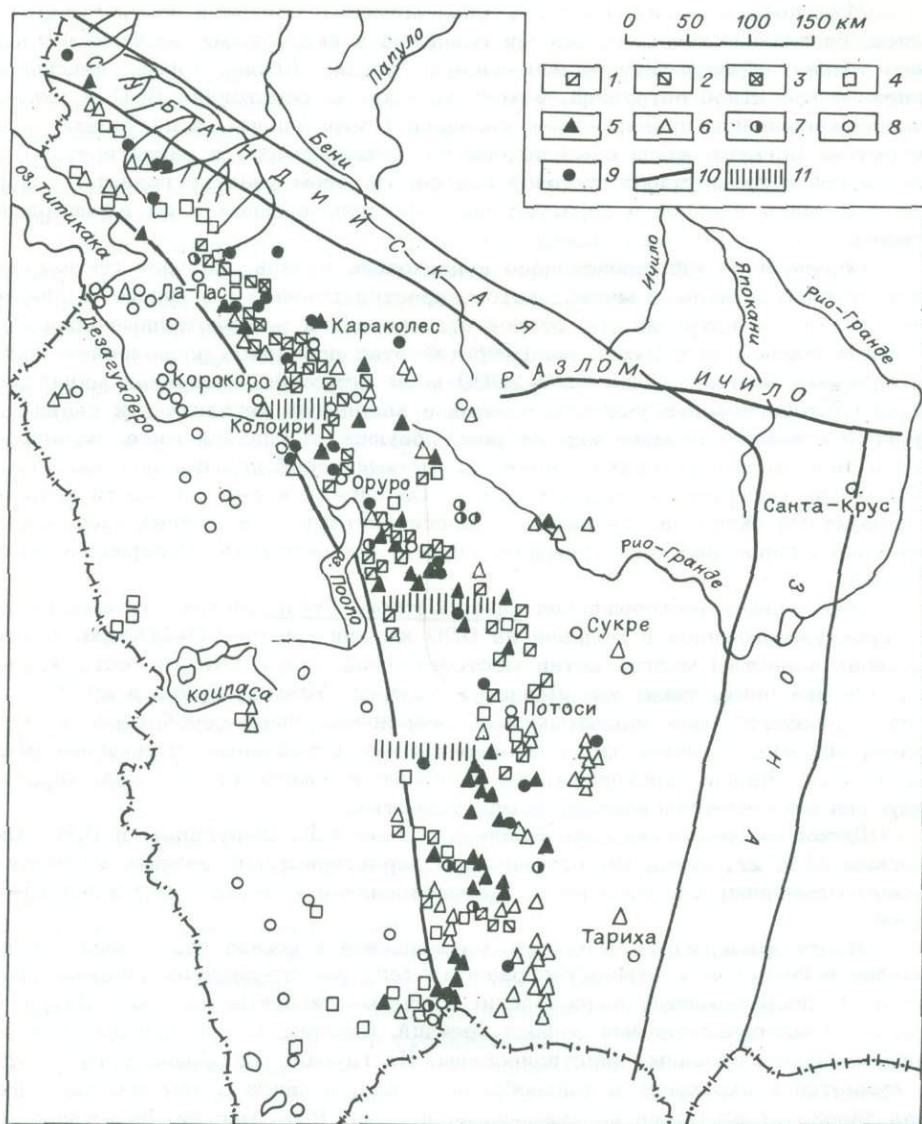


Рис. 23. Карта полезных ископаемых Боливии /Красный, 1973/. Составили геологи Геобола в 1968 г. по материалам С.К. Хернесса, Ф. Альфельда, Н.Д. Невелла и др.

1 - олово; 2 - вольфрам; 3 - олово и вольфрам; 4 - серебро; 5 - сурьма; 6 - свинец, цинк и серебро; 7 - висмут; 8 - медь; 9 - золото; 10 - главные разломы; 11 - вероятные поперечные разломы.

женные в основном кварцем, турмалином и касситеритом; далее устанавливаются оловоносные, но более низкотемпературные жилы с хлоритом; на периферии наряду с низкотемпературными оловоносными жилами развиты сидеритовые жилы с серебросодержащим галенитом.

Месторождение эксплуатировалось на олово, серебро, свинец, флюорит.

Месторождение Вилоко расположено в северной части рудного пояса, сложено метасоматическими сланцами и кварцевыми песчаниками нижнего девона, образующими синклинальную складку. Южное крыло синклинали прорвано гранитной интрузией, вокруг которой на расстоянии 600 м метасоматические сланцы превращены в роговики с турмалином, а песчаники — в кварциты. Богатые жилы с молибденитом, вольфрамитом и касситеритом наблюдаются в узкой приконтактной полосе. На этом участке граниты содержат ксенолиты сланцев и образуют многочисленные апофизы во вмещающие породы.

Образование жил происходило в несколько этапов. Вначале сформировались кварцевые жилы с молибденитом, пространственно связанные с апофизами гранитной интрузии. Во второй этап возникли расположенные вблизи от контакта жилы с вольфрамитом. В третий этап появились оловоносные жилы, находящиеся на расстоянии 500–2000 м от интрузии. Оловянная минерализация располагается в участках трещин в кварцевых песчаниках и сланцах. Прослой аспидных сланцев играют роль ловушек. В главной жиле, залегающей в кварцитах и роговиках, известен рудный столб протяженностью до 500 м при мощности в среднем 1,5 м. Он сложен в верхней части кварцем и продуктами окисления сульфидов с касситеритами, а в нижней части содержит много пирротина, халькопирита, пирита, арсенопирита. Содержание олова 1,5–2%.

Эндеогенные месторождения кайнозойского этапа слагают оловянный пояс, прослеживающийся в Боливии на 900 км при ширине 50–100 км. В его пределах известны многие сотни месторождений, среди которых есть крупные и уникальные, такие как Лаллагуа, Потоси, Уануни, Оруро и др. По составу выделяются олово-вольфрамовые, оловянные, олово-серебряные, висмутовые, медные, золотые, свинцово-серебряные, серебряные, сурьмяные месторождения. Многие месторождения, особенно в южной части пояса, характеризуются многометаллическостью, комплексностью.

Детально оловянный пояс Боливии описан Ф.К. Шипулиным и В.И. Казанским /1972/. Здесь мы ограничимся характеристикой важных в генетическом отношении месторождений, заимствованной у названных исследователей.

Месторождение Потоси, находящееся в южной части пояса, приурочено в основном к этмолитообразному телу риолит-дацитов миоценового возраста, прорывающему палеозойские песчано-сланцевые породы. Интрузив пересечен многочисленными зонами брекчий. Слагающие его породы окварцованы, серицитизированы, пиритизированы. На глубине интрузивное тело сильно сужается и переходит в дайкообразное тело, в связи с чем многие рудные тела переходят из штока во вмещающие породы. Весь массив представлял собой гигантский штокверк, содержащий большое количество жил и зон. При этом верхние части штокверка были необычайно богаты серебром, а нижние — оловом. Руды сложены кварцем, турмалином, алунином, касситеритом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, стanniном, вольфрамитом, висмутом, арсенопиритом, тетраэдритом, галенитом, джемсонитом и другими минералами. Формирование месторождения произошло в несколько стадий минерализации.

Общие запасы руд на месторождении в 1968 г. оценивались в 56 млн. т с содержанием олова 0,5% и серебра около 300 г/т.

По мнению Ф.К. Шипулина и В.И. Казанского, месторождение Потоси и многие подобные ему сформировались за счет растворов, поступивших из глубинных очагов хорошо дифференцированной основной магмы на поздних стадиях их эволюции.

Месторождение Караколес, расположенное в северной части поя-

са, представлено многими сотнями рудных жил с касситеритом и вольфрамитом. Жилы располагаются в двух системах трещин – субширотной (большая часть) и северо-западной. Более древние существенно вольфрамовые жилы залегают среди гранодиоритов в зонах разломов и состоят из кварца, турмалина, апатита, слюды, сидерита, вольфрамита, шеелита, халькопирита, пирита, изредка с примесью касситерита. Более молодые оловоносные жилы содержат кварц, касситерит, турмалин, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, висмутин, сидерит.

Вдоль рудоконтролирующих разломов широко развита дорудная хлоритизация с подчиненными турмалинизацией, серицитизацией и окварцеванием. В рудных полях к югу от Караколеса в субширотных разломах установлены дорудные дайки дацитов и андезитов.

На основании этих данных Ф.К. Шипулин и В.И. Казанский считают, что касситерит-сульфидная, полиметаллическая и сурьмяная минерализации в северной части пояса связаны не с гранитоидами массива, а с более молодой фазой магматизма, когда произошло формирование дорудных даек и штоков дацитов, андезитов, лампрофиров и других пород.

ВЫВОДЫ

Боливийская ОМА прослеживается в субмеридиональном направлении на расстоянии 900 км при ширине 80–100 км. Формирование ее произошло в два этапа. Первый этап охватывает триас – юру, второй этап – поздний мел – плейстоцен.

В течение первого этапа произошло внедрение многочисленных интрузий гранитоидов. Максимальные размеры отдельных массивов: длина 60 км, ширина 30 км. Гранитоиды сопровождаются многочисленными вольфрамовыми, оловянными, золотыми, свинцово-цинковыми, сурьмяными, ртутными и комплексными месторождениями.

Второй этап активизации, проявившийся с позднего мела до плейстоцена, сложнее. В течение этого периода произошло трехкратное внедрение магматитов различного состава. Вначале изливались базальты, образуя покровы. Затем внедрялись мелкие тела гранитоидов, сиенит-диоритов, кварцевых монзонитов, риолитов, дацитов и андезито-дацитов. С этими породами связано большое число олово-вольфрамовых, оловянных, олово-серебряных, висмутовых и сурьмяных месторождений. В конце сформировались дайки и покровы андезито-базальтов.

Среди магматитов второго этапа эффузивные фации резко преобладают над интрузивными. При сопоставлении рудной минерализации первого и второго этапов легко выделяется группа однотипных месторождений: оловянные, золотые, висмутовые, сурьмяные.

Вместе с тем устанавливаются месторождения, присущие лишь определенному этапу. В целом месторождения второго этапа характеризуются более низкими температурами формирования.

По мнению подавляющего большинства исследователей, тектономагматическая активизация на территории Боливии вызвана погружением океанической плиты под континентальную. Механизм такого погружения и особенности возникновения магматических очагов подробно освещены в работе Е.В. Артюшкова /1979/.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительная характеристика ОМА приведена в табл. 2. Рассмотренные нами области активизации расположены в разных регионах, прошедших разную историю геологического развития до эпохи активизации. Существенно различаются они и по проявлению магматизма и металлогении. Вместе с тем анализ табл. 2 и изложенного материала позволяет дать общую характеристику ОМА, подчеркивая их главные особенности.

ОМА разделяются на двухэтапные и многоступенчатые. Устанавливаются ранние, промежуточные и поздние этапы. Каждый этап характеризуется определенным набором магматических и рудных формаций.

Ранние этапы отличаются значительным развитием интрузивного магматизма с резко подчиненным объемом эффузивных формаций либо полным отсутствием последних (Боливия). Отмечается широкий набор рудных формаций. Среди них главную роль играют магматические и высокотемпературные гидротермальные месторождения.

В промежуточные этапы наряду с формированием интрузивных тел появляются сопоставимые либо преобладающие объемы эффузивов с широким развитием субвулканических формаций. Магматические породы сопровождаются многочисленными эндогенными месторождениями, среди которых существенную роль начинают играть низкотемпературные гидротермальные месторождения.

Вместе с тем при сопряжении ранних и промежуточных этапов активизации отмечается унаследование наряду с масштабами оруденения в определенной степени и качественного состава полезной минерализации. Для раннего и промежуточных этапов активизации Саяно-Байкальской горной области характерны вольфрамовые и молибденовые месторождения. В Боливийской ОМА в оба этапа активизации происходило формирование оловянных, олововольфрамовых, висмутовых, сурьмяных месторождений.

Конечные этапы формирования ОМА характеризуются образованием рифтогенных впадин, сопровождающимся излиянием значительных масс эффузивов. Главные разновидности последних представлены базальтами. В небольших количествах устанавливаются риолиты и пикриты. Эндогенные месторождения, связанные с этим этапом, представлены месторождениями драгоценных и полудрагоценных камней.

Для всех ОМА устанавливается большая продолжительность ранних этапов по сравнению с более поздними.

В соответствии с предложенной нами классификацией этапов тектономагматической активизации в Саяно-Байкальской ОМА выделяются ранний, промежуточные и конечный этапы, в Северо-Казахстанской – ранний и конечный, в Боливийской – ранний и промежуточный этапы.

Геодинамические условия формирования ОМА неодинаковы. Развитие Саяно-Байкальской и, по-видимому, Северо-Казахстанской ОМА вызвано многократным поступлением из нижней мантии значительных масс нагретого легкого материала, заполнявшего ловушки под земной корой /Артюшков, 1979/. Эти глубинные процессы явились причиной нескольких этапов активизации, сопровождавшихся поступлением значительных масс магматических пород в верхние структурные этажи.

Формирование Боливийской ОМА связано с погружением океанической коры под континентальную.

Таблица 2
Сравнительная характеристика ОМА

Область много- этапной активизации	Возраст текто- номагматичес- кой активизации	Интрузивные формации или породы	Эффузивные формации	Рудные формации и проявления нерудного сырья	Примеры место- рождений полезных ископаемых
1	2	3	4	5	6
Саяно-Байкаль- ская	Девон - ранний карбон	Гранит-граносиенито- вая, сиенит-грано- сиенит-гранитная, ще- лочно-габброидная, калиевых нефелино- вых и щелочных сиенитов и др.	Трахиролитовая, дацит-трахириоли- товая и др.	Молибденит-кварцевая, олово-вольфрам-квар- цевая, вольфрамит- кварцевая, сынныриты, нефелиновые руды, гра- фит и др.	Утуликское, Бо- тогольское, Му- хальское и др.
	Поздний кар- бон - ранний триас	Диорит-гранодиорит- гранитная, щелочная сиенит-гранитная	Трахибазальт-рио- литовая, трахиан- дезит-базальтовая, трахириолитовая	Фтор-редкометалльная, кварц-молибденитовая, скарновая: борно-маг- нетитовая	Худанское, Чел- санское, Солон- го и др.
	Средний триас - ранний мел	Гранитная	Контрастная ба- зальт-риолитовая, трахибазальтовая и др.	Вольфрамит-кварцевая, молибденит-кварцевая, полиметаллическая, флюоритовая, цеолиты	Восточно-Эги- тинское, Эги- тинское, Наран- ское, Тарасов- ское
	Поздний мел - кайнозой	-	-	Базальтовая, ан- дезито-базальтовая	Драгоценные и полу- драгоценные камни, цеолиты

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6
Северо-Казахстанская	Силур - карбон	Гранит-гранодиоритовая, малые интрузии пестрого состава, субвулканические граниты, кольцевые гранитные интрузии, габбро-монзонит-диоритовая	Андезитовая, риолитовая, трахиандезитовая	Скарновые: магнетитовая, шеелит-молибденит-кварцевая, пирит-халькопиритовая, золото-сульфидная; грейзеновые месторождения олова, молибдена; нефелиновые руды; золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, галенит-сфалерит-кварцевая, киноварь-сфалерит-антимонитовая и др.	Бестюбе, Жолымбекское, Есильское, Шолаксандыкское и др.
	Триас	Мелкие тела гранитов, гранит-порфиров	Контрастная пикрит-базальт-риолитовая	Нет	Нет
Боливийская	Триас - юра	Гранитная	-	Вольфрамовые, оловянные, висмутовые, золотые, свинцово-цинковые, ртутные, комплексные	Чакальтайа, Виллоко и др.
	Поздний мел - кайнозой	Мелкие тела гранитоидов, сиенит-диоритов, кварцевых монзонитов	Контрастная базальт-риолитовая	Олово-вольфрамовые, оловянные, олово-серебряные, висмутовые, золотые, свинцово-серебряные, сурьмяные	Потоси, Караколес и др.

- Абдулкабиров М.А. Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1975. - 239 с.
- Альфелд Ф. Боливия. - В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М.: Иностран. лит., 1959, с. 164-181.
- Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. - Л.: Недра, 1975. - 224 с.
- Андреев Г.В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. - Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1965. - 117 с.
- Андреев Г.В. Особенности строения и металлогении верхнепалеозойских зон тектономагматической активизации в Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 295-299.
- Андреев Г.В. Новая металлогеническая эпоха в Саяно-Байкальской горной области. - Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 4, с. 930-931.
- Андреев Г.В. Петрология формации калиевых, нефелиновых и щелочных сиенитов. - Новосибирск: Наука, 1981. - 85 с.
- Андреев Г.В. Особенности формирования и металлогении областей многоэтапной тектономагматической активизации. - Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 5, с. 1186-1189.
- Андреев Г.В., Зеленый Э.Н., Изупова В.Н. Первая находка брекчиевой трубки с полиметаллической минерализацией в Западном Забайкалье. - Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 6, с. 1452-1455.
- Андреев Г.В., Литвиновский Б.А., Шаракшинов А.О. О месте щелочных пород Витимского плоскогорья в схеме магматизма региона. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. (Тезисы докладов II регионального петрографического совещания). Иркутск, 1974, с. 59-60.
- Андреев Г.В., Шаракшинов А.О. Новые данные о возрасте ультраосновных щелочных пород на Витимском плоскогорье. - Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 4, с. 937-940.
- Андреев Г.В., Шаракшинов А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. - М.: Наука, 1969. - 181 с.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. - М.: Наука, 1979. - 327 с.
- Архангельская В.В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. - М.: Недра, 1974. - 127 с.
- Архишук Р.З., Тетерин В.С. О возрасте магматических проявлений Наранского флюоритового месторождения. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1971, с. 43-46.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 371 с.
- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Очилов Ц.О. Тектоника областей многоэтапной тектонической активизации (на примере Забайкалья). - В кн.: Тезисы докладов XIV сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1982, с. 40-42.
- Булнаев К.Б. Закономерности размещения флюоритовых месторождений Юго-Западного Забайкалья. - В кн.: Магматизм, стратиграфия и полезные ископаемые Бурятии. Улан-Удэ: изд. БКНИИ СО АН СССР, 1962, с. 54-59.
- Булнаев К.Б. Новые данные о возрасте эпитермальных флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. - Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 5, с. 1163-1166.
- Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1976. - 128 с.

- Васильченко В.В. Геология и металлогения центральной части Витимского плоскогорья. Автореф. канд. дис. - Новосибирск, 1973. - 22 с.
- Вахромеев С.А., Иньшин Е.Д., Корытова Д.М. О геолого-структурных и генетических особенностях Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения. - Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО, 1962, вып. 3, с. 19-34.
- Виноградов Б.К. Об отношении интрузии гранитов к скарнам и оруденению на месторождении Солонго (Западное Забайкалье). - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. XV. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972, с. 120-125.
- Генезис эндогенных рудных месторождений/Смирнов В.И., Годлевский М.Н., Никитин В.Д. и др. - М.: Недра, 1968. - 719 с.
- Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского массива/Зак С.Н., Пак А.С., Горстка В.Н. и др. - Л.: Наука, 1969. - 147 с.
- Геология месторождений олова зарубежных стран/Константинов Р.М., Лугов С.Ф., Макеев Б.В. и др. - М.: Недра, 1969. - 328 с.
- Глебов М.П., Кожевников О.К., Перляев В.И. и др. Перспективная оценка оловянно-вольфрамового оруденения Восточного Саяна и Хамар-Дабана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Юго-Восточной Сибири. Иркутск: изд. ВостСНИИГТИМС, 1979.
- Гордиенко И.В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. - Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1969. - 116 с.
- Гордиенко И.В. Пермь-карбоновые осадочно-вулканические отложения бассейна р. Джиды (Юго-Восточное Забайкалье). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976а, № 9, с. 158-162.
- Гордиенко И.В. Средне- и верхнепалеозойский внегеосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области. - В кн.: Тектоника Сибири. Т. 7. М.: Наука, 1976б, с. 82-90.
- Гордиенко И.В. Состав и возраст тамирской свиты вулканогенных пород Западного Забайкалья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7, с. 84-91.
- Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. - М.: Наука, 1978. - 220 с.
- Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпицьков А.П. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000. - Улан-Удэ: изд. БТГУ Мингео СССР, 1981. - 148 с.
- Дистанова А.Н. К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 137-147.
- Жидков А.Я. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции. - Геология и геофизика, 1962, № 9, с. 29-40.
- Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. и др. Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. - Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 4, с. 959-964.
- Золоторудные поля Северного Казахстана/Абдулкабирова М.А., Анкинович О.С., Гришин В.М. и др. - Алма-Ата: Наука, 1971. - 167 с.
- Зонненберг Фр. Боливия и Анды. - В кн.: Кордильеры Америки. М.: Мир, 1967, с. 25-42.
- Игнатович В.И. О структуре Джидинского рудного поля. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. VII. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1961, с. 3-22.
- Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления. - В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982, с. 120-127.
- Козубова Л.А., Радченко Г.П. Новые данные к уточнению возраста вулканогенных толщ джиды-хилокской серии в Западном Забайкалье. - В кн.: Тезисы докладов на межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Забайкалья. Чита, 11-18 мая 1961 г. Л., 1961, с. 33-36.
- Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. - Новосибирск: Наука, 1972. - 156 с.
- Комаров Ю.В., Хренов П.М. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии. - Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4, с. 911-914.
- Конев А.А. Комплекс щелочных ультраосновных и основных горных пород Витимского плоскогорья. - В кн.: Геология СССР. Т. 35. Бурятская АССР. Ч. I. М.: Недра, 1964, с. 434-440.

- Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. – Новосибирск: Наука, 1982. – 201 с.
- Коржинский А.Ф. Гидротермально измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. – М.: Наука, 1967. – 432 с.
- Коржинский Д.С. Жидкие включения как причина мнимой пелитизации полевых шпатов. – Докл. АН СССР, 1940, т. 29, № 2, с. 115–117.
- Косалс Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. – Новосибирск: Наука, 1976. – 232 с.
- Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. – М.: Наука, 1966. – 168 с.
- Котляр Г.В., Попеко Л.И. Пермская система Забайкалья. – В кн.: Палеозой Дальнего Востока, Хабаровск, 1974, с. 157–162.
- Красный Л.И. Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии. – Сов. геология, 1973, № 7, с. 95–121.
- Кузнецов В.А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности размещения. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. М.: Наука, 1964, с. 300–316.
- Кузнецов В.А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 5–18.
- Кузнецов В.А., Оболенский А.А., Васильев В.И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока на формационной основе. – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966, с. 197–202.
- Кушнарев И.П. Структура рудного поля Джидинского месторождения. – М.: Изд-во АН СССР, 1954. – 140 с.
- Ламакин В.В. Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье. – Землеведение, 1935, т. 37, вып. 1.
- Лисицын А.Е., Виноградов Б.К., Малинко С.В. Скарны месторождения Солонго в Бурятии и их рудоносность. – Сов. геология, 1974, № 3, с. 116–123.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. К проблеме баргузинского и витимканского интрузивных комплексов (Западное Забайкалье). – В кн.: Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1972, с. 58–71.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1976. – 142 с.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Летягин В.С. О вулканоплутонической природе палеозойских гранитоидов юга Витимского плоскогорья. – Геология и геофизика, 1974, № 3, с. 57–63.
- Лобзова Р.В. Графит и щелочные породы района Ботогольского массива. – М.: Наука, 1975. – 123 с.
- Логачев Н.А. К геологии базальтов Юго-Западного Прибайкалья. – Материалы по изучению производительных сил БурАССР, Улан-Удэ, 1955, вып. 2.
- Лурье М.Л. Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана. – В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М.: Госгеолиздат, 1952, с. 5–23.
- Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольфрамовых месторождений. – М.: Наука, 1965. – 160 с.
- Мартинсон Г.Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. – Тр. Байкальской лимнологич. станции АН СССР, 1958, т. 19.
- Мезозойская тектоника Забайкалья/Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Очиров Ц.О. и др. – Новосибирск: Наука, 1975. – 208 с.
- Металлогенический анализ в области активизации/Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т. и др. – М.: Наука, 1977. – 176 с.
- Митрофанов Ф.П. Сопоставление нижнепалеозойских гранитоидов Восточной Тувы и восточной части Восточного Саяна. – Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1962, № 6, с. 47–56.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 463 с.
- Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 280 с.

- Наумов Г.Б., Салазкин А.Н., Моторина З.М. и др. Состав и свойства рудоносных флюидов гидротермальных месторождений Восточного Забайкалья. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 75-80.
- Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. - Алма-Ата: Наука, 1973. - 296 с.
- Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М. О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири. - Тр. Вост.-Сиб. филиала. Сер. геол., Иркутск, 1958, вып. 14, с. 4-15.
- Одовьяное оруденение Туркино-Витимского глубинного разлома в Западном Забайкалье/Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. - Новосибирск: Наука, 1978, - 93 с.
- Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. - М.: Наука, 1974. - 242 с.
- Основные закономерности развития и металлогении областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР/Амантов В.А., Быковская Е.В., Добрецов Е.Л. и др. - Л.: Наука, 1979. - 303 с.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлогенность. - М.: Наука, 1974. - 224 с.
- Петрова З.И. Петролого-геохимическая характеристика джидинского интрузивного комплекса. - В кн.: Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1972, с. 5-48.
- Повилайтис М.М. Основные черты металлогении Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 165 с.
- Покалов В.Т., Болухонцева С.В., Васин В.В. Термобарохимические условия и стадийность вольфрам-молибденового месторождения Малый Ойногор. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 252-259.
- Покалов В.Т., Васин В.В., Болухонцева С.В. Вольфрам-молибденовое месторождение Малый Ойногор. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 96-108.
- Попов В.Д. Особенности геологического строения и температурные условия образования рудных тел Эгитинского флюоритового месторождения. - Геология и геофизика, 1981, № 4, с. 132-134.
- Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1976. - 88 с.
- Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. - М.: Наука 1977. - 176 с.
- Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматогенные хлоридные растворы и вольфрамовое оруденение. - Геохимия, 1977, № 1, с. 63-70.
- Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. - Новосибирск: Наука, 1982. - 158 с.
- Риш Г.С. Новые данные о стадийности в формировании Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. 10. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1966, с. 155-168.
- Скобло В.М. К вопросу о возрасте и стратиграфическом расчленении континентальных мезозойских отложений Гусиноозерской впадины и других впадин Гусино-Удинской долины. - Сб. геол.-произв. информ. Бурят. геол. упр., Улан-Удэ, 1959, № 3, с. 49-63.
- Скобло В.М. Биостратиграфия и остракоды мезозойских отложений Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. - Улан-Удэ, 1967. - 24 с.
- Скрипкина В.В., Верник В.Л., Рейф Л.И. и др. Новая вулканическая структура с молибденовой минерализацией в Западном Забайкалье. - Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 6, с. 1461-1464.
- Смирнов В.И. Металлогенический цикл. - Разведка и охрана недр, 1973, № 9, с. 1-5.
- Смолянский Е.Н. О последовательности формирования интрузивных комплексов Джидинского района. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. Вып. 6. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1961, с. 13-19.
- Соболев В.С. Петрография Ботогольского щелочного массива. - В кн.: Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. Иркутск: Иркут. обл. изд-во, 1947.

- Солоненко В.П. Генезис щелочных пород и графиты Ботогольского массива. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 6, с. 35-46.
- Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977. - 280 с.
- Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород. - М.: Наука, 1971. - 219 с.
- Трухалев А.И. Эпохи тектономагматической активизации северной части Анабарского щита и его обрамления. - Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 3, с. 675-679.
- Туговик Г.И. О составе и происхождении трубчатого тела Булуктаевского молибден-вольфрамового месторождения (Зап. Забайкалье). - Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 11, с. 63-74.
- Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. - М.: Недра, 1974. - 207 с.
- Флоренсов Н.А. Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах. - В кн.: Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. Иркутск: Иркут. обл. изд-во, 1947, с. 88-164.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. - 258 с.
- Шаракшинов А.О. Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. - Новосибирск: Наука, 1975. - 156 с.
- Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. - Новосибирск: Наука, 1984. - 184 с.
- Шипулин Ф.К., Казанский В.И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер. - Геол. рудных месторождений, 1972, № 3, с. 3-18.
- Щеглов А.Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья. - Геол. рудных месторождений, 1961, № 3, с. 51-69.
- Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения Западного Забайкалья. - Л.: Недра, 1966. - 278 с.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. - Л.: Недра, 1968. - 180 с.
- Яншин А.Л. Проблемы постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса. - В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1973, с. 5-10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. <u>Саяно-Байкальская область многоэтапной активизации</u>	5
Среднепалеозойская область тектономагматической активизации	-
Позднепалеозойская область тектономагматической активизации	39
Мезозойская область тектономагматической активизации	52
Кайнозойская область тектономагматической активизации	71
Выводы	76
Глава II. <u>Северо-Казахстанская область многоэтапной активизации и ее металлогения</u>	79
Главные структурные элементы	-
Магматические комплексы средне-позднепалеозойской ОТМА	81
Магматические комплексы мезозойской ОТМА	86
Главные эндогенные месторождения и проявления средне-позднепалеозойской ОТМА	-
Выводы	89
Глава III. <u>Боливийская область многоэтапной активизации</u>	90
Главные структурные элементы	-
Магматические комплексы	91
Эндогенные месторождения	92
Выводы	95
Заключение	96
Литература	99

Геннадий Владимирович Андреев

ОБЛАСТИ МНОГОЭТАПНОЙ АКТИВИЗАЦИИ - ПЕРСПЕКТИВНЫЕ РУДОНОСНЫЕ МЕГАСТРУКТУРЫ

Утверждено к печати

Институтом геологии Бурятского филиала СО АН СССР

Редактор издательства Е.С. Иванова
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Н.А. Пискун
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры А.А. Надточий, С.В. Блинова

ИБ № 30025

Сдано в набор 03.04.86. Подписано к печати 06.06.86.
МН-01234. Формат 70x100¹/16. Офсетная печать. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 8,5. Усл. кр.-отт. 8,8. Уч.-изд. л. 10,5
Тираж 600 экз. Заказ № 133. Цена 1р.60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука", 630077,
Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

т. р. 60 ж.

4613