Материалы третьей ежегодной научной конференции

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Том II

Томск, 2002

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Материалы
Всероссийской
научной конференции

Выпуск 3

В двух томах

Том II

Томск 2002

УДК 551.24
ББК 26.303
П 23

Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3: В 2 томах. Материалы Всероссийской научной конференции.– Томск: Томский государственный университет, 2002.– Т. II.– 220 с.

ISBN 5-94621-034-3

В сборнике представлены материалы третьей научной конференции по проблемам петрологии магматических и метаморфических комплексов. В качестве основных научных аспектов обсуждаются актуальные вопросы петрогенезиса, формационной типизации и минерагении магматических и метаморфических горных пород, а также их природных ассоциаций.

Для специалистов, занимающихся исследованиями в области геологической съемки, петрографии, минералогии и петрологии магматических и метаморфических комплексов.

УДК 551.24
ББК 26.303

Редакционная коллегия:
А.И. Чернышов, О.В. Бетхер, В.В. Врублевский, И.Ф. Гертнер,
О.М. Гринев, Т.С. Краснова, П.А. Тишин, Ю.В. Уткин

Petrology of magmatic and metamorphic complexes. Vol. 3: Reports from science meeting.– Tomsk: TSU, 2002.– Part II.– 220 p.

The collection includes reports from the third science meeting according petrology of magmatic and metamorphic complexes. Actual questions of petrogenesis. Formational typization and metallogy of magmatic and metamorphic rocks including their natural associations are discussed as basic scientific aspects of this meeting.

The book is interesting for specialists that deal with researches in the geological mapping, petrography, mineralogy and petrology of magmatic and metamorphic complexes.

Scientific editors:
A.I. Chernyshov, O.V. Bether, V.V. Vrublevsky, I.F. Gertner,
O.M. Grinev, T.S. Krasnova, P.A. Tishin, Yu.V. Utkin

ISBN 5-94621-034-3

© Томский государственный университет, 2002

ЗОЛОТАЯ ЭПОПЕЯ ПРОФЕССОРА БУЛЫННИКОВА*

Ю.В. Уткин
Томский государственный университет, г. Томск

7 сентября 1964 г. Александр Яковлевич Булынников, взяв листок ученической тетради, написал: «Сегодня мне исполнилось 72 года – почтенный возраст. Время уже много истерло в памяти. Уже осталось немного жить. Кому нужны эти воспоминания? Наверное, никому! Но я жил на грани двух эпох: полная перестройка структуры жизни нашей страны, жизни общественных групп населения и коренное изменение в личной моей жизни.»

Так начал профессор свои «Воспоминания». Смог ли он тогда выполнить задуманное, или этот пожелтевший листочек, что хранится в кафедральном архиве, так и остался единственным? Похоже, второе ближе к истине. Однако вернемся к записи.

«В личной моей жизни можно выделить несколько этапов: 1) детство – 1892–1902 гг.; 2) школа – 1903 г., банкротство отца – 1902 г.; 3) учеба (реальное училище) – 1903–1910 гг., смерть отца – 1906 г. Начало увлечений – 1906 г.; 4) высшее образование. Горный Санкт-Петербургский институт – 1911–1918 гг. Производственные практики – 1915–1917 гг.; 5) гражданская война. Алтай – 1917–1919 гг. Колчаковская армия – 1919 г. (май–ноябрь), советская Красная Армия – ноябрь 1919 г. – январь 1920 г.; 6) Семипалатинский губсовнархоз – январь–сентябрь 1920 г. Балхашская экспедиция; 7) Томский период. Окончание Технологического института (геолого-разведочный факультет) – 1921 г.

В 1921–1922 гг. работал как инженер-разведчик. Из-за неполадок с руководителем «Сибпромразведки» профессором Степановым Б.Л. с группой инженеров я ушел в Кузбасс на Прокопьевский рудник, где работал полгода по ноябрь 1922 г. Уехал в Иркутск в «Промразведку». В 1923 г. (ноябрь) вернулся в Томск, где работал в Сибгеолкоме с ноября 1923 по 1932 г. в качестве геолога».

На этом Александр Яковлевич завершил краткую хронологию основных событий первых сорока лет своей жизни. Будучи человеком скромным, профессор не стал расшифровывать творческие достижения этого периода. А ведь в опубликованной в 1999 г. книге красноярских геологов «История развития геологических работ в Центральной Сибири и ее минерально-сырьевая база» 1921 г. обозначен как начало многолетних исследований А.Я. Булынниковым золоторудных месторождений юга Центральной Сибири.

Действительно с этого времени началась золотая эпопея профессора Булынникова. После окончания в июле 1921 г. горного факультета Томского технологического института и в декабре этого же года геолого-разведочного факультета Петроградского горного института дважды дипломированный инженер А.Я. Булынников поступил на работу в Сибирское отделение треста «Промразведка» (г. Томск). Здесь до апреля 1922 г. он заведовал геолого-разведочной партией, проводившей изыскания на золото в Ольховском районе Минусинского уезда. С 1 ноября 1922 г. по 1 июля 1923 г. он работал инженером-разведчиком в Иркутском отделении «Промразведки», где занимался статистико-экономическими и геологическими описаниями месторождений золота в Восточной Сибири. В мае 1923 г. после слияния «Промразведки» с Сибгеолкомом переехал в Томск и, будучи начальником геолого-поисковой партии, руководил до 1925 г. исследованиями в Ольховско-Чибижекском золотоносном районе Восточного Саяна. Позже являлся начальником Мажарской (1926–1927 гг.), Саралинской (1927–1929 гг.), а затем Коммунаровской (1929 г.) геолого-разведочных партий, работавших в золоторудных районах Кузнецкого Алатау.

Параллельно нужно было решать задачи по восстановлению золотодобывающей промышленности Сибири, так как на большинстве рудников в гражданскую войну оказались уничтоженными все геологические материалы. «Пришлось начинать все сначала, – вспоминал Александр Яковлевич. – Восстанавливали затопленные шахты и составляли прогнозные карты, разведывали старые рудные поля и вели поиск в совсем неизученных районах». Через несколько лет напряженной работы обрели второе дыхание рудники Ольховка, Коммунар, Сарала; были открыты новые месторождения.

При участии А.Я. Булынникова были составлены детальные геологические карты и геолого-экономические описания золоторудных площадей Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, а по большинству месторождений им были написаны подробные геологические очерки. Академик М.А. Усов считал профессора Булынникова лучшим знатоком золоторудных месторождений Западной Сибири, а академик В.А. Обручев, будучи официальным оппонентом его докторской диссертации, отметил, что она «послужит основным трудом, с которым каждый, интересующийся золоторудным делом области, должен познакомиться и который при всех позднейших исследованиях золоторудных месторождений края будет служить руководством» и рекомендовал подготовить ее к изданию в АН СССР. Кстати, академик Обручев согласился на оппонирование диссертации томского ученого, так как давно интересовался работами А.Я. Булынникова, был знаком со всеми его научными публикациями и некоторое время состоял с ним в оживленной переписке.

---

* По материалам книги Ю.В. Уткина «Кафедра петрографии Томского государственного университета 1927–2002: Исторический очерк».

О научной значимости докторской диссертации Александра Яковлевича «Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы», защищенной 26 марта 1941 г., следует поговорить отдельно. Уникальность диссертации в том, что она написана на огромном фактическом материале, так как работа над ней началась, по сути, с 1921 г. после прихода Булынникова в практическую геологию.

В своей научно-исследовательской работе А.Я. Булынников уделял большое внимание петрологии золотоносных интрузий. Обладая широкой эрудицией во многих разделах геологии, он всегда был последовательным сторонником практического использования петрографических данных для решения проблем эндогенного рудообразования. А.Я. Булынников обосновал связь ряда золоторудных месторождений Сибири с «малыми» интрузиями диоритов, сделал первую попытку систематики и расчленения сложных магматических комплексов. Вот как Александр Яковлевич сам характеризует свои работы этого периода в обзорной публикации «Успехи петрографии Западной Сибири за 30 лет Советской власти (1917–1947 гг.)»: «Несколько петрографических работ, в связи с изучением золотооруденения Западной Сибири, написано профессором А.Я. Булынниковым. Из них отметим работы о дайковых породах и золотооруденении (имеются в виду впервые выделенные и описанные в Саралинском рудном поле своеобразные дайки-протеробазы. – *Ю.У.*), о диоритовых интрузиях и связи с ними оруденения. Петрографически подробно описаны интрузивы и эффузивы золотоносных районов Коммунара, Салаира, Мариинской тайги, Ольховки и т.д. Многие петографические вопросы были затронуты в работе о золоторудных формациях и провинциях Западной Сибири. Профессор А.Я. Булынников в диссертационной работе, анализируя золотооруденение Алтае-Саянской горной страны, выделяет золоторудные формации, генетически связанные с определенными по возрасту комплексами магматических пород. Последние закономерно размещены на территории края, выявляя этим черты металлогении золота».

В диссертации А.Я. Булынников описал все известные в то время в Западной Сибири типы золотого оруденения, выделив 12 золоторудных формаций, объединив их в 4 комплекса формаций: мышьяк-полиметаллический; медно-кварц-висмутовый; медно-турмалиновый; полиметаллический. В свою очередь, тринадцать описанных золотоносных провинций были объединены в 6 золотоносных областей: Западно-Алатаускую, Восточно-Алатаускую, Салаиро-Саяно-Северо Алтайскую, Салаиро-Алтайскую, Алатау-Восточно Саянскую, Западно-Алтайскую. Сформулировав ряд важнейших положений теоретического и прикладного характера, профессор Булынников создал петрологическое направление в изучении золота.

Казалось бы, после защиты докторской можно было слегка расслабиться, дать себе чуть-чуть отдохнуть от напряженной работы, но было не до того – грянула Великая Отечественная война. И вновь отправились в поиск геологические отряды ассистентов кафедры петрографии Ю.Д. Скобелева, Н.Н. Смирновой, руководимые профессором Булынниковым. В результате геолого-поисковых исследований обширной территории северной части Кузнецкого Алатау был выявлен ряд ценных объектов: установлена региональность мышьякового оруденения в центральной части Мартайги; открыта полоса проявления марганцевого оруденения; выделены участки, интересные для поискового освоения на молибден; обнаружены точки проявления магнетитового и гематитового оруденения; установлены повышенные содержания шеелита в жилах Гавриловского рудника; открыт ряд точек россыпной золотоносности. По результатам этих работ был сдан отчет и написана статья для золотой промышленности «Новые данные по золотоносности Мариинской тайги». Аспирант Александра Яковлевича Ю.П. Казакевич в этот период провела большую работу по обследованию геологического строения хребта Арга (Восточная Сибирь), в результате чего удалось осветить условия золотоносности Арги и выявить ряд точек марганцевого оруденения. Кроме того, профессор Булынников по просьбе приисковых управлений провел экспертизу Комсомольского и Федотовского золоторудных участков.

Тогда-то и был нанесен на геологическую карту Кия-Шалтырский массив нефелинсодержащих пород, где позже (в 1957 г.) при детальных поисковых работах, проведенных А.М. Прусевичем, было открыто крупнейшее месторождение нефелиновых руд.

За научно-исследовательскую работу, выполненную в годы войны, А.Я. Булынников был удостоен в 1945 г. второй премии ТГУ в размере десяти тысяч рублей. Еще одна награда нашла его значительно позже – в апреле 1969 г. он вместе с профессором И.К. Баженовым и геологами ЗСГУ А.М. Прусевичем, С.С. Михайловым был награжден дипломом Министерства геологии СССР и знаком «Первооткрыватель месторождения» за участие в открытии Кия-Шалтырского месторождения.

Природа была щедра к профессору Булынникову, наградив его не только талантом ученого, но и талантом педагога. С 1 сентября 1934 г. и на всю оставшуюся жизнь А.Я. Булынников связал себя с кафедрой петрографии Томского госуниверситета. Будучи опытным геологом-производственником, Александр Яковлевич попробовал себя к тому времени и на педагогическом поприще, проработав по совместительству 4 года (1930–1934) старшим преподавателем, а затем и.о. доцента на кафедре петрографии Сибирского геолого-разведочного института (СибГРИ) и Томского горного института. Спустя год после прихода в университет, Александр Яковлевич возглавил кафедру, став ее лидером, правда, с пятилетним перерывом (об этом будет сказано ниже), до 1 сентября 1967 г. 27 лет во главе университетской школы петрографов – таков в настоящее время рекорд заведования кафедрой петрографии ТГУ.

Возглавив кафедру, А.Я. Булынников столкнулся с трудностями организационного характера. По сути, ему предстояло вновь создать преподавательский коллектив, что сделать было весьма непросто, так как в период с 1931 по 1936 г. университет не выпускал специалистов по геологическим специальностям. Связано это было с реорганизацией вузовского образования, в результате чего преподаватели и 89 студентов всех курсов были переведены в СибГРИ, образованный за счет слияния горного отделения СТИ и геолого-географического отделения ТГУ.

В предвоенные и военные годы (до 1944) штат кафедры ни разу не превышал трех человек, что определяло повышенную учебную нагрузку всех преподавателей, а особенно у профессора А.Я. Булынникова. Ему принадлежит заслуга постановки практически всех учебных курсов петрографического цикла (петрография кристаллических пород, физико-химические основы петрографии, магматические формации и петрографические провинции, основы петрологии, петрография осадочных пород).

Как педагог профессор А.Я. Булынников уделял много внимания методам преподавания. Так, в отчете по учебно-методической работе кафедры за 1947–1948 гг. Александр Яковлевич отмечал следующие недостатки: 1) сгружение, согласно плана, специальных дисциплин и точных петрографических методов на V курс. Желательно часть перенести на IV курс; 2) отсутствие в плане лабораторных занятий по специальным предметам («Основные главы петрографии», «Физико-химическая петрография»). Следовало бы запланировать 15–20 ч на курс; 3) неудовлетворительное число часов, отводимых на курс «Точные петрографические методы». Увеличение на 25–30 ч позволило бы преподнести студентам некоторые новые методики; 4) желательно факультативно ввести проведение новых курсов: «Петрографические провинции», «Петрохимия», «История петрографии как науки».

В начале пятидесятых годов А.Я. Булынников организовал в ТГУ музей региональной петрографии, богатая коллекция которого наглядно демонстрировала студентам разнообразие горных пород Хибин, Урала, Алтае-Саянской области.

В хранящемся в областном архиве личном деле А.Я. Булынникова есть две записи, временной промежуток между которыми 5 лет. Это выписки из приказов по Томскому университету: «Из университета отчислить с 20.04.1949 года» (Приказ № 58, п. 13); «В связи с возвращением восстановить с 2.06.1954 года» (Приказ № 91, п. 20). Вот так – « В связи с возвращением», как будто речь шла о выходе на работу после очередного отпуска. Что это был за «отпуск», можно узнать из анкеты, заполненной Александром Яковлевичем 7 июня того же 1954 г., где он сообщает, что «был под следствием с 20.04.1949 г. по 29.10.1950 г. и репрессирован ОСО МГБ 28.10.1950 г. на 15 лет (без конфискации). Верховным судом СССР от 10 апреля 1954 г. дело было прекращено, и я был реабилитирован». Две выписки из приказа, несколько строчек в анкете. А за этим стояло пять лет жизни, но какой? Жизни с ярлыком «враг народа».

«Страшные, унизительные годы» – так характеризует их Александр Яковлевич в своих мемуарах, которые передала его дочь Антонина Александровна в музей истории университета. Хотя в одном Александру Яковлевичу все-таки «повезло». Его не заставили выполнять черновую работу, а определили на работу в геологический отряд ОТБ-1 (Красноярск). Находясь в заключении, профессор Булынников выполнил целый ряд крупных петрографо-минералогических исследований, в том числе открыл месторождение золота «Находка» и флюоритовое рудопроявление. В фонды «Енисейстроя» МВД и ОТБ-1 было сдано 14 отчетов по свинцовым месторождениям – Посольно-Кузеевскому, Игргольскому, «Юлия»; медно-рудным месторождениям – Вершинкинскому, Уленьскому; сурьмяному месторождению – Заводскому; флюоритовому месторождению; золоторудному месторождению «Находка». По геологии, петрографии, рудоносности Темирского района, Батеневского Кряжа, некоторых районов Хакасии, трассы Абаза–Актоврак.

Кажется удивительным, но после возвращения в 1954 г. на кафедру у Александра Яковлевича Булынникова словно открылось второе дыхание. Он с удвоенной, утроенной энергией ведет научную работу сам, руководит научной работой аспирантов В.В. Хахлова, И.И. Заболотниковой, Ю.В. Объедкова, Н.И. Кузоватова, К.К. Левашова, В.Л. Хомичева и ассистентов К.В. Иванова, В.А. Врублевского, планирует учебный процесс кафедры. В это же время он вновь активно консультирует работы на золото в ЗСГУ, Саралинском производственном управлении. Следует заметить, что все подопечные Александра Яковлевича (кроме Ю.В. Объедкова) защитили кандидатские диссертации, а К.К. Левашов и В.Л. Хомичев стали впоследствии докторами наук.

Два молодых ассистента, недавние выпускницы ТГУ, – таким был тот кафедральный коллектив, который возглавил А.Я. Булынников в 1935 г. Четыре доцента, один из которых завершил работу над докторской диссертацией, старший преподаватель, подготовивший к защите кандидатскую диссертацию, ассистент, инженер, аспирант – все почти с готовыми кандидатскими – таким стал коллектив петрографов к завершению 27-летнего срока пребывания у кафедрального руля Александра Яковлевича. Профессору Булынникову удалось собрать уникальное сообщество преподавателей и ученых: М.П. Кортусов, К.В. Иванов, В.А. Врублевский, В.В. Хахлов, Н.И. Кузоватов, В.Н. Сергеев, А.И. Гончаренко – это золото кафедры, представляющий Томскую университетскую школу петрографов, известную своими региональными петрографическими исследованиями Западной Сибири.

С именем Александра Яковлевича связаны многие кафедральные начинания. Первая защита докторской

диссертации (1941 г.), первое официальное признание лучшим знатоком золоторудных месторождений Западной Сибири, первая премия ТГУ за лучшую научно-исследовательскую работу (1945 г.) и лучшую монографию (1961 г.), первый и единственный знак «Первооткрыватель месторождения» (1969 г.), впервые в истории кафедры имя ее сотрудника увековечено на памятной стелле первооткрывателям Кия-Шалтырского месторождения в городе Белогорске.

21 октября 1972 г. через месяц с небольшим после 80-летнего юбилея А.Я. Булынников ушел из жизни. Александр Яковлевич, несмотря на удары судьбы, прожил долгую творческую жизнь и смог убедиться в том, что самое лучшее из созданного им – кафедра петрографии – работает как хорошо отлаженный механизм. Так же, как и золотые рудники, появление которых состоялось благодаря деятельности профессора Томского госуниверситета А.Я. Булынникова.

МИНЕРАГЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

III

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ФЕДОРОВСКО-МАГЫЗЫНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ЗОНЫ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Л.В. Алабин

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

А.Я. Булынников (1948) в монографии «Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы» подчеркивал, что Кузнецкий Алатау является одним из крупных и перспективных регионов золотоносной провинции. Такой вывод впоследствии был неоднократно подтвержден исследованиями выпускников Геолого-географического факультета и кафедры петрографии ТГУ, выпускниками ТПУ, а также многочисленными учениками и последователями А.Я. Булынникова, в том числе и автора статьи.

В результате геолого-съемочных и поисковых работ М 1:50 000, М 1:10 000, проведенных в 1960–1970 гг. в бассейне речки Федоровки, левого притока р. Ортон в Кузнецком Алатау, была выделена перспективная золотоносная площадь. Автор в 1980–1985 гг. выполнял в пределах этой площади тематические исследования по изучению ее геологического строения, выявлению условий формирования эндогенной минерализации, что позволило выделить **Федоровско-Магызынскую** (Ортон-Федоровскую) золоторудную зону. По рекомендации автора геологами Томь-Усинской ГРЭ Западно-Сибирского геологического управления в пределах зоны было проведено геологическое доизучение М 1:50000 с общими поисками рудного золота. В процессе этих работ выявлено Федоровское золоторудное месторождение, которое разведывается в настоящее время. Так как в пределах зоны прогнозируется ряд перспективных рудных полей, целесообразно дать краткую геологическую характеристику рудной зоны, геодинамических обстановок ее формирования и условий концентрации золоторудной минерализации.

Федоровско-Магызынская золотоносная рудно-россыпная площадь находится на юге Кузнецкого Алатау. Она расположена на границе Ортонской вулканической и Мрасской карбонатной структурно-формационных зон. Рудоносная площадь прослеживается с юго-запада, от устья рр. Петропавловка, Ильинка – правых притоков р. Базас и устья р. Федоровки – левого притока р. Ортон в северо-восточном направлении до устья рр. Магызы, Кедровка – левых притоков р. Балыксу на расстояние 50 км при ширине 5–8 км. Она размещается в висячем крыле субмеридионального Кузнецко-Алтайского глубинного разлома и представляет собой систему кулисообразно и параллельно расположенных разрывных нарушений 2-го порядка, которые сочленяются с главным под углом 30–60°. Эта система разломов образовалась в процессе правостороннего сдвига вдоль глубинного разлома и по отношению к нему имеет сдвиго-раздвиговую природу.

Рудная зона сложена базальтами, базальтовыми порфиритами, залегающими в виде лавовых потоков, чередующихся с углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами, рифовыми известняками и доломитами. Вулканогенно-осадочные породы выделяются в устьанзасскую свиту и одноименный вулканический комплекс ($V–Є_1$). Стратифицированные породы насыщены многочисленными дайками, силлами, небольшими штоками, представленными пироксен-плагиоклазовыми, роговообманковыми габбро, сформированными в гипабиссальной фации глубинности, и субвулканическими габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми порфиритами. Гипабиссальные и субвулканические породы соответствуют кндусуюльскому интрузивному комплексу ($Є_1$). Вулканические и интрузивные пророды являются комагматичными образованиями. Ассоциация вулканических, интрузивных и осадочных пород ($V–Є_1$) простирается в северо-западном направлении под углами 30–60° с падением на северо-запад и юго-восток на 65–85°, что указывает на одновременное их формирование со структурно-формационной зоной и на их пространственно-временную связь с развитием локального разрыва северо-восточного простирания, оперяющего региональный субмеридиональный Кузнецко-Алтайский глубинный разлом.

Вулканические базальты и комагматичные им гипабиссальные габбро, субвулканические габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты по химическому составу характеризуются умеренной кремнеземистостью, глиноземистостью, низкой щелочностью, резко выраженным натровым уклоном, крайне низким содержанием калия (таблица № 1–4). По петрографическому и химическому составу они относятся к толеитовой петрохимической серии. Единичные образцы близки океаническим базальтам, однако в целом весь комплекс пород соответствует толеитовым базальтам ранней (примитивной) островной дуги (Богатиков, Цветков, 1988).

Венд-нижнекембрийские породы прорываются оливиновыми и пироксен-амфиболовыми габбро, кварцевыми монцонитами, кварцевыми латитиами (Чезимский массив), которые выделяются в когтахский комплекс ($Є_2$). Габбро комплекса характеризуются повышенной магнезиальностью, низкой щелочностью, преобладанием натрия над калием; кварцевые монциниты и латиты – повышенной щелочностью при близком содержании натрия и калия (см. таблицу № 5–7). По петрографическому и химическому составу габбро соответствуют толеитовой петрохимической серии пород, пе-

реходной к известково-щелочной; кварцевые монциниты и кварцевые латиты – известково-щелочной. Они формировались в геодинамической обстановке зрелой островной дуги.

Породы ранней (примитивной) и зрелой островной дуги прорваны небольшим (5,0х2,5 км) Федоровским интрузивным массивом, сложенным гранодиоритами, реже – кварцевыми диоритами. Он является сателлитом крупного Ортонского интрузива, расположенного в северном фланге рассматриваемой зоны. Федоровский гранитоидный шток является типичным представителем мартайгинского интрузивного комплекса (O–S). По химическому составу гранитоидные породы Федоровского штока характеризуются умеренной кремнеземистостью, щелочностью, при преобладании натрия над калием и относятся к известково-щелочной петрохимической серии (см. таблицу № 9–10). Время их образования соответствует коллизионной геодинамической обстановке.

В рудной зоне ограниченно развиты красноцветные песчаники, зеленовато-лиловые базальтовые порфириты, дацитовые, риолитовые порфиры (см. таблицу № 11–12), которые выделяются в палатнинскую (быскарскую) свиту и одноименный вулканический комплекс (D_{1-2}). Породы этого комплекса формировались в рифтогенной внутриплитной геодинамической обстановке.

В рудной зоне и за ее пределами встречаются дайки оливин-пироксеновых долеритов, выделяемых в копьевский (абинский) интрузивный комплекс (P–T), формирование которого происходило в рифтогенных геодинамических условиях.

Обращаясь к условиям и времени проявления промышленной золоторудной минерализации в Федоровско-Магызынской рудной зоне важно подчеркнуть следующее. Все магматические породы и углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы (V–$Є_2$) структурной зоны характеризуются повышенным относительно регионального кларка содержанием Au – 3,2–6,8 мг/т. Более того, стратифицированные базальтовые порфириты, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы устьанзасской свиты (V–$Є_1$), интрузивные габбро, габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты кундусуюльского комплекса ($Є_1$) и габбро когтахского комплекса ($Є_2$) содержат тончайшую вкрапленность пирита и пирротина, редко пентландита и халькопирита. Количество золота в сульфидизированных породах достигает 0,85–1,2 г/т. Повышенной золотоносностью (0,5–1,8 г/т) характеризуются магнезиальные и известковые скарны с магнетитовой и сульфидной минерализацией, связанные с габбро, кварцевыми монцонитами и латитами. Эти данные однозначно показывают, что породы, слагающие Федоровско-Магызынскую зону в островодужный этап ее формирования (V–$Є_1$) изначально были обогащены колчеданной золотосодержащей сульфидной минерализацией. Это обусловило повышенный кларк золота островодужных пород зоны в целом и увеличение его до 0,5–1,5 г/т в участках максимальной концентрации сульфидов.

В коллизионный этап ($Є_2$–S), следующий за островодужным, вдоль Кузнецко-Алтайского регионального и оперяющего его северо-восточного локального Федоровско-Магызынского разломов произошли горизонтальные сдвиговые движения. Коллизионные тектонические движения вызвали катаклаз и рассланцевание вмещающих пород, превращение их на наиболее активных участках в актинолит-хлоритовые, кварц-альбит-серицитовые сланцы, метасоматические породы и проявление в целом регионального метаморфизма фации зеленых сланцев. Наряду с дислокационным метаморфогенно-гидротермальным изменением вмещающих пород в них произошла деформация и дезынтеграция сульфидных золотосодержащих минералов с выщелачиванием из них востановленными метаморфогенно-гидротермальными растворами тонкодисперсного золота, перекристаллизация окисного железа в магнетит (см. таблицу № 8), обогащение золотом новообразованного магнетита с одновременным выделением самородного золота в виде тончайших зерен. В ранней коллизионной геодинамической обстановке ($Є_2$–$Є_3$) в процессе метаморфогенно-гидротермальной деятельности проявилась дальнейшая концентрация и образование свободного самородного тонкодисперсного золота. Иначе говоря, в $Є_2$–$Є_3$ в Федоровско-Мангызынской структурной зоне была сформирована метаморфогенно-гидротермальная вкрапленно-прожилковая золото-сульфидная с кварцем и серицитом минерализация с содержанием Au от 1,2 до 3,8–4,2 г/т.

В заключительную фазу коллизии (O–S) произошло внедрение Федоровского гранитоидного штока – сателлита крупного Ортонского плутона в катаклазированные и рассланцованные породы V–$Є_2$, легко проницаемые для магматического расплава и гидротермальных растворов. С внедрением Федоровского штока и кристаллизацией Ортонского плутона в целом связано метасоматическое гидротермальное преобразование вмещающих пород в золотоносные лиственитты, березиты, вторичные кварциты; формирование жильной и штокверковой золото-сульфидно-кварцевой, золото-скарновой минерализации с содержанием Au от граммов и десятков граммов до сотен граммов на тонну породы и образованием эндогенных самородков золота. Одновременно формировалась минеральная и геохимическая ассоциация – Cu, Zn, As, W, Mo, Bi, характерная для промышленных месторождений золота, генетически связанных с гранитоидами мартайгинского комплекса. В.В. Сыроватский (1974), детально изучавший пробность золота юго-западной части Федоровско-Магызынской рудной зоны, подчеркивает, что здесь встречается мелкое золото с пробностью 709‰, количество которого достигает не более 0,5–1,0% от основной массы высокопробного золота – 760–860 и 860–887‰. Вместе с низкопробным золотом распространена минеральная и геохимическая ассоциация бария. Первое мелкое золото пробы 709‰, по мнению автора статьи, характерно для колчеданной

пирит-пирротиновой золотосодержащей минерализации вкрапленно-прожилкового островодужного типа; второе, с пробой 760–860‰, типично для жильного и штокверкового золото-сульфидно-кварцевого и третье пробы 860–887‰ – для золото-скарнового коллизионных типов. Все это, бесспорно, указывает не только на перераспределение благородного металла предшествующей золотосодержащей сульфидной минерализации, но и на значительный привнос его гидротермальными растворами, генетически связанными с внедрением Федоровского штока и Ортонского плутона в целом. Важно подчеркнуть и то, что внедрение раннепалеозойской гранитоидной формации, к которой относятся Ортонский плутон и сопровождающий его Федоровский шток, привело к стабилизации подвижных структур Кузнецкого Алатау (Кузнецов и др., 1971), в том числе и Федоровско-Магызынской золоторудной зоны.

В рифтогенной внутриплитной геодинамической обстановке (D_{1-2}, P–T) в Федоровско-Магызынской золоторудной зоне проявились процессы активизации с перекристаллизацией основной золото-сульфидно-кварцевой, золото-скарновой минерализаций и формирование новой золото-серебряной (D_{1-2}) и золото-сурьмяно-ртутной (P–C), что привело к дополнительному обогащению золотом, серебром и ртутью главной массы золотых руд.

В юрско-меловое и палеоген-неогеновое время в золоторудной зоне формировалиись линейные золотоносные коры химического выветривания и сопровождающие их до четвертичного времени включительно элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи золота. Из водотоков, размывающих Федоровско-Магызынскую золоторудную зону, добыто россыпного золота: по речке Федоровке протяженностью 18 км – 10,8 т; по речке Магызы протяженностью 12 км – 9,3 т; по речке Веселой протяженностью 8 км – 3,1 т, всего – 23,2 т. В верховьях названных речек увеличивается крупность и количество золота. В россыпях встречались самородки весом от 2,5–3,8 г до 12,0–18,5 г, 2,8 и 4,8 кг, а также шеелит, самородный висмут, редко минералы платиновой группы.

Обобщая материал по условиям золотоносности Федоровско-Магызынской золоторудной зоны и переходя к оценке ее прогнозных ресурсов, следует подчеркнуть, что в пределах рудной зоны развиты следующие главные генетические типы золотосодержащих и собственно золотых руд:

1. Вкрапленные сульфидные пирит-пирротиновые, реже пирит-пентландит-халькопиритовые, скарново-магнетитовые с сульфидами; все они золотосодержащие, производные магматогенно-гидротермальной базальтоидной рудообразующей системы, образованной в островодужной геодинамической обстановке (V–$Є_2$).

2. Вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные с кварцем и серицитом, производные метаморфогенно-гидротермальной рудообразующей системы, сформированной в ранний этап коллизионной геодинамической обстановки ($Є_2$–$Є_3$).

3. Жильные штокверковые золото-сульфидно-кварцевые, золото-скарновые (главный промышленный тип руд), генетически связанные с плутоногенно-гидротермальной гранитоидной рудообразующей системой, образованной в поздний этап коллизионной геодинамической обстановки (O–S).

4. Золото-серебряные, золото-сурьмяно-ртутные, производные плутоногенно-гидротермальной щелочно-базальтовой рудообразующей системы, сформированной в рифтогенной внутриплитной геодинамической обстановке (D_{1-2}, P–T).

5. Золотоносные коры химического выветривания; элювиальные, делювиальные, аллювиальные россыпи золота (J–Q) – продукты экзогенной золотоконцентрирующей системы. Сразу же следует подчеркнуть, что рудный потенциал и богатство Федоровско-Магызынской золоторудной зоны определяют не отдельные рудные тела – кварцевые жилы, прожилки, скарны, колчеданные залежи, скарново-магнетитовые линзы, метасоматические кварциты, гидротермально измененные сульфидизированные и окварцованные базальты и диабазы, лиственитты, березиты и др., а перечисленный рудный комплекс в целом. Рудный комплекс образует рудные тела (залежи, линзы, мегаштокверки) мощностью от 3–10 до 15–30 м и больше, протяженностью от 300–700 м до 0,8–1,5 км со средним содержанием золота от 2,8–3,7 г/т до 4,5–7,8 г/т. Они группируются в рудные поля (рудные участки), максимально перспективными из которых являются Федоровское, Магызинское и Ортонское рудные поля.

Федоровское рудное поле (12х5 км) расположено в верховьях р. Федоровки (левого притока р. Ортон), захватывая водораздельное пространство и верховье речек Магызы и Веселой (левых притоков р. Балыксу). В верховьях речки Федоровки и ее правого притока ручья Б. Калмык геологоразведочными работами в 1960–1970 гг. выявлен рудный участок протяженностью 1,0 км, шириной от 15–50 до 250 м брекчированных, рассланцованных, окварцованных и сульфидизированных диабазов, диабазовых порфиритов и вмещающих их актинолит-хлорит-серицитовых, углеродисто-кремнисто-глинистых, кварц-альбит-карбонат-серицитовых сланцев, рассекаемых тонкими прожилками кварца с сульфидами, содержащими золота от 0,3–0,7 г/т до 60–80 г/т, в единичной пробе – 243 г/т. Здесь разведано 3 рудных тела размером 30–50х10–15 м со средним содержанием Au – 10 г/т. На расположенном рядом участке Кузнецкий лог среднее содержание золота в подобных породах достигает по 10 пробам 34,6 г/т, серебра – 60 г/т. При снижении кондиций до 3–5 г/т размер рудных тел увеличивается.

Северо-западнее в 1,0–1,5 км от первого участка на водоразделе ручьев Б. и М. Калмык и в верховьях ручья Лазаретного (правые притоки р. Федоровки) выявлен второй участок, аналогичный первому и располагаю-

щийся кулисообразно и параллельно ему. Содержание золота на втором участке достигает 1,2–5,5 г/т. В пределах Федоровского рудного поля известно более 30 кварцевых жил протяженностью 70–150 м, мощностью 0,5–2,5 м с содержанием золота 3–7 г/т, реже – 5,2–10,5 г/т. В этом же рудном поле развиты гранат-диопсид-тремолитовые скарны с сульфидами, с содержанием Au от 1,2 до 11,8 г/т.

Магызынское рудное поле (12,5х6,0 км) расположено в среднем течении речки Магызы (левого притока р. Балыксу) и вверх по течению до верховьев р. М. Ортон. Здесь также выявлен ряд участков протяженностью 800–1000 м, мощностью от 10–25 м до 150 м тектонизированных, рассланцованных, гидротермально измененных вулканогенно-осадочных пород, которые секутся прожилками кварца с сульфидами и содержат золота от 0,8 до 5,0–10,0 г/т, в отдельных пробах 20,0–60,0 г/т. В пределах рудного поля известно более 50 золото-сульфидно-кварцевых жил (Золотая, Кедровская, Дальняя, Верхняя, Встречная и др.), которые прослежены до 100–150 м (Кедровская до 520 м) при мощности от 0,3–0,5 до 1,5–2,0 м с содержанием золота от 1,5–3,5 до 9,0–12,7 г/т. Жилы невыдержанны по мощности, сопровождаются прожилками кварца и нередко постепенно сменяются окварцованными вмещающими породами. Аналогичное строение имеет **Ортонское** рудное поле (6,0х3–0 км), расположенное в левобережье р. Ортон.

В пределах таких площадей встречаются небольшие участки – рудные столбы с «ураганным» содержанием золота, об одном из которых сообщает Ю.Г. Щербаков (Щербаков, Рослякова, 2000).

Изложенный материал позволяет в заключение сделать следующий **главный вывод**. Длительное и последовательное развитие золотосодержащих и золотых руд во времени от V–$Є_1$ до D_{1-2} и P–C включительно, сосредоточенных и сконцентрированных в пространстве в единой локальной структурной зоне, привело к образованию крупной **Федоровско-Магызынской** золоторудной зоны. Такие объекты, как правило, являются крупнообъемными (Константинов и др., 2000). Прямым аналогом Федоровско-Магызынской золоторудной зоны в Кузнецком Алатау является Кундат-Кундусуюльская (Алабин, 2001); Балахчин-Знаменитая золоторудная зона, с расположенным в ней месторождением Коммунар; близка в Енисейском кряже по геологическому строению, структурному положению, составу руд, но отличается временем формирования золоторудная зона с расположенным в ней Олимпиадинским месторождением (Горяинов, 1994). В пользу Федоровско-Магызынской золоторудной зоны, как большеобъемного объекта, свидетельствует количество россыпного золота – 23,2 т, добытого в пределах рудной зоны, что превышает количество россыпного золота, добытого в рудных полях Кузнецкого Алатау – Комсомольского, Берикульского, Центрального, Ударного, Саралинского, Коммунаровского рудников вместе взятых.

Исходя из анализа приведенных данных: размеров рудных тел и средних содержаний в них благородного металла, геофизических и геохимических аномалий, прогнозные ресурсы золота по категории P_{1+2} до глубины 700 м оцениваются в Федоровском рудном поле – 74 т; Магызынском – 65 т; в Ортонском – 25 т; в рудной зоне в целом – 164 т.

Химический состав пород магматических комплексов Федоровско-Магызынской золоторудной зоны

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.П.П.	Сумма
1	47,34	0,80	14,87	2,89	8,56	0,20	7,86	10,25	2,48	0,03	0,12	3,78	99,18
2	48,61	0,70	14,60	2,87	7,97	0,24	7,85	10,76	2,78	0,08	0,06	2,97	99,46
3	48,72	0,67	14,56	2,35	7,76	0,18	8,26	10,93	2,92	0,19	0,09	2,61	99,24
4	47,27	0,93	14,88	4,21	7,23	0,19	7,26	12,20	2,16	0,07	0,06	2,92	99,38
5	49,88	0,75	13,98	2,58	5,98	0,14	11,39	8,55	2,82	1,00	0,20	1,96	99,23
6	62,10	0,63	15,96	1,81	3,40	0,09	1,61	4,49	3,64	3,58	0,19	2,09	99,59
7	66,60	0,52	15,60	1,82	2,80	0,08	1,42	2,80	3,56	3,68	0,15	1,03	100,06
8	61,27	0,60	19,72	5,40	0,29	0,09	0,40	0,28	6,64	2,11	0,14	2,10	99,04
9	65,59	0,52	16,41	1,99	2,36	0,10	1,41	4,21	4,40	2,38	0,18	0,60	100,15
10	66,50	0,54	16,14	1,43	2,28	0,08	1,81	3,65	4,20	2,32	0,16	0,58	99,69
11	65,36	0,52	14,97	3,00	2,88	0,09	1,61	3,08	3,82	2,48	0,12	1,67	99,60
12	74,20	0,16	12,82	2,04	1,25	0,06	0,10	0,56	4,60	4,18	0,02	0,25	100,24

Примечание. 1 – базальтовый порфирит устьянзасского вулканического комплекса (V–$Є_1$); 2, 3 – габбро, диабаз кундусуюльского интрузивного комплекса ($Є_1$); 4 – актинолит-хлоритовый апобазальтовый сланец; 5 – габбро оливин-пироксен-амфиболовое первой фазы когтахского интрузивного комплекса ($Є_2$); 6, 7 – кварцевый монцонит, кварцевый латит второй фазы когтахского интрузивного комплекса ($Є_2$); 8 – кварц-альбит-серицитовый метасоматит; 9, 10 – гранодиорит мартайгинского интрузивного комплекса (O–S); 11, 12 – дацитовый, риолитовый порфир палатнинского (быскарского) вулканического комплекса (D_{1-2}).

Литература

Алабин Л.В. Кундат-Кундусуюльская золоторудная зона – крупнообъемный объект в Кузнецком Алатау // Проблемы золотоносности Южной Сибири. Новокузнецк, 2001. С. 17–31.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных луг. М.: Наука, 1988. 248 с.

Булынников А.Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд-во ТГУ, 1948. 299 с.

Горяинов С.В. Закономерности размещения золотосульфидного оруденения олимпиадинского типа (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. № 2. С. 80–90.

Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А.и др. Золоторудные гиганты России и Мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н. и др. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971. 352 с.

Сыроватский В.В. Состав и элементы – примеси самородного золота Ортон-Федоровской золоторудной зоны // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири: Тр. Зап.-Сиб. отд. ВМО. Новосибирск, 1974. Вып. 1. С. 122–127.

Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В. Геологическое строение и прогнозная оценка Федоровского золоторудного месторождения Горной Шории // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск: ТПУ, 2000. С. 200–204.

ВОЗРАСТ МАРТАЙГИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА И СВЯЗАННОГО С НИМ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Л.В. Алабин, В.П. Бондаренко, О.В. Кудашкина
ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск

В современных корреляционных схемах магматизма Алтае-Саянской складчатой области возраст мартайгинского интрузивного комплекса и его формационных и возрастных аналогов – таннуольского, ольховского индексируется средним кембрием (Региональные схемы корреляции ..., 1999; Корреляция магматических и метаморфических комплексов ..., 2000; Схемы межрегиональной корреляции ..., 2002). Гранитоиды этого комплекса играют важную индикаторную роль в геологической и геодинамической истории развития складчатой области, так как их внедрение обусловливает стабилизацию подвижных тектонических структур (Кузнецов и др., 1971). Кроме того, с ними пространственно, во времени и генетически связаны промышленные месторождения золота (Центральное, Комсомольское, Берикульское и др.). Поэтому выяснение возраста гранитоидов мартайгинского комплекса имеет большое научное и практическое значение, особенно при составлении тектонических, металлогенических и прогнозных карт.

Интрузивные массивы мартайгинского гранитоидного комплекса располагаются в северной части Кузнецкого Алатау, в так называемой Мариинской тайге. Они размещаются среди венд-нижнекембрийских и среднекембрийско-ордовикских вулканогенно-осадочных отложений. Первую петрографическую и петрологическую характеристику они получили в работе руководителя и одного из организаторов кафедры петрографии Томского государственного университета профессора А.Я. Булынникова (1933). Своего научного и практического значения эта работа не утратила до настоящих дней. Обсуждая возраст золотоносных интрузивов, А.Я. Булынников относил их образование к каледонской фазе орогенических движений «...конца силура, с которой связывают интрузию гранитов, адамеллитов, монцонитов и диоритов, служащих материнской формацией для золоторудных образований области» (Булынников, 1933, с. 269).

Позже А.Л. Додин (1956) золотоносные гранитоиды Мариинской тайги выделил в мартайгинский комплекс. Он подчеркивал, что нижний предел возраста интрузивов комплекса устанавливается прорывом ими вулканогенно-осадочных пород до ордовика включительно. Верхний предел возраста определяется наличием галек гранитоидов комплекса в конгломератах нижнего девона.

Детальные исследования одного из авторов статьи в процессе геологических съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000 и последующее тематическое изучение отдельных интрузивных массивов и комплекса в целом (Алабин, 1959, 1966$_1$) подтвердили выводы А.Я. Булынникова и А.Л. Додина о посттремадокском – донижнедевонском возрасте магматических пород мартайгинского комплекса. Более того, автором впервые начаты систематические иссследования изотопного K-Ar датирования возраста интрузивов мартайгинского комплекса и связанного с ним золотого оруденения. В 1965–1966 гг. отобраны 6 образцов из гранодиоритов и плагиогранитов Центральнинского, 3 образца из сиенитодиоритов Дудетского, 2 образца гранодиоритов и плагиогранита из Ольгинского и 1 образец гранита из Федотовского интрузивных массивов мартайгинского комплекса. По биотитам из этих образцов был определен радиологический возраст K-Ar методом в лаборатории абсолютного возраста Западно-Сибирского геологического управления и сделан один контрольный анализ в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР (Алабин, 1966$_2$). Радиологический возраст интрузивов соответствует 482–430 млн лет. Лишь изотопный возраст гранитоидных пород Центральнинского интрузива по биотиту из первого образца отвечал 410 млн лет, из шестого – 546 млн лет. Повторное петрографическое исследование биотитов этих образцов показало признаки хлоритизации первого из них и гидротермальное изменение с образованием иголочек рутила шестого, что и привело к омоложению и удревнению радиологического возраста образцов. Биотиты этих образцов отличаются от остальных и по химическому составу (Алабин, 1966$_2$).

В 1989–1990 гг. нами были повторно отобраны образцы из Центральнинского гранитоидного интрузива, в центральной части которого располагаются, по А.Я. Булынникову (1933, с. 272), «...рудные жилы Центрального, Октябрьского и Лотерейного месторождений...»; и из Уйбатского плутона, с которым ассоциирует крупное Сорское молибденовое кварцево-жильное и штокверковое месторождение. Калий-аргоновое датирование гранодиоритов и гранитов названных плутонов по биотиту и роговой обманке показало 486–465 млн лет; околорудноизмененных пород (березитов) из контактов с кварцевыми золото-сульфидными жилами Цен-

трального месторождения по серицитам – 462 млн лет. Независимое рубидий-стронциевое датирование молибденовой минерализации Сорского месторождения – 451 + 1–9,7 млн лет (Рихванов и др., 1990).

Новые определения радиологического возраста Центральнинского гранитоидного массива, выполненные в 1998–1999 гг. по образцам гранодиоритов, отобранных из глубоких горизонтов в капитальных горных выработках, и проанализированные нами в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН калий-аргоновым методом, показали по биотиту 486 млн лет, по роговой обманке – 474 млн лет; Федоровско-Талановского гранитоидного интрузива по роговой обманке из гранодиорита – 480 млн лет, околорудноизмененного гранодиорита (березита) в контакте с золото-сульфидно-кварцевой жилой по серициту – 480 млн лет; Кундатского гранитоидного интрузива из околорудноизмененного гранодиорита (бере-зита) в контакте с золото-сульфидно-кварцевой жилой (Верхотурское месторождение) по серициту – 445 млн лет.

Во-первых, проведенные исследования гранитоидных интрузивов мартайгинского комплекса и связанного с ними золотого оруденения однозначно указывают на их ордовик-силурийский возраст, что полностью подтверждает вывод А.Я. Булынникова (1933) о формировании их в орогеническую фазу (O–S) каледонской складчатости. Во-вторых, четко устанавливается – чем длительнее (486–430 млн лет) формируются интрузивы этого комплекса (Центральнинский, Дудетский, Кундатский и др.), тем глубже и интенсивнее проявляется дифференциация магматического расплава и ассимиляция им вмещающих пород. Внедрение происходит в несколько фаз, а интрузивы имеют «пестрый» петрографический состав. С длительно формирующимися и глубоко дифференцированными интрузивами связано богатое промышленное золотое оруденение. Эти же явления характерны и для Уйбатикого плутона, с которым ассоциирует Сорское молибденовое месторождение (Сотников и др., 2001).

При одноактном внедрении интрузивов комплекса и, как следствие этого, малой разобщенности или отсутствия разобщенности во времени кристаллизации расплава и проявления процессов гидротермального рудообразования формируются малые по размерам месторождения золота. Примером этому может служить Федоровско-Талановский интрузив (480 млн лет по роговой обманке) и связанное с ним одноименное, малое по разведанным запасам (C_1+C_2=9,2 т) золото-скарновое месторождение (480 млн лет по серициту).

Одновременно и параллельно с нашими исследованиями радиологического возраста гранитоидов мартайгинского комплекса и связанного с ним золотого оруденения K-Ar методом было выполнено независимыми авторами и, главное, независимым Rb-Sr методом изучение возраста золоторудных месторождений Мариинской тайги в Кузнейком Алатау, генетически связанных с мартайгинским интрузивным комплексом (Трошин, Гребенникова и др., 1999). Исследования названных авторов кварц-кальцит-пиритового и кварц-пирит-сфалеритового составов золото-сульфидно-кварцевых жил Центрального месторождения показало 458 ± 4 млн лет. Обращает внимание близкая сходимость результатов определения радиологического возраста золотого оруденения Центрального золоторудного месторождения полученных независимыми методами: Л.В. Алабиным, Ю.А. Калининым (1999) K-Ar методом по серициту из непосредственного контакта березита с золото-сульфидно-кварцевой жилой Центральной – 462 млн лет; Ю.П. Трошиным, В.И. Гребенщиковой и др. (1999) Rb-Sr методом по золото-сульфидной ассоциации других жил этого же месторождения – 458+4=462 млн лет. По данным названных авторов радиологический возраст золото-сульфидно-кварцевых жил Гавриловского месторождения 472±10 млн лет; Комсомольского – 444±4 млн лет Ю.П. Трошин и др. (1999) также подчеркивают, что в Кузнецком Алатау образование гидротермальных золото-сульфидно-кварцевых жил происходило в ордовике – силуре. Близкий геологический и радиологический возраст имеют формационные аналоги мартайгинского комплекса – таннуольский в Туве и ольховский в Восточном Саяне (Алабин, Калинин, 1999).

Согласно геологическому и радиологическому датированию интрузивные массивы мртайгинского комплекса формировались в заключительную токонскую орогенную фазу (O–S) каледонской складчатости, или, говоря другими словами, в коллизионной геодинамической обстановке.

В заключение следует еще раз обратить внимание исследователей на недостаточно обоснованное положение мартайгинского золотоносного комплекса и связанного с ним промышленного золотого оруденения в региональных схемах корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области с индексом $Є_2$. Правильное представление на основе геологического и изотопного K-Ar и Rb-Sr датирования возраста интрузивных массивов мартайгинского комплекса и связанного с ними промышленного золотого оруденения, а также возраста его формационных аналогов имеют чрезвычайно важное значение для уточнения истории геологического, тектонического, геодинамического и металлогенического развития регионов Алтае-Саянской складчатой области и прогнозирования в них промышленных месторождений золота.

Литература

Алабин Л.В. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау // Вестник Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений. 1959. Вып. 3. С. 50–59.

Алабин Л В К геологии, петрологии и геохимии Кундатского гранитоидного массива (Кузнецкий Алатау) // Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири: Тр. ТГУ. Т. 186 1966_1. С. 19–30.

Алабин Л.В. О возрасте мартайгинского гранитоидного комплекса и связанного с ним оруденения (Кузнецкий Алатау) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1966_2. № 12. С. 122–127.

Алабин Л.В., Меленевский В.Н., Павлова Л.К. и др. Калий-аргоновое изотопное датирование рудоносных гранитоидов Кузнецкого Алатау // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тезисы докл. Всесоюзн. совещ. Киев, 1990. С. 170–171.

Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 237 с.

Булынников А.Я. Золоторудные формации Кузнецкого Алатау // Сборник по геологии Сибири. Изд. Зап.-Сиб. Геол. треста. Томск, 1933. С. 268–294.

Додин А.Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории // Информационный сборник. ВСЕГЕИ. М.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 53–64.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.

Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н. и др. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М: Наука, 1971. 352 с.

Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1999. 260 с.

Рихванов Л.П., Ершов В.В., Плюснин Г.С. и др Изотопное датирование рудно-магматических систем центральной части Алтае–Саянской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тезисы докл. Всесоюзн. совещ. Киев, 1990. С. 137–140.

Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СИИГГИМС, 2002. 178 с.

Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Сандимирова Г.П. и др. Новые данные по рубидий-стронциевому возрасту золоторудных месторождений Кузнецкого Алатау // Докл. АН. 1999. Т. 365, № 1. С. 108–111.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ, ИХ ЭВОЛЮЦИЯ И РУДОНОСНОСТЬ

Ю.С. Александровский, О.Ю. Перфилова
ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», г. Красноярск

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) принадлежит к числу регионов, где на протяжении всего палеозоя и части мезозоя очень широко и неоднократно проявлялся гранитоидный магматизм (Гордиенко, 1978). В тектоническом плане уже в раннем палеозое регион имел мозаично-блоковое строение, а важной особенностью мозаичных областей, как отмечал А.А. Моссаковский и др. (1993), является широкое проявление разновозрастных генераций гранитоидов разных формационных типов – от плагиогранитов до калиево-натровых гранитоидов, объединявшихся Ю.А. Кузнецовым в формацию «батолитов пестрого состава».

В северной части Западного Саяна и смежных с ним районах Восточного Саяна вдоль Кандатской и Северо-Саянской зон глубинных разломов, в тесной пространственной ассоциации с офиолитами, распространены ранне-среднекембрийские интрузии майнского комплекса. При этом интрузии комплекса не выходят за пределы трога, сложенного породами типичной ассоциации альпинотипных офиолитов. Майнские плагиограниты, как правило, лейкократовые породы, состоящие из кварца, альбита или олигоклаза с небольшим количеством роговой обманки и (или) биотита. Плагиограниты отличаются очень высоким (до 75 %) содержанием кремнезема и низкой щелочностью при очень низких (обычно менее 1%) содержаниях калия. По Л.В. Таусону (Таусон, 1977), плагиограниты комплекса рассматриваются как производные толеитовых магм («мантийные гранитоиды») или гранитоиды М-типа по классификации Чапела, с которыми парагенетически связано золотое и медное оруденение. Положение фигуративных точек составов пород комплекса на диаграмме Романовского также свидетельствует о потенциальных перспективах генетически связанного с ними халькофильного оруденения и подтверждает мантийное происхождение исходного расплава.

Очень широким распространением в регионе пользуются среднекембрийские гранитоиды ольховского, таннуольского, мартайгинского и когтахского комплексов. Внедрение этих гранитоидов андезитового ряда, по Л.В. Таусону (1977), или I-типа, по Чаппелу, происходило в тыловых частях зрелых вулканических островных дуг. Этими гранитоидами сложены, как правило, крупные лополитообразные пластовые интрузии мощностью до 2,5 км. По современным представлениям эти породы являются производными магм мантийного происхождения. Среднекембрийские гранитоиды представлены разнообразными по составу породами (ранние фазы внедрения – габбро, габбродиориты, диориты, тоналиты, кварцевые диориты, монцониты, завершающие фазы – гранодиориты, плагиограниты, биотитовые граниты). Хотя гранитоиды ольховского, таннуольского, мартайгинского и когтахского комплексов весьма непостоянны по составу, и их петрохимические характеристики варьируют в довольно широких пределах, породы всех перечисленных комплексов принадлежат к высоко- и весьма высокоглиноземистым породам умеренно-щелочного ряда калиево-натриевой серии (Na_2O/K_2O=1, 1–2,3). В целом они отличаются широким распространением такситовых текстур в породах ранних фаз внедрения, повышенными содержаниями TiO_2 и P_2O_5. В количествах в 2–3 раза ниже кларковых присутствуют Ni, Zn, Rb, а в количествах, в 2–5 раз превышающих кларк, – Cu, Zr, Ba, Sr и Th. На индикаторной диаграмме Л.С. Бородина, в координатах относительная кислотность – нормированная по кальцию щелочность, фигуративные точки составов пород этих комплексов образуют четкий тренд в поле составов известково-щелочной серии. На диаграмме K_2O – CaO фигуративные точки составов пород среднекембрийских комплексов, в отличие от маинского, попадают на тренд эволюции габбро-гранодиоритовой магматической ассоциации, включающей габбро, диориты и гранодиориты. На диаграмме Лью эти гранитоиды, так же как и майнские, попадают преимущественно в поле гранитоидов I-типа, редко переходного IS-типа. На генетических диаграммах они локализуются – в поле островных дуг, что свидетельствует о мантийном происхождении расплавов, хотя здесь не исключаются и процессы их последующей контаминации коровым веществом при перемещении расплава в верхние горизонты земной коры. С вышеупомянутыми гранитоидами пространственно и генетически связаны крупные месторождения золота, месторождения и проявления меди, титана, железа, фосфора.

Очень широкое развитие в пределах центральной части АССО имеют раннеордовикские синколлизионные гранитоиды нормальной и повышенной щелочности (тигертышский, беллыкский комплексы), а также средне-позднеордовикские постколлизионные гранитоиды повышенной щелочности (сиениты, граносиениты и плюмазитовые граниты), присутствующие в составе кутурчинского, буеджульского, шумихинского, юлинского, бугульминского, сархойского и, возможно, лутагского комплексов. Коллизионные гранитоиды, так же как

и постколлизионные, часто обладают повышенной щелочностью, особенно в апикальных частях, где они обогащены редкими элементами (олово, литий, рубидий, вольфрам, бериллий, фтор), водой и летучими компонентами, имеют высокую глиноземистость. По Л.В. Таусону (Таусон,1977), эти гранитоиды являются продуктами кристаллизации палингенных гранитоидных магм известково-щелочного ряда, а породы их апикальных частей возникли как конечные продукты глубинной дифференциации больших объемов расплава. В апикальных частях этих интрузивов широко проявлены позднемагматические и постмагматические метасоматические процессы. Характерно, что при большой площади интрузий синколлизионных гранитоидов они имеют сравнительно небольшую вертикальную мощность (1500–2500 м) и по форме приближаются к лакколито- и гарполитоподобным пластовым телам.

Постколлизионные гранитоиды повышенной щелочности (граносиениты, умеренно-щелочные граниты) средне-позднеордовикского возраста объединяются, как уже отмечалось, в целый ряд интрузивных комплексов, часть из которых, вероятно, является практически полными аналогами как по составу, так и по возрасту. Существуют данные о комагматичности этих гранитоидов с умеренно-щелочными эффузивами средне-позднеордовикского возраста (кошкулакская, тейская, имирская (?), большесырская свиты). Часто наблюдаются в различной степени эродированные вулканические постройки и вулканоплутонические структуры (эруптивные аппараты, кольцевые структуры, кальдеры обрушения и т.д.). С этими гранитоидами пространственно и гегнетически связан широкий спектр полезных ископаемых – молибден, рений, серебро, золото, висмут, вольфрам.

В центральной части Западного Саяна коллизионные процессы (столкновение Тувино-Монгольского микроконтинента и Сибирского кратона) наиболее широко проявились в раннем девоне и привели к формированию широко развитых здесь гранитоидов (джойский, или западно-саянский, бреньский, огнитский комплексы), являющихся формационными аналогами вышеописанных синколлизионных раннеордовикских тигертышского, беллыкского и других комплексов. Одновременно с ними несколько севернее, в пределах уже консолидированной к этому времени части континентальной окраины Сибирского кратона в зоне, сопряженной с зоной коллизии растяжения, в пределах современного Минусинского межгорного прогиба происходило формирование субвулканических гранитоидов раннего девона, входящих в состав многочисленных вулканических комплексов (тимиртасский, матаракский, горячегорский и др.). Генетическое родство раннедевонских вулканитов и гранитоидов подчеркивается их тесной пространственной ассоциацией, общностью химического состава эффузивных и гипабиссальных плутонических пород, а также состава и типоморфных особенностей акцессорных минералов.

Наиболее молодыми из известных в регионе гранитоидных образований являются щелочные рибекитовые граниты, имеющие позднепалеозойско-раннемезозойский возраст. Они представлены эгирин-рибекитовыми гранитами (иногда онгонитами и квальмитами, слагающими апикальные части интрузий) и связанными с ними пегматитами того же состава. Агпаитовые щелочные граниты объединяются в составе окуневского, улуг-танзекского, хайломинского комплексов. Образуют, как правило, мелкие штоки, линзы, дайки. Пространственное их размещение контролируется зонами глубинных разломов, в связи с чем эти интрузии локализованы преимущественно на границах различных блоков (микроплит). Главными минералами щелочных рибекитовых и эгирин-рибекитовых гранитов являются калиевый полевой шпат, кварц и натровые пироксены и амфиболы. Этим обусловливается повышенная щелочность гранитоидов при резком преобладании натрия над калием. Редкоэлементный состав гранитоидов отличается высоким содержанием циркония, тантала, редких земель и очень низким бария, стронция. Агпаитовые щелочные граниты замечательны тем, что апикальные части их обычно обогащены редкими землями и редкими металлами, что способствует превращению самих гранитов в значительные по запасам месторождения редкометалльного сырья. Эти гранитоиды, вероятнее всего, являются внутриплитными, типичными гранитоидами А-типа, возникшими в период тектоно-магматической активизации (континентальный рифтогенез), хотя вопросы о возрасте и самостоятельности большинства комплексов, включающих эти породы, до сих пор остаются дискуссионными. Не существует и единой точки зрения по вопросу о позиции щелочных гранитоидов, несущих специфическую редкометалльно-редкоземельную минерализацию. Некоторые исследователи выделяют щелочные гранитоиды в составе поздней фазы среднепалеозойских гранитоидов или сангиленского комплекса щелочных пород. В настоящее время в пределах Тувы и восточного Саяна обоснованно поставлен вопрос о целесообразности и необходимости выделять щелочные гранитоиды, несущие редкоземельно-редкометалльную минерализацию, в самостоятельную позднепалеозойско-мезозойскую формацию. Основаниями для выделения щелочных гранитов в самостоятельный комплекс могут служить: устойчивые ассоциации редкометалльных щелочных гранитоидов с поздними их дериватами щелочных аплитов и щелочных гранитных пегматитов, постоянное обособление щелочных гранитоидов в виде мелких штокообразных массивов, весьма специфические геохимические, петрохимические осорбенности, отличающие эти образования от петрографически сходных пород, ярко выраженная редкометалльно-редкоземельная специализация комплекса и характерные автометасоматические изменения, явно повышенная сумма щелочей (12–13%), резкое преобладание натрия над калием, увеличение отношений Nb/Ta; Zr/Rb; Ca/Al, осо-

бенности метасоматических процессов, сопровождающих становление щелочных гранитоидов.

В отношении генезиса формации щелочных гранитоидов существует две точки зрения: метасоматическое и магматическое происхождение. Первая заключается в том, что формирование щелочных гранитов, несущих редкометалльное оруденение, происходит в зонах долгоживущих разломов, на их пересечении со скрытыми разломами кристаллического фундамента, и, несмотря на свой типично интрузивный облик, эти породы имеют метасоматический генезис, в пользу чего свидетельствуют факты образования щелочных гранитоидов по различным породам субстрата под влиянием глубинных растворов. Либо они возникли за счет щелочноземельных и щелочных гранитов и сиенитов в зонах активизации под влиянием заместивших их глубинных растворов, которые поступали по разломам глубинного заложения. Характер редкометалльной минерализации при этом зависит от состава замещающихся растворами пород: по нефелиновым и щелочным сиенитам образуются щелочные метасоматиты с редкими землями при резко подчиненном значении тантала, ниобия, циркония; по кварцевым сиенитам, нордмаркитам – также метасоматиты с редкоземельной минерализацией, но с большим значением тантала, ниобия, циркония; по щелочноземельным гранитам – ниобий, с подчиненным значением тантала, циркония, редких земель; по щелочным рибеукитовым аляскитовым гранитам – тантал, ниобий, с подчиненным значением других компонентов; по аляскитовым щелочноземельным гранитам – тантал, олово, меньше – ниобий, цирконий. Учитывая, что щелочные гранитоиды с редкометалльно-редкоземельной минерализацией пространственно приурочены к разломам глубинного заложения, можно предполагать, что источники растворов, преобразующих субстрат и несущих рудные компоненты, располагаются на значительных глубинах.

Вторая точка зрения предполагает, что щелочные граниты непосредственно кристаллизовались из богатых щелочами расплавов. В частности, Л.В. Таусон (Таусон, 1977) полагает, что щелочные агпаитовые граниты являются самыми поздними дифференциатами базальтоидных магм, о чем свидетельствуют их минералого-геохимические особенности.

Эволюция фанерозойского гранитоидного магматизма во времени происходила по схеме: плагиограниты толеитового ряда – гранитоиды андезитового ряда – гранитоиды латитового ряда – субщелочные гранитоиды-щелочные агпаитовые граниты. В этом ряду отчетливо видно от раннего кембрия к мезозою возрастание щелочности при возрастании роли калия. Со временем в гранитоидах резко увеличивается содержание редких земель и редких металлов, равно как и сопутствующих летучих компонентов. Если с ранне-среднекембрийскими толеито-выми гранитами связаны медь и золото, со средне-кембрийскими золото, полиметаллы, то с более молодыми плюмазитовыми, латитовыми, агпаитовыми умеренно-щелочными и щелочными гранитоидами связан разнообразный спектр редких и редкоземельных элементов. В этих гранитоидах широко проявились автометасоматические процессы, которые привели к перерас-пределению и концентрации олова, вольфрама, молибдена, бериллия, тантала, ниобия, лития, рубидия, фтора. Редкие земли, как уже отмечалось, наиболее присущи щелочным эгирин-рибекитовым гранитам. Следует отметить, что подобные умеренно-щелочные граниты с подобной, но рассеянной минерализацией присутствуют в завершающих фазах формирования ордовикских и девонских гранитоидов. При этом, как известно, потенциальная рудоносность редкометалльных гранитоидов, главным образом, определяется масштабами и интенсивностью процессов дифференциации гранитоидных расплавов при становлении интрузий и возможностями концентрирования редких элементов в остаточных расплавах при обилии летучих.

Литература

Моссаковский А.А., Руженцев С.В. и др. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 219 с.

ПОВЕДЕНИЕ ЭПГ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СОСТАВА ХРОМИТИТОВ В ГИПЕРБАЗИТАХ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В.В. Велинский, М.П. Гора
Институт геологии СО РАН, г. Новосибирск

Несмотря на обширную информацию о геохимии элементов платиновой группы (ЭПГ) в горных породах, относящихся к различным магматическим формациям, вопрос о поведении их в гипербазитах офиолитовых комплексов освещен не в полной мере. Это в первую очередь относится к зависимостям, связывающим распределение платиноидов в хромититах, на что справедливо указали авторы, рассмотревшие проблему платинометалльной минерализации зональных ультраосновных и коматиитовых массивов (Лазаренков, Малич, Сахьянов, 1992). Данный вопрос имеет практическое значение, т.к. давно установлено, что в ультрамафитах поведение платиноидов зависит от содержания в них хрома и магния (Юшко-Захарова, 1975), а повышенные содержания ЭПГ в альпинотипных гипербазитах приурочены обычно к хромититам.

Вместе с тем хорошо известно, что не во всех хромититах платинометалльная минерализация имеет место, поэтому разбраковка хромититов по степени их платиноносности относится к числу выделения поисковых критериев с использованием для этих целей состава вмещающих ЭПГ образований. Практически решение вопроса сводится к выявлению корреляционных связей между особенностями состава хромититов и содержанием в них различных элементов платиновой группы. Выполнение задачи до последнего времени затруднялось отсутствием достаточного количества аналитических данных. В настоящий момент такая возможность появилась в связи с опубликованием материалов по изучению минералов платиновой группы в альпинотипных ультрамафитах (Дмитренко, 1994). В указанной работе исследовано распространение ЭПГ в массивах Корякии, Урала и Монголии, что дает возможность на обширном региональном материале проследить закономерности в распределении ЭПГ в хромититах и установить те зависимости в поведении платинометалльной минерализации, которыми определяется это распределение.

Методика обработки аналитического материала

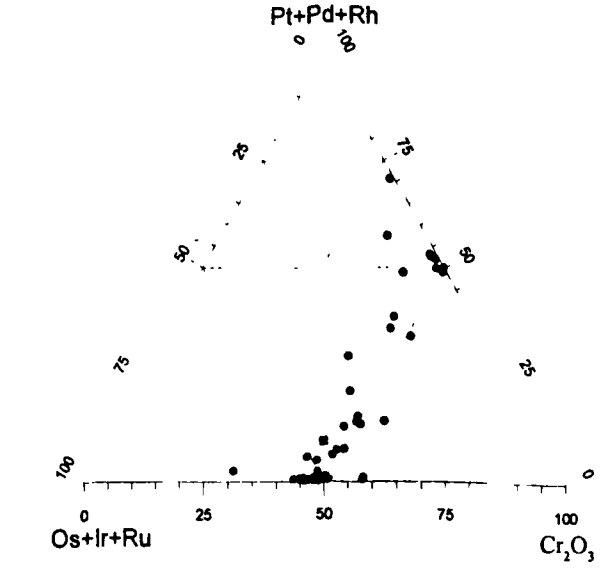
Для решения поставленной задачи по данным, приведенным в работе Г.Г. Дмитренко (1994), были составлены выборки из анализов, одновременно содержащих самородные металлы и их сплавы (79 анализов) и сульфиды, сульфоарсениды и арсениды (67 анализов). Методами математической статистики выявлялись корреляционные связи средних составов минералов платиновой группы (отдельно для самородных металлов и сплавов и отдельно для сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов) с различными компонентами хромитов (с содержанием в хромитах Cr_2O_3, MgO, Al_2O_3 и коэффициентом железистости минералов). Расчет средних значений элементов платиновой группы проводился следующим образом. В работе Г.Г. Дмитренко для одного анализа хромита в хромитите приводится несколько значений составов МПГ. Например, для образца 118 хромитита из поля однородных гарцбургитов Красногорского массива выполнено 37 анализов минералов платиновой группы, из которых: 6 – рутениридосминов, 4 – осмирида, 17 – лауритов и 10 – ирирситов. В дунитах же из этого массива (обр. 13) приведены 10 анализов, из них 4 – рутениридосмина, 2 – осмирида, 1 – лаурита, 1 – ирарсита и 2 – изоферроплатины. На базе этих данных подсчитывались средние содержания отдельно для сплавов и самородных металлов и отдельно для сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов. Так, в образце 118 для сплавов значение среднего содержания рассчитывалось по 10 составам, а в образце 13 – по 8 составам и т.д. Полученные таким образом средние значения по группам элементов наносились на диаграммы и учитывались в корреляционном анализе.

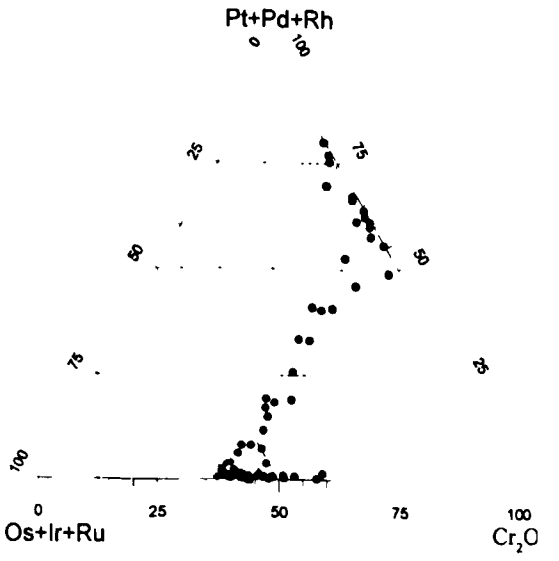
Результаты корреляционного анализа и их обсуждение

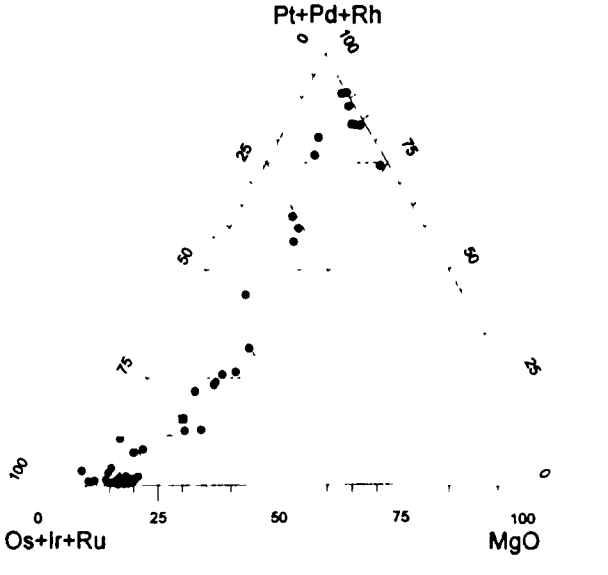
Как уже упоминалось выше, генеральная закономерность в распределении ЭПГ в зависимости от состава вмещающих их пород связана с содержанием в последних окисей магния и хрома. Из рис. 1 и 2 видно, что эта закономерность выдерживается и для системы хромитит – ЭПГ. Она прослежена для групп Os–Ir–Ru и Pt–Pd–Rh – ассоциаций элементов, наиболее характерных для альпинотипных гипербазитов. При этом платиноиды в хромититах встречаются как в виде самородных элементов и интерметаллидов, так и в форме сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов. Поэтому ниже даны результаты корреляционного анализа по каждому типу минерализации.

Самородные металлы ЭПГ и их сплавы, преобладающие в ультрамафитах альпинотипных гипербазитов, обычно представлены рутениридосминами с различным соотношением входящих в них элементов и часто сопровождаются платиной и ферроплатиной. Эта особенность платинометалльной минерализации альпинотипных гипербазитов является доказанной, подтверждена результатами исследований многих авторов и общепризнана.

Характер и значения парных коэффициентов линейной корреляции металлов и сплавов ЭПГ между собой







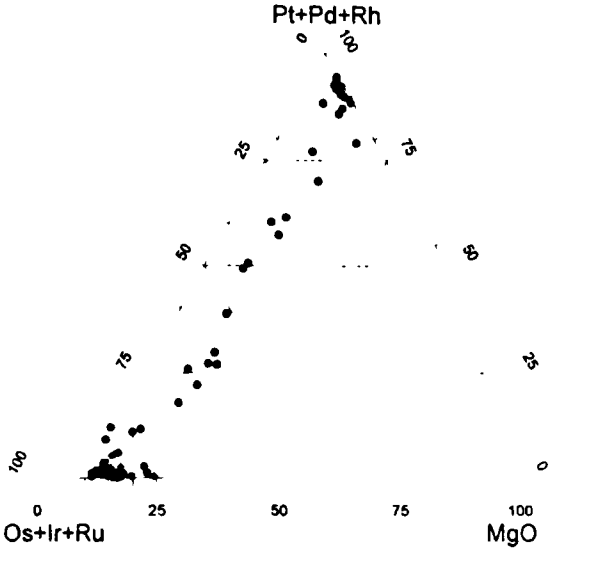


Рис 1. Характер корреляции концентраций ЭПГ (сплавы + самородные элементы) с содержанием в хромитах хромититов Cr_2O_3, MgO (мас.%) и величиной коэффициента железистости минерала

Рис. 2 Характер корреляции концентраций ЭПГ (в сульфидах, сульфоарсенидах, арсенидах) с содержанием в хромитах хромититов Cr_2O_3, MgO (мас.%) и величиной коэффициента железистости минерала

и с компонентами хромитов иллюстрируют рис. 1 и данные табл. 1. Анализ их показывает, что эти взаимоотношения сложные и неоднозначные. Наиболее полно связь всех ЭПГ устанавливается с содержанием в хромитах MgO и коэффициентом железистости хромовых руд (F). Для триады Os–Ir–Ru показательна сильная положительная корреляция с MgO и отрицательная с F. При наличии в рудах элементов триады Pt–Pd–Rh зависимости обратные, т.е. с MgO они связаны отрицательной корреляцией, а с железистостью хромита – положительной. С содержанием Cr_2O_3 в хромитах зависимость распределения отдельных платиновых металлов носит более избирательный характер и отмечается только для Os, Ir, Pt, а с остальным ЭПГ – статистически не значима для 95%-ного порога вероятности. При этом связь металл – Cr_2O_3 положительная у Os и Ir и отрицательная у Pt. С Al_2O_3 положительно коррелируется только Ru, остальные ЭПГ с глиноземом хромитов связи не обнаруживают. Как видно на рис. 1, для сплавов и самородных металлов в целом распределение ЭПГ регулируется определенным пределом содержаний в хромитах MgO, так и Cr_2O_3, которые составляют для первого 5–15 мас.%, а для второго – 40–65 мас.%.

Между собой в этой группе ЭПГ отмечается связь с большинством элементов (кроме Ru) только у Os и имеет положительный знак с Ir и отрицательный – с элементами триады Pt–Pd–Rh. Платина коррелируется со всеми элементами Os–Ir–Ru и не обнаруживает зависимости от распределения Pd и Rh. Последнее следует подчеркнуть, т.к. в расслоенных мафит-ультрамафитовых массивах обычно наблюдается сильная положительная корреляция между Pt и Pd (Юшко-Захарова, 1975).

В сульфидах, сульфоарсенидах и арсенидах взаимоотношения ЭПГ с составом хромитов в целом подобные тем, что и для группы самородных элементов и сплавов, но имеют и свою специфику (рис. 2, табл. 2). Это, в первую очередь, касается того, что ни с одним из параметров состава хромитов не устанавливается связей всех элементов платиноидов. Так, с содержанием MgO в хромитах наблюдается прямая связь с Os и Ru, а с Ir она отсутствует. В триаде Pt–Pd–Rh отрицательной зависимостью связаны только Pt и Pd, а распределение Rh не зависимо от поведения в хромитах окиси магния. С коэффициентом железистости хромитовых руд изменения поведения ЭПГ в сульфидах аналогичны тем, которые наблюдаются у самородных металлов и сплавов, но для сульфидов у Ir с F нет значимых связей. Зато с содержанием в хромитах Cr_2O_3 корреляция между окислом и ЭПГ такая же (ср. табл. 1, 2), а с Al_2O_3 коррелируется не только Ru, но и Pt (отрицательно).

Между собой элементы платиновой группы в сульфидах, сульфоарсенидах и арсенидах также имеют несколько иные связи. Если в сплавах и самородных металлах почти со всеми элементами имеет значимый характер взаимоотношений осмий, то в сульфидной минерализации таким элементом является рутений, который положительно коррелируется с Os, а со всеми остальными элементами – отрицательно. Платина тесно связана обратными зависимостями с триадой Os–Ir–Ru, Pd и Rh – с Os и Ru и положительно – Rh с Pd. Характерно, что содержания Pt и Pd в сульфидной фазе между собой, как и в вышеописанной группе, также не коррелируются.

Установленный характер взаимосвязей содержаний ЭПГ с составом хромитов дал возможность построить графики, отражающие связи распределения для отдельных триад ЭПГ, встречающихся в альпинотипных ультрамафитах, с изменением главных компонентов состава хромитовых руд. Они представлены на рис. 1 и 2 и наглядно иллюстрируют характер этих связей.

На рис. 1 показана зависимость распределения рутениридосминов и триады Pt–Pd–Ru от колебания во вмещающих их хромитах содержаний Cr_2O_3, MgO и величины коэффициента железистости, с которыми, как показано выше (см. табл. 1, 2), коррелируются отдельные элементы платиновой группы как в сплавах и самородной форме, так и в сульфидах. При анализе рассматриваемых графиков обращает на себя внимание, в первую очередь, довольно широкий диапазон колебаний содержаний ЭПГ от изменения связанных с ними параметров. Однако, как показал регрессионный анализ, разброс этот не выходит за рамки двойной величины стандартного отклонения и входит в пределы доверительного интервала для прямой регрессии.

Учитывая это, следует подчеркнуть значимые положительные связи триады Os–Ir–Ru с содержаниями в хромитах Cr_2O_3 и MgO и отрицательную – с железистостью (табл. 3). Для триады Pt–Pd–Rh подобные корреляции носят противоположный характер и имеют отрицательный знак с Cr_2O_3 и MgO и положительный – с коэффициентом железистости. В целом для платиноидов, представленных самородными фазами и сплавами, связь наблюдается только с содержанием в хромитах трехокиси хрома; с MgO и железистостью корреляция отсутствует, что обусловлено различным характером связей с этими параметрами состава хромитов в триаде Os–Ir–Ru и Pt–Pd–Rh.

В группе сульфидов платиноидов взаимоотношения ЭПГ с составом хромитов аналогичны вышеописанным, что хорошо видно на рис. 2.

Установленные закономерности в поведении ЭПГ внутри выделенных групп дают возможность просле-

Таблица 1

Значения выборочных парных коэффициентов линейной корреляции ЭПГ (самородные и сплавы) между собой и элементами состава хромитов ($n = 79$, $r_{01} = 0{,}298$, $r_{05} = 0{,}226$)

Элемент	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	Rh	Cr_2O_3	MgO	Al_2O_3	F
Os	–	0,436	–	–0,720	–0,274	–0,380	0,521	0,728	–	–0,727
Ir	0,436	–	–	–0,566	–	–	0,461	0,500	–	–0,506
Ru	–	–	–	–0,652	–	–0,302	–	0,480	0,274	–0,484
Pt	–0,720	–0,566	–0,652	–	–	–	–0,577	–0,756	–	0,764
Pd	–0,724	–	–	–	–	–	–	–0,388	–	0,285
Rh	–0,380	–	–0,302	–	–	–	–	–0,358	–	0,382

Таблица 2

Значения выборочных парных коэффициентов линейной корреляции ЭПГ (сульфиды, сульфоарсениды, арсениды) между собой и элементами состава хромитов ($n = 67$, $r_{01} = 0{,}320$, $r_{05} = 0{,}243$)

Элемент	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	Rh	Cr_2O_3	MgO	Al_2O_3	F
Os		–	0,486	–0,614	–0,307	–0,446	0,312	0,566	–	–0,555
Ir	–	–	–0,293	–0,354	–	–	0,300	–	–	–
Ru	0,486	–0,293	–	–0,644	–0,367	–0,464	–	0,447	0,278	–0,422
Pt	–0,614	–0,354	–0,644	–	–	–	–0,384	–0,656	–0,322	0,623
Pd	–0,307	–	–0,367	–	–	0,720	–	–0,270	–	0,297
Rh	–0,446	–	–0,464	–	0,720	–	–	–	–	0,276

Таблица 3

Значения выборочных парных коэффициентов линейной корреляции триад Os–Ir–Ru и Pt–Pd–Rh в сплавах + самородных металлах и сульфидах, сульфоарсенидах, арсенидах с составом хромитов (n=67, r_{01} = 0,320, r_{05} = 0,243)

Фазовый состав	Cr_2O_3	MgO	F
Os+Ir+Ru сплавы+самородные металлы	0,588	0,820	–0,821
Pt+Pd+Rh сплавы+самородные металлы	–0,574	–0,791	0,787
Os+Ir+Ru Сульфиды	0,420	0,661	–0,613
Pt+Pd+Rh Сульфиды	–0,413	–0,675	0,653

Таблица 4

Значения выборочных парных коэффициентов линейной корреляции ЭПГ между собой в выборке сплавы+самородные металлы – сульфиды, сульфоарсениды, арсениды (n = 56, r_{01} = 0,348, r_{05} = 0,265)

Сплавы+самородные металлы	Сульфиды							
	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	Rh	Os–Ir–Ru	Pt–Pd–Rh
Os	0,424	–	0,347	–0,588	–0,277	–0,283		
Ir	–	–	–	–0,358	–	0,295		
Ru	0,347	–	0,312	–0,389	–	–		
Pt	–0,588	–0,358	–0,389	0,758	–	–		
Pd	–0,277	–	–	–	–	0,314		
Rh	–0,287	0,295	–	–	0,314	0,538		
Os–Ir–Ru							0,720	–0,720
Pt–Pd–Rh							–0,780	0,780

дить зависимость в изменении содержаний отдельных элементов платиноидов между собой при сравнении состава их в самородных фазах + сплавах и в форме сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов. Результаты такого анализа приведены в табл. 4 и на рис. 3. Из приведенных данных видно, что в сравниваемых группах одноименные платиноиды попарно (Pt–Pt, Os–Os и т.д.) в большинстве своем положительно коррелируются довольно четко и с высокой степенью вероятности, отвечающей 95–99%-ному порогу. В то же время такие элементы, как Ru и Pd на этом фоне выделяются отсутствием значимых связей. Характер зависимостей содержания платиноидов в сплавах – самородных металлах и сульфидах – отражен в табл. 4. Они в определенной мере перекликаются с данными табл. 1 и 2, но имеют и свою специфику. Почти со всеми другими платиноидами (кроме Ir) коррелируется Os, а платина – только с элементами триады Pt–Pd–Ru (обратные связи), остальные же платиноиды между собой обнаруживают связь выборочно. В целом же закономерность выражается в том, что внутри триад Os–Ir–Ru и Pt–Pd–Rh элементы коррелируются с положительным знаком, а между триадами – с отрицательным.

Эта зависимость четко проявляется при сравнении триад ЭПГ в сплавах и сульфидах и характеризуется высокой, на уровне 99,9%-ного порога вероятности, величиной коэффициента линейной корреляции (см. табл. 4). Из анализа данных табл. 4 и рис. 3 наряду с отмеченным необходимо подчеркнуть прямые связи содержаний как отдельных элементов платиноидов, так и их триад, которые устанавливаются между самородными металлами + сплавами и сульфидами (то же и для суммы элементов группы железа).

Данное обстоятельство, по-видимому, имеет генетический смысл и может указывать на то, что сульфиды ЭПГ в альпинотипных ультрамафитах образуются за счет сульфуризации самородных металлов и их сплавов, как это рассматривают и другие авторы (Аникина, 1995). В соответствии с предлагаемой нами флюидно-гидротермальной моделью образования ЭПГ в гипербазитах офиолитов (Велинский, Павлов, 1999) источником серосодержащего флюида являются прорывающие ультрамафиты интрузивы габброидов. На более поздний, наложенный характер сульфидов в хромититах косвенно указывает и отрицательный знак коэффициентов корреляции между содержаниями элементов триады Pt–Pd–Rh с составом хромитовых руд и с элементами триады Os–Ir–Ru.

Проведенный корреляционный анализ поведения ЭПГ в хромитовых рудах офиолитовых ультрамафитов создает базу для прогнозирования и оценки объектов на поиски в пределах их платиноидной минерализации. При этом перспективными будут являться не сами ультрамафиты, а пространственно с ними связанные габброиды. Ультраосновные же породы, являясь геохимическим барьером для соединений платиноидов, в данном случае будут экраном, фиксирующим платиноидную рудную минерализацию флюидов магматического

очага основного состава. Сами же ультрамафиты могут представлять практический интерес только в тех случаях, когда они будут нести обильную сульфидную минерализацию, как это имеет место в известных офиолитах Западно-Австралийского пояса (Arndt, Nisbet, 1982).

Подводя итог проведенного исследования, отметим основные полученные результаты.

1. Распределение элементов платиновой группы в хромититах офиолитовых комплексов контролируется составом хромитовых руд и определяется содержанием в хромитах Cr_2O_3, MgO и железистостью. Для осмия, рутения и иридия эта связь положительная с окислами хрома и магния и отрицательная с коэффициентом железистости. С этими же компонентами платина, палладий и родий имеют обратный характер корреляции, т.е. с Cr_2O_3 и MgO – отрицательный, а с коэффициентом железистости – положительный.

2. Наблюдается четкая положительная корреляция с высоким порогом вероятности между распределением ЭПГ в форме сплавов и самородных металлов и сульфидов, что имеет генетический смысл и дает основание предположительно говорить об образовании сульфидов за счет сульфуризации содержащихся в хромитах самородных ЭПГ и их интерметаллидов под воздействием флюидов серы, генерируемых основными интрузиями офиолитов.

3. Выявленные закономерности в распределении ЭПГ в хромититах позволяют использовать их для прогнозной оценки на ЭПГ как хромититов, так и ассоциирующих с ультрамафитами габброидов.

Литература

1. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.
2. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975. 247 с.
3. Дмитренко Г.Г. Минералы платиновой группы альпинотипных ультрамафитов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 134 с.
4. Аникина Е.В. Платиноиды в хромовых рудах Полярного Урала. Сыктывкар: Изд-во Уральского отд. АН РФ, 1995. 38 с.
5. Велинский В.В., Павлов А.Л. Модель генезиса платиноидного оруденения в ультрамафитовых и мафитовых массивах. Проблемы металлогении юго-западной Сибири. Томск: ТГУ, 1999. С. 22–25.
6. Arndt N.T., Nisbet F.G. Komatiites. London, 1982. 520 p.

СРАВНЕНИЕ КИНГАШСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ДРУГИМИ ОБЪЕКТАМИ В СВЯЗИ С ТЕХНОЛОГИЕЙ ОБОГАЩЕНИЯ РУД

[1]О.М. Глазунов, [2]А.Г. Еханин, [3]И.Г. Резников
[1]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск,
[2]«Красноярскприродоресурсы», г. Красноярск,
[3]АО «Красноярскгеология», г. Красноярск, Россия

Кингашское месторождение является наиболее крупным объектом в новой Саянской никель-платиноносной провинции Ю. Сибири (по О. М. Глазунову, 1994, 2001). В период изучения месторождения выявились основные особенности его состава и структуры (Глазунов и др., 1981; 1996; Корнаков, Глазунов, Фролова, 1973; Еханин, Некос, Шведов, 1998; Еханин, 2000; Glazunov, Ekhanin, Prokopchuk, 1998; Глазунов, Валетов, Богнибов и др., 1999; Резников, Прохорова, Козырев, 2001; Шведов, Некос, Третьяков, 2001; Глазунов, 2001; Тарасов и др., 1996). В процессе разведки были обоснованы запасы и ресурсы месторождения по платиноидам, меди и никелю (Еханин, 2000; Резников и др., 2001). Только по платиноидам запасы оцениваются в 28.4 т при ср. содержании 0,54 г/т. Присутствие, кроме Ni и Cu, всех шести компонентов гр. Pt, а также Au и Ag, при хорошей технологии извлечения повышает ценность руд. В то же время остаются не ясными характер распределения и предпосылки извлечения ряда рудных элементов, и в том числе Ti, V, в разных типах руд, особенно в габброидах и амфиболитах.

Кингашский массив образует в плане крупную линзу (3000·700 м), сложенную ультраосновными породами и сопутствующими габбро. В разрезе массив выглядит как асимметричное лополитообразное тело с пологим (угол 40°) северным контактом, конкордантным кристаллизационной полосчатости вмещающей гнейсово-амфиболитовой толще архея, и линейно-столбчатым питающим каналом, расщеплённым на отдельные линзы и склонённым к юго-востоку. Массив состоит из нижнего ультраосновного мегаслоя и верхнего габбрового с промежуточным положением пироксенитов (рис. 1). Северо-западная часть массива замыкается в периклинальной складке мраморов, обрезается гравитационной ступенью, а также резко отрицательным магнитным полем Т. «Ныряющая» ЮВ часть фиксируется на глубине более 500 м обособленными резко суженными магнитными максимумами с высокой амплитудой магнитного поля.

На месторождении выделяются следующие типы руд пентландит-пирротин-халькопиритового состава: сидеронито-шлирово-вкрапленные, полосчато-флюидальные, брекчиево-жильные. Рудная вкрапленность рассеяна по всем горизонтам от верлитов до дунитов и др. пород. Максимальные скопления вкрапленности приурочены ближе к приподошвенной части разреза, с которыми совпадает максимум концентрации никеля (до 1 %) и хрома. Брекчиево-жильные руды локализуются в виде кососекущих жилоподобных тел. В срастании с пентландитом и пирротином интеркумулуса встречаются кубанит, никелин, гёрсдорфит, раммельсбергит, маухерит. Нередко на них накладываются маккинавит, борнит, халькозин, реже находятся самородная медь и железо, галенит и сфалерит. Вкрапленные руды образуют два горизонта, идущих параллельно контактам. В СВ горизонте преобладает пентландитовый тип руд с отдельным проявлением пирротин-халькопиритовых скоплений. Между горизонтами в поле габбро и пироксенитов выделяются преимущественно пирротиновые руды, среди которых встречаются пентландит-валлериитовый или валлериитовый типы руд. Ультраосновные породы, обогащённые сульфидами, повсеместно несут платиноидную минерализацию в виде зёрен до 0,5 мм или сгустковых скоплений в срастании с сульфидами. Из МПГ наиболее распространены в рудах меренскиит (Pd, Pt) $(Bi, Te)_2$, майченерит (Pd, Pt) BiTe, сперрилит $(PtAs)_2$, стибиопалладинит Pd_3Sb, реже встречаются мончеит (Pt, Pd)$(Te, Bi)_2$, соболевскит PtBi, котульскит Pd $(Te, Bi)_{1-2}$, фрудит $PbBi_2$ и др. С СВ горизонтом пентландитовых руд совмещается главный платиноносный «риф» Кингашского месторождения. В нижней части «рифа» по скв. 32, на инт. 114–142 м концентрация суммарной платины изменяется от 1,74 до 12,43 г/т (при среднем содержании 3,95 г/т). По простиранию по мере сужения «рифа» к ЮВ флангу количество ЭПГ снижается до 2,5 г/т. К подошве «рифа» уровень ЭПГ обычно возрастает. Отдельные пробы сливных жильных руд несут до 6 г/т (Pt+Pd) и до 1% Ni, а также самородное золото, электрум, кюстелит, гёссит, медистое и палладистое золото, аурикуприд и др. Часть отмеченных рудных минералов связаны с процессом метаморфизма.

Из всех медно-никелевых месторождений Кингашское ближе всего сопоставляется с Печенгой. Месторождения Кингаш и Печенгу сближают отсутствие субдукционных зон в архейском основании (табл. 1), формирование рудно-магматической системы (РМС) на зрелой коре континентального типа с инъекцией расплава недалеко от места генерации. Наблюдается также однотипное насыщение расплавами широких проницаемых полей с изменением состава по латерали от габбро-пи-

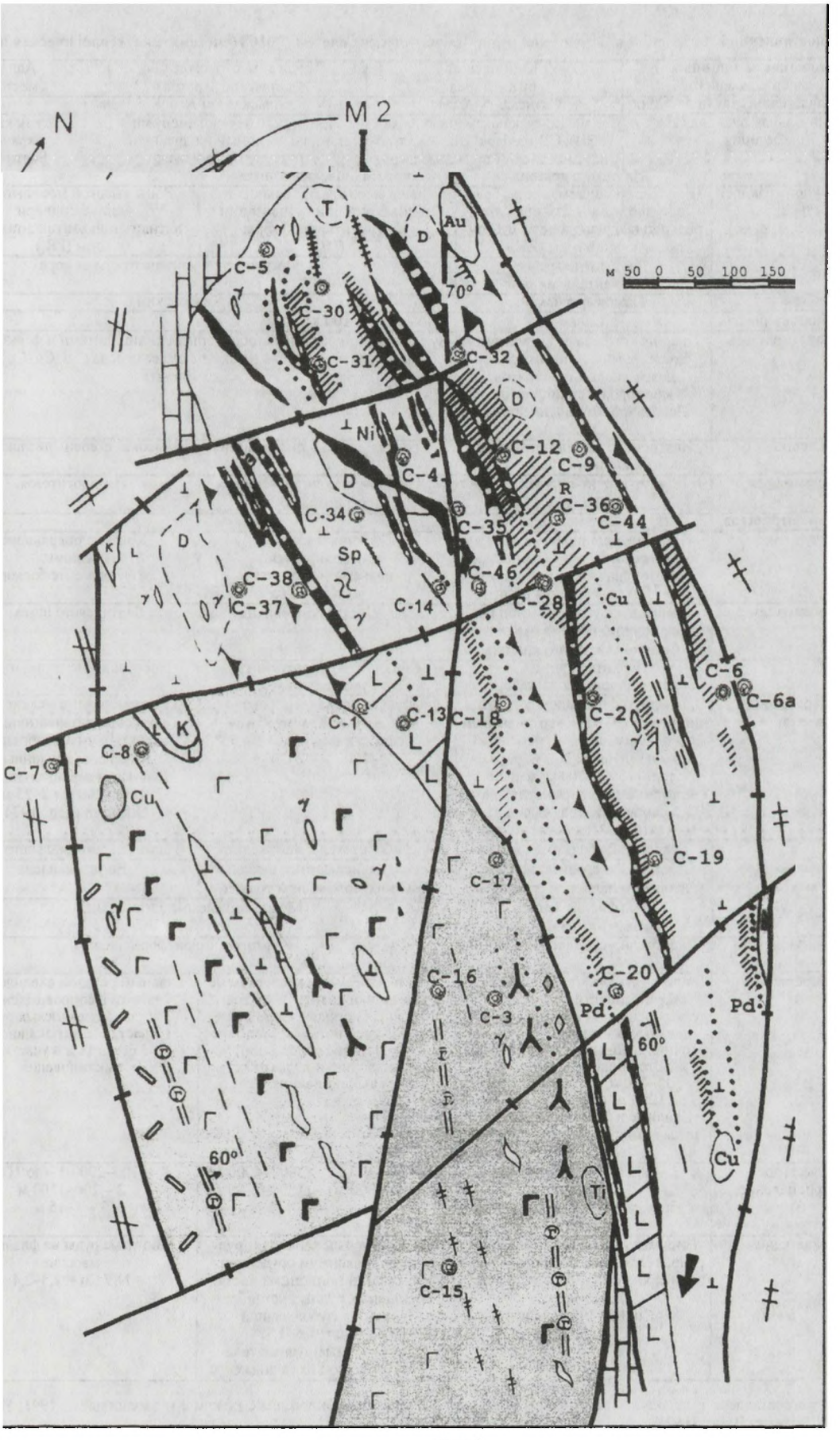

N
M 2
T
D
Au
C-5
C-30
C-31
C-32
70°
M 50 0 50 100 150
Ni
C-4
C-12
C-9
C-36
C-44
C-34
C-35
Sp
C-38
C-37
C-14
C-46
C-28
Cu
C-6
C-6a
C-1
C-13
C-18
C-2
C-8
C-7
Cu
C-19
C-17
C-16
C-3
C-20
Pd
Pd
60°
Cu
Ti
C-15
60°

Рис. 1

Таблица 1

Сопоставление Кингашской и Печенгской рудно-магматических систем (РМС) (систематика, геологическая позиция, состав)

Геологическая позиция месторождения	Кингашский рудный узел	Печенга (месторождения Ждановское, Восток)	Аллареченское месторождение
Металлогеническая провинция	Саянская Ni-Cu-Pd	Кольская Cu-Ni	Cu-Ni
Региональная теконическая позиция	Канский зеленокаменный пояс (КЗП). СВ геоблок. Шарыжалгайско-Енисейский террейн Северо-Азиатского кратона	Печенгский зеленокаменный пояс, наложенный на древнюю структуру Балтийского кристаллического щита	Зеленокаменный пояс окраинной части Балтийского щита
Глубинное строение вмещающей структуры, возраст	Широкие проницаемые зоны большой протяженности при латеральной неоднородности субконтинентальной коры (AR_2-PR)	Зоны высокой мобильности и инъекций при активизации континентальной коры (PR_2)	Зоны высокой мобильности и инъекций при активизации континентальной коры (PR_1)
Зрелость коры	Достаточно зрелая континентальная кора	Очень зрелая континентальная кора	
Этапы эволюции	Позднеархейский	Карельский	
Глубина питающего резервуара	120 км	100 км	?
Состав зеленокаменного пояса	Пикрито-базальтовый, коматиито-базальтовый с незначительной долей кислых вулканитов, мраморов и силицилитов Локальное обогащение пород Ni, Cu, Zn, Ag	Вулканогенно-осадочный, обедненный силицилитами и фельзитами Повышенный уровень во вмещающих породах Ni, Cu, Cr, S, Zr (до 700 г/т)	
Степень дислокации	Интенсивно дислоцированные, осложненные нарушениями	Средняя степень дислокации	Высокая степень дислокации
Магматическая формация	Дунит-верлит-пироксенит-габбровая	Габбро-клинопироксенит-верлитовая	Перидотитовая
Геохимический тип интрузивов	Железистый		
Структурное положение массивов	Широкие проницаемые зоны в толще гнейсов и амфиболитов, послойные тела между последними Реже зоны пересечения разрывов	Позиция массивов контролируется разрывами и складками втрого порядка	Краевые оперяющие разломы в фундаменте блоков
Степень дифференциации	Умеренная в условиях субплатформенного режима окраины Северо-Азиатского кратона	Достаточно сильная в условиях Балтийского щита	
Состав	Верлиты, дуниты, клинопироксениты, габбро	Оливиниты, пироксениты, перидотиты	Преобладание перидотитов
Морфология и условия залегания интрузивов	Лакколиты с падением контактов под углом 40–70° и вертикальным подводящим каналом, прослеженным до глубины 300 м; размер тел – 1500 г 700 м; мелкие безрудные тела апокоматиитовых серпентинитов, чаще на контакте гнейсов и амфиболитов	Дифференцированные факолиты и согласные с элементами складчатости под углом 30–45°; 200–7000 м г 2–200 м	Пластообразные мелкие тела согласные с пликативными структурами амфиболитов и гнейсов; наклонные и почти вертикальные 100–1000 м г 2–25 м (Яковлев и др., 1974)
Метаморфизм	Гранат-амфиболитовая фация	Амфиболитовая с наложением	Фация гидротермального этапа
Связь оруденения с вмещающей толщей	Связь Ni минерализации с вмещающей толщей не установлена	Тесная зависимость с вулканогенно-плутонической толщей	Не установлена
Рудная формация	Сульфидная медно-никелево-платиноидная	Медно-никелево-платиноидная	
Структурно-формационный комплекс	Рифтогенно-субплатформенный	Рифтогенно-платформенный	
Морфология и условия залегания руд	Зоны сгустковой (сидеронитовой) вкрапленности сульфидов в ультраосновных породах, конкордантные контактам интрузива, с постепенными переходами к пустой породе, мощностью 500–400 м, протяженностью до 1200 м при глубине 350 м. Сливные и брекчиево-жильные руды в зонах нарушения и амфиболизации	Пластообразные и кососекущие залежи в основных и ультраосновных породах. Сплошные руды по трещинам. Постепенное возрастание содержаний по падению и в участках выклинивания	Главным образом вкрапленные залежи в сопровождении жильно-брекчиевых руд. Нарастание интенсивности на флангах и в участках выклинивания
Размеры рудных тел зон (1– простирание, 2 – падение, 3 – мощность)	1 – до 1600 м; 2 – до 500 м; 3 – 50–265 м Общая мощность рудной зоны до 700 м	1 – (100–400 м) – (3000–4000 м) 2 – (100–300 м) – (1500–2–80 м)	1 – (100–200 м) – до 1000 м 2 – 200–1500 м 3 – 1–15 м
Локализация оруденения и зональность	Видимая геохимическая и минералогическая зональность – Pt, Co в верхней и Cr, Ni – в нижней частях разреза Ni>Cu; Pd> Pt; Ni / Cu = 3,2	Многоярусный характер оруденения. Максимум оруденения в висячих и придонных частях смешанных рудных «столбов» зонами разубоживания Ni / Cu = 1,6–1,7. Отщепленные рудные тела во вмещающих породах	Богатые руды на флангах массива Ni / Cu = 2,3–2,4

Примечание. Таблица составлена с использованием данных (Ефимов М. М., 1990; Эндогенные режимы и эволюция...., 1991; Геология Cu–Ni ....., 1990; Смолькин В. Ф., 1992).

роксенит-верлитового до пироксенит-дунитового. Для того и другого типичным является набор признаков, свидетельствующих о приближении к производным слабо дифференцированной верхней мантии, как-то: прямое соотношение Cr-Ti, парагенезиса Ilm и Hd, повышенная щелочность пород (Глазунов, 1981). Общим для них можно считать незначительный объём во вмещающей толще коматиитов кислых пород и преобладание пикритоидов, обогащенных Nb, Zr, Ti.

В отличие от интрузивов Печенгского узла в Кингашской РМС превалируют небольшие лакколитоподобные массивы с крутопадающим питающим каналом и с частичным межпластовым залеганием. Массивы Кингашской РМС в то же время стабилизируются не только во флексурообразных перегибах складок и в местах пересечения разломов, но иногда дают отпрыски в кососекущую полосчатость гнейсов и амфиболитов. Фиксируется тяготение рудоносных массивов к пачкам мраморов и кальцифиров, как компетентных породам для дислокации и замещения. В наиболее оруденелых массивах выдерживается пространственная связь ультраосновных пород с габброидной или габбро-амфиболитовой составляющими. В то же время от Печенги Кингаш отличается не только высоким уровнем концентрирования ЭПГ, но и локализацией их в своеобразный «риф» – зону, представленную чередованием «горизонтов» пород разного состава (верлиты, пироксениты, дуниты).

По основным параметрам рядовые по содержанию вкрапленные руды Кингаша обнаруживают сходство с таковыми известных месторождений Аллареченское и Восток (Печенгского рудного поля). Они характеризуются близкими содержаниями Ni (0,5–0,7%), Cu (0,2–0,6%), а также Ti, Cr и показателем Ni/(Ni+Cu+Co), равным 0,4–0,7, не превышающим в рудах Аллареченского месторождения 0,68 и Востока – 0,61 (по Ю. Н. Яковлеву и А. К. Яковлевой, 1990). Характерно, что в ряде рудопроявлений Печенги отношение Ni /(Ni+Cu+Co), как и на Кингаше и Кусканаке, приближается к 0,9. С мамоновским типом Воронежского щита руды Кингаша сближают парагенезис сульфидов, присутствие Ilm, Pd/Pt превышающее 3. В то же время они заметно различаются по отношению Ni/Co (21–40) и Ni/Cu (1.6–21). По сравнению с уникальными месторождениями (Норильск, Садбери) руды Кингаша богаче Mg и характеризуются обратным соотношением Ni с Mg. Отличие массивов Печенгского и Кингашского рудного узлов проявляется также в более чётко выраженном базальтоидном тренде фракционирования массивов Печенги (Irvine, 1970).

Главная доля Ni в кингашских рудах, как уже говорилось выше, сконцентрирована в сульфидной форме – в виде пентландита при незначительном содержании Ni в пирротине (0,05–0,4, редко до 1%). Первые проценты входят также в состав маккинавита, валлериита. На долю оливина приходится незначительная часть силикатного Ni. Высокое количество элемента «забирает» амфибол (0,3–0,4% против 0,06–0,14 на Печенге). Магнетит, как и шпинель Печенги, несет больше Ni (0.12–0,16%), чем магнетит Кингаша (0,04–0,06%), что можно объяснить ремобилизацией в стадию метаморфизма.

Относительно руд Норильска и Садбери по ЭПГ Кингашские руды выделяются меньшими амплитудно-частотными характеристиками и меньшим разнообразием состава рудных минералов. В большинстве проб Кингашского месторождения соотношение Cu/Ni выше, чем в рудах Печенги (2:1); в редких случаях, как это имеет место быть в рудах Норильска, оно составляет (1:1). Характерной чертой Кингаша является различие в отношениях Ni/(Ni+Cu+Co), Pt/(Pt+Pd) (0,40–0,56) и Pt /(Ru–Os+Ir) (1,57–3,60–6,2) руд брекчиевого и жильного типов, не говоря уже о рудах вкрапленных. Эта особенность не проявляется в рудах Печенги. Густо вкрапленные руды Кингаша по содержанию суммарной платины (<6 г/т) приближаются к рудам Садбери (1–2 г/т, по Naldrett, Cabri, 1976), а богатые – к рудам Норильска (до 14 г/т). Параметры Ni /Cu – MgO в отдельных типах вкрапленных руд Кингашского месторождения имеют обратную корреляцию. Аналогичная картина имеет место в рудах Печенги, в породах Шаражелгайского пояса архея В. Саяна и в ультрабазитах архейского пояса Индийского щита. Интересно отметить, что в целом по разнообразным комплексам всё же выдерживается заметная прямая корреляция Ni/Cu и MgO.

Несмотря на широкую ремобилизацию рудных элементов в сравниваемых месторождениях, на Кингаше меньше выражен вынос элементов за пределы массивов под действием амфиболизации, флогопитизации и в меньшей мере нарушена первичная картина ортомагматического накопления Ni, ЭПГ, Cr и др. элементов в лежачем боку интрузивов. Некоторое перемещение Ni, ЭПГ и миграция Cu в «висячие» части интрузивов по существу представляют собою исключение, тогда как на Печенге смена рудных столбов зонами разубоживания и отщепления богатых рудных расплавов в полости брекчий и трещины вмещающих пород реализуется полнее. На Кингаше, формирующемся в краевом секторе Сибирской платформы на архейском гнейсово-амфиболитовом террейне в субплатформенных условиях, подобные процессы приглушены.

Таким образом, при близком сходстве геологических условий локализации руд Кингаша и Печенги первый всё же заметно выделяется повышенным уровнем платиноидов. Именно это потребует определенных усилий для извлечения дисперсной формы ЭПГ.

Но уже на первых этапах изучения (Козырев и др., 1999) обнадёживает высокое содержание ЭПГ в коллективном концентрате (Pd– 3,2–5,3 г/т; Pt–2,46–5,8 г/т; Au– 1,58–2,0 г/т) (табл. 2–4).

Таблица 2

Распределение благородных металлов по продуктам обогащения проб ТП-1, ТП-2 и ТП-3 (по С.М.Козыреву, 1999)

Проба	Наименование продукта	Массовая доля продукта, %	Содержание, г/т				Распределение, %			
			Pt	Pd	Au	Ag	Pt	Pd	Au (степень концентрации)	Ag
ТП-1	Суммарный коллективный концентрат	8,21	5,8	5,3	2,0	13,5	93,4	62,2	25	58,3
[ЦКТ1]	Руда	100,0	0,51	0,7	0,08	1,9	100,0	100,0		100,0
ТП-2	Суммарный коллективный концентрат	3,58	2,46	3,2	1,58	17,2	73,4	49,8	53	47,4
	Руда	100,0	0,12	0,23	0,03	1,3	100,0	100,0		100,0
ТП-3	Суммарный коллективный концентрат	3,43	0,6	1,1	0,5	13,8	51,45	41,9	25	39,4
	Руда	100,0	0,04	0,09	0,02	1,2	100,0	100,0		100,0

Таблица 3

Распределение элементов в минералах перидотитов (по О. М. Глазунову)

Минеральный состав	Вес,% в минерале	Содержание элементов в минерале, %								Процент элемента, приходящегося на минерал							
		Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn	Sc	Cu	Ti	V	Cr	Ni	Co	Mn	Sc	Cu
Оливин	77.68	0,006		0,006	0,340	0,017	0,023	0,0003	0,0009	54,91		0,84	91,55	91,32	71,10	39,89	61,06
Энстатит	21,21	0,017	0,0057	0,31	0,11	0,006	0,03	0,0019	0,0021	42,06	60,00	11,16	8,10	8,43	24,90	59,08	38,94
Хром-шпинелид		1,11	0,024	0,07	44,8	0,09	0,0033	0,09	0,0006	–	3,04	40,00	88,00	0,35	0,25	4,00	1,03
Содержание в породе	100,00	0,010	0,0027	0,56	0,26	0,015	0,031	0,00023	0,0008	100	100	100	100	100	100	100	100

Таблица 4

Распределение элементов в минералах габбро Кингашского месторождения, г/т (по О. М. Глазунову, 1981)

№ пп	Минералы	Колич. состав, %	Содержание элемента в минерале, г/т						% элемента, приходящегося на минерал					
			Cr	V	Ni	Co	Ti	Sr	Cr	V	Ni	Co	Ti	S
1	Плагиоклаз	36	н	н	н	н	н	17	–	–	–	–	–	50,00
2	Диопсид-авгит	4	550	280	76	50	3500	н	12,50	9,80	0,16	3,34	9,59	
3	Амфибол	55	240	170	2000	90	2400	10	81,25	88,24	57,80	83,33	90,41	50,0
4	Пирротин	5	260	35	16000	150	н	н	6,25	1,96	42,04	13,33	–	–
	Содержание в породе*	100	720	350	1100	150	31200	170	100	100	100	100	100	100

Примечание Некоторое расхождение эмпирических и расчетных данных объясняется вхождением части Cr и Ni в магнетит * т. н. 66–1508 (К-85).

Если основное количество сульфидного Ni в перидотитах, дунитах и оливинитах Кингашского месторождения связано с пентландитом (см. табл. 3), то в габбро Ni концентрируется в пирротине (42 %) и амфиболе (57,8%) (см. табл. 4). Тесная связь Ni с сульфидами иллюстрируется таблицей 5, где виден высокий процент выщелачивания Ni при обработке кислотами истёртых проб рудных серпентинитов (Глазунов, 1981). В перидотитах Кингаша устанавливается следующее соотношение Ni, Cu и Co, приходящееся на минералы (см. табл. 3). В сравнении с этим в дунитах хромитоносного Борыньского массива 82% Ni входит изоморфно в Ol; остальное количество рассеивается в oPy (2%), Sp (9%) и Hd (6 %). Оливин Кингаша в целом обеднен Ni в сравнении с таковым Кунгусского и др. массивов. Это объясняется предпочтительным вхождением элемента в сульфиды. Обращает на себя внимание высокое значение коэффициента экстракции в рудах Кингаша (к) по сравнению с другими комплексами, в частности, с породами известного никеленосного Довыренского массива Сев. Прибайкалья. Как видно из результатов эксперимента, наиболее полно высвобождается Ni из габбро и пироксенитов. Это открывает возможность использования этих пород при технологическом переделе. По преимущественно сульфидной доле Ni в породы и руды Кингашского месторождения (70–80%) (табл. 6) уступают место лишь таковым никеленосного Чайского массива. Есть ли в рудах Кингаша компоненты, препятству-

ющие обогащению и извлечению основных элементов? Для Cu – это, прежде всего, концентрация в валлериите – минерале с плохим показателем флотируемости. Присутствие его снижает извлекаемость меди до 19% при технологическом переделе. Минерал тесно срастается со сложными силикатами и сульфидами и насыщает руды по скв. 12, 13, 16, 17, 18, 20 и др. Мешающим извлечению Ni может быть изоморфное вхождение в O_1, но для Кингаша это не является существенным, чего нельзя сказать о Ni других массивов Канского зеленокаменного пояса. Не исключено, что часть Ni изоморфно замещает Pt и Pd, как это установлено на примере др. месторождений (по Т. Л. Евстигнеевой и А. Д. Генкину).

Таблица 5

Результаты фазового анализа пород на никель (по О. М. Глазунову, 1981)

№ пп	I				II			
	n	N/n·100 %	k	Интервал k выщел,	n	N/n·100 %	k	Интервал k выщел,
1.								
2.					6,0	67,0	38,5	20–50
3.	4,0	100,0	93,0	90–94	5,0	40,0	55,0	40–70
4.	4,0	80,0	60,0	50–70	6,0	84,0	57,6	40–100

№ пп	III				IV			
	n	N/n·100 %	k	Интервал k выщел,	n	N/n·100 %	k	Интервал k выщел,
1	4,0	0	0		23,0	0	0	
2.	14,0	64,0	57,0	33,80	14,0	28,0	31,0	20–40
3.	2,0	100,0	70,0	68–74	нет			
4	9,0	88,0	79,0	58–95	9,0	0	0	

Примечание. I – габбро-перидотитовая формация (Довырен, Чая); II – габбро-пироксенит-перидотитовая формация (Лысан, Подлысан); гипербазиты III – железистого (Кингаш, В. Кингаш) и IV – магнезиального (Борус, Оспин) типов. n – число проанализированных проб; N – число проб, в которых никель выщелачивается; k – процент экстракции элемента, названный коэффициентом выщелачивания. 1– дуниты, 2 – серпентиниты, 3 – клинопироксениты, 4 – габбро.

Таблица 6

Соотношение валового и сульфидного никеля в породах различных формаций

№№ п.п,	Ni общий	Ni сульфидный	Ni сульф, ·100
1	0,81	0,73	90,0
2	0,81	0,76	94,0
3	0,94	0,86	91,5
4	0,82	0,75	92,0
5	0,27	0,19	70,59
6	0,60	0,50	80,0
7	0,70	0,50	71,0
8	0,23	0,08	34,8
9	0,33	0,10	30,0
10	0,16	0,05	31,0
11	0,25	0,048	19,0
12	0,13	0,02	15,4
13	0,17	0,053	31,0
14	0,10	0,015	15,0
15	0,06	0,027	45,0

Примечание. 1–4 – Оруденелые пироксениты и перидотиты никеленосного Чайского массива габбро-пироксенитовой формации Сев. Прибайкалья; 5–7 – Гипербазиты железистого типа (5 – серпентиниты, 6–7 – пироксениты Кингашского массива); 8–10 – Серпентиниты магнезиального типа (Куртушубинский и Ергакский массивы Зап. Саяна); 11–15 – Никеленосные массивы Украинского щита: 11 – дуниты, 12 – перидотиты, 13 – серпентиниты, 14 – пироксениты, 15 – габбро.

Присутствие платиноидов в самородной форме обычно не создаёт трудностей для избирательного извлечения. Однако нужно иметь в виду мелкие размеры зёрен и эмульсионную примесь, например, соболевскита в гёрсдорфите (С-4–57.2), тетроферроплатины в пентландите (С-14–47.7) или срастания меренскиита, майченерита в халькопирите (С-12–160,75).

Таблица 7

Показатели обогащения проб ТП-1, ТП-2 и ТП-3 (по С, М, Козыреву и др., 1999)

Проба	Наименование продукта	Массовая доля продукта, %	Содержание, %				Извлечение,%			
			Ni	Cu	Co	S	Ni	Cu	Co	S
ТП-1	Суммарный коллективный концентрат	8,21	7,22	0,78	0,17	11,6	75,70	19,4	71,8	61,84
	Хвосты + сливы	91,79	0,207	0,29	0,006	0,64	24,30	80,6	28,2	38,16
	Руда	100,0	0,78	0,33	0,0195	1,54	100,0	100,0	100,0	100,0
ТП-2	Суммарный коллективный концентрат	3,44	8,04	2,02	0,28	13,2	60,88	32,5	55,5	56,0
	Хвосты + сливы		96,56	0,184	0,15	0,008	0,37	39,12	67,5	44,544,0
	Руда	100,0	0,454	0,21	0,017	0,81	100,0	100,0	100,0	100,0
ТП-3	Суммарный коллективный концентрат	3,43	6,44	3,92	0,20	19,1	63,45	77,70	44,6	97,14
	Хвосты + сливы	96,57	0,132	0,04	0,009	0,02	36,55	22,30	55,4	2,86
	Руда	100,0	0,35	0,17	0,016	0,68	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Содержание кобальта в хвостах определено расчётным путём, так как по данным химического анализа оно ниже чувствительности метода определения.

Технологическое флотационное изучение трех проб Кингаша, проведенное в Институте «Гипроникель» по методике «Печенганикель» и Норильского ГМК, показывает, что содержание благородных металлов в концентрате увеличивается, по сравнению с исходной рудой (табл. 7), причем наилучшие данные получаются по собственно платине (Козырев и др., 1999). В результате обогащения руды в концентрате возрастает и содержание золота до 0,5–2,0 г/т. Наилучший по Ni концентрат из рудного серпентинита содержит 7,22% (при извлечении 75,7% и выходе продукта 8,21%). Накопление части дисперсных (размером меньше 40 микрон) платиноидов в пироксене, хлорите, серпентине и даже флогопите может вызвать некоторое осложнение при обогащении руд. Прежде всего это относится к Pt, которая приобретает особую подвижность в метасоматическую и гидротермальную стадии. Отсюда может быть тонкое срастание платины с низкотемпературным халькопиритом. Остается не ясным вопрос о возможной вместимости ЭПГ в пироксенах. Как установлено ранее (Глазунов, 1999), пироксены в массивах разных формационных типов отличаются аномальной обогащенностью платиноидами. Поэтому зоны метасоматоза и пироксенизации в массивах разного состава могут служить объектами для переоценки. На наш взгляд, определённые трудности предстоит преодолеть при попутном извлечении Ti, Sc, V. Судя по данным распределения элементов, в габбро до 90% Ti при отсутствии ильменита диспергирует в амфиболе, 9–10% – в клинопироксене. Что касается ильменита, то этот минерал находится в рассеянном состоянии в габбро и габбро-амфиболитах. Аналогичное распределение имеют Cr, V и Sc. Главные ресурсы Cr приходятся на акцессорные хромшпинелиды приподошвенной части ультраосновного мегаслоя. Распространённость элемента в оливине обычно ограничена сотыми долями процента (Глазунов, Михайлова, Замотринская, 1971). Некоторое рассеяние хрома может обусловливаться вхождением в кемммеририте и новообразованный на контакте с мраморами плеоназ. Главный концентратор никеля в габбро пирротин содержит до 1,6% Ni, т. е. 42% от общего баланса. В сравнении с этим пирротин вкрапленных руд (перидотиты) несёт сотые доли % Ni. Отмечается вхождение до 57% Ni в амфибол из габбро – (2000 г/т) (Глазунов, 1981). Пирит, обильно вкрапленный в габбро, содержит 0.5–1,0% Ni и до 2% Co. Надлежит проверить при технологическом картировании, присутствует ли в нём дисперсное Au, особенно в участках мигматизации. Обеднение никелем также имеет место в богатых рудах за счет проникновения тончайших жгутиков пентландита в халькопирит, серпентин и хлорит. Некоторую долю Ni принимают на себя такие минералы как брейтгауптит, раммельсбергит, паркерит. В заключение следует сказать, что проблема комплексного извлечения малых элементов из руд Кингаша требует ещё дополнительных усилий. Однако кажутся вполне убедительными приведённые данные о высокой технологичности обогащения руд Кингашского месторождения с рентабельным извлечением большей части рудных и благородных металлов.

Литература

Геология Cu-Ni месторождений СССР. М. Л., 1990. 280 с.

Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. М.: Наука, 1981, 192 с.

Глазунов О.М. Геохимия Геохимия и генезис нового сульфидно-никелевого месторождения в Вост. Саянах // Проблемы геологии Сибири. Тезисы докл. Т. 2. Томск: ТГУ, 1994. С. 65–66.

Глазунов О.М., Павлова Т. Л., Прокопчук С.И. Кингашская рудно-магматическая система (КРМС) // Платина в геологических формациях Сибири. Программа «Платина России». Тезисы докладов, г. Красноярск: КНИИГиМС, 2001. С. 119–121.

Глазунов О.М., Павлова Т.Л. Геолого-геофизическое обоснование новой никель-платиноносной провинции Сибири // Проблемы геологии Сибири. Т. 2. Материалы конф., Томск: ТГУ, 1996. С. 101–102.

Глазунов О. М., Валетов А.В., Богнибов В.И. и др. Кингашское сульфидное платиноидно-медно-никелевое месторождение (Восточный Саян) // Платина России. Т. III. Кн. 2. Проблемы развития МСБ платиновых металлов в XXI в. (Платиноидное сырьё России XXI в.). М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. С. 180–190.

Глазунов О.М., Михайлова Т.Г., Замотринская Е.А. Форма вхождения хрома в оливины // Геохимия, 1971, № 6. С. 746–749.

Ефимов М. М. Медно-никелевые месторождения СССР. Л.; М., 1990. 136 с.

Еханин А. Г. Геология и рудоносность кингашского базальт-коматиитового комплекса. Автореферат дисс..... канд. геол.-мин. наук, Красноярск, 2000. 66 с.

Еханин А.Г., Некос В.В., Шведов Г.И. О геологическом строении и рудоносности Кусканакского ультрабазитового массива (Восточный Саян) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: КНИИГиМС, 1998. С. 242–248.

Козырев С.М., Симонова В.Ф., Дедеев А.В. и др. Новая технология переработки вкрапленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Кингашского месторождения // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке. Т. II, 1999. С. 214–227.

Корнаков Ю. Н., Глазунов О. М., Фролова Л. П. Основные черты геохимии ультрабазитов Идарского комплекса (Восточный Саян) // Геохимия редких элементов в ультраосновных и основных комплексах Восточной Сибири. М.: Наука, 1973. С. 33–55.

Резников И. Г., Прохорова В. А., Козырев С. М. Платиноносность Кингашского месторождения // Платина в геологических формациях Сибири. Программа «Платина России». Тезисы докладов, Красноярск: КНИИГиМС 2001. С. 126–130.

Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. С.-Пб., 1992. 272 с.

Шведов Г.И., Некос В.В., Третьяков Н.А. Новые данные о минералогии базит-ультрабазитовых массивов Кингашского рудного района (Восточный Саян) // Платина в геологических формациях Сибири. Программа «Платина России». Тезисы докладов, Красноярск: КНИИГиМС 2001. С. 134–137.

Эндогенные режимы и эволюция метаморфизма в раннем докембрии. М.; С.-Пб., 1991. 197 с.

Яковлев Ю.Н. и Яковлева А.К. Минералого-геохимическая оценка потенциальной рудоносности гипербазитов Аллареченского района (Кольский полуостров) // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Иркутск, 1990. С. 111–116.

Glazunov O.M., Ekhanin A.G., Prokopchuk S.I. The model PGE location in the ultramafic rocks of precambrian greenstone belts (South Siberia // Материалы II Всероссийского металлогенического совещания с участием иностранных специалистов, 25–28 августа 1998 г. «Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 1998. С. 89–91.

Irvine T. N. Crystallization secuentces in the Muskox intrusion and other layered intrusion. Ol-Py-Pl ralation. Spec. Publ // Geol. Soc. S. Africa, 1970, V. 1. P. 441–476.

Naldrett A. J., Cabri L.J. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // Econ. Geol. 1976. Vol. 71.

К ПРОБЛЕМЕ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО ОСВОЕНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

О.М. Гринев
Томский государственный университет, г. Томск

В ушедшем в историю советском периоде отечественной геологии профильные работы по изучению недр, как известно, проводились стадийно – поисково-съемочные, поисково-разведочные, разной степени детальности разведочные и т.д. Выполнение работ на этих стадиях неизбежно сопровождалось приобретением узконаправленной специализации геологами, которой большинство из них следовало на протяжении всей профессиональной карьеры. Лишь единицы из них проходили путь от открытия до пуска в эксплуатацию какого-либо месторождения, приобретая при этом уникальный и такой необходимый сегодня опыт.

В современных условиях, когда практически отсутствует госзаказ, когда бывшая система государственных предприятий разрушена, а новая еще не выстроена даже в проекте, соблюдение узкой специализации зачастую равносильно потере работы. В определенном смысле на новом витке истории мы возвращаемся к началу XX в., когда в Сибири работала небольшая когорта известных геологов, отличавшихся глубокими энциклопедическими знаниями и имевшими профессиональные навыки по большинству стадий выполнения геологических работ. В науке, как неотъемлемой части геологической отрасли, дела обстоят примерно так же – чтобы соответствовать требованию времени, необходимо осваивать смежные специальности.

Таким образом, в современный период для исследователя недостаточно сделать то или иное открытие и (или) детально изучить ценный геологический объект. Для доведения ситуации до логического конца необходимы, по меньшей мере, составление рабочего проекта (бизнес-предложения), знание степени ликвидности получаемой продукции на внутреннем и мировом рынках, знание технологий получения этих продуктов, поиск заинтересованных инвесторов и наконец определенные навыки для выбора или осознанного участия в организационной форме по реализации созданного проекта.

Причем высказанные мысли относятся как к новым, так и к широко известным геологическим объектам, абстрактная (не реализованная) ценность которых сомнений ни у кого не вызывает и в которые вложены колоссальные средства и труд не одного поколения геологов – предшественников. К числу подобных объектов можно с полной уверенностью отнести золото-серебряные барит-полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Выполняя требования лицензионных соглашений по ряду месторождений данного региона в 1999–2002 гг., автор вплотную столкнулся с необходимостью анализа причин в смежной отрасли знаний, в силу которых минерально-сырьевая база Рудного Алтая до настоящего времени не востребована, хотя за большинство выставленных на конкурс пообъектных лицензий среди участников шла конкурентная борьба. Впоследствии, в соответствии с установленными сроками, владельцы лицензий предпринимали неоднократные попытки разработки золото- и серебросодержащего сырья, но пока ничего кроме крушения надежд и невосполнимых затрат не получили.

Предпринятый анализ сложившейся ситуации показал, что ее ключевым звеном является геологическая и технологическая недоизученность месторождений Рудного Алтая в отношении золото- и сереброносности. В этих условиях исподволь и возникала ситуация, когда трехсотлетняя история горно-металлургического производства, широко известного прежде всего добычей золота и серебра, априори настраивала предпринимателей на кажущуюся легкость их добычи, тогда как на деле все оказывалось наоборот. Справедливости ради следует отметить, что такое положение дел на Алтае совпало с кризисом золотодобычи 90-х гг. по всей Сибири. Поэтому потребовался анализ наработанного опыта в регионе, сравнение его с современными достижениями, внедренными или внедряемыми на передовых предприятиях Сибири, и только на этой основе выбор оптимального технологического режима по переработке алтайских руд.

Краткий обзор технологий, применявшихся при переработке алтайских руд

Царский период (1717–1918 гг.). Независимо от времени технологическая цепь по переработке руд цветных металлов должна включать в себя производства по выемке и дроблению руды, ее первичной переработке с получением концентратов, мощностей по переделу первичных концентратов и, наконец, заводы по выпуску конечной продукции в виде металлов различной чистоты.

Для рассматриваемого периода отличительной чертой производства была очевидная ориентировка на качество руды, его текущая перестройка по мере падения бортовых содержаний металлов, а также переход на руды других типов по мере отработки их богатых разновидностей. Передовым прототипом горно-металлургического производства рассматриваемого периода несомненно был Змеиногорский комплекс. На момент 1884 г. он представлял из себя сложное предприятие, включавшее гидромеханизированное (водяные подъемные колеса и дробилка) рудничное, транспортное (первая железная дорога в Сибири для доставки руды к печам), пиромe-

таллургическое и отвальное хозяйства. Наиболее сложное из них – пирометаллургическое – занималось обжигом сырой руды в печах древесным углем и с закладкой флюса, металлургическим переделом первичного сульфидного расплава и выполнением дальнейших операций по очистке различных металлов. Продукцией предприятия было чистое серебро и золото, блинковое серебро, медный ротштейн и свинец.

В составе пирометаллургического хозяйства было 12 серебро- и свинцовоплавильных печей, две отражательных печи, два трейбофена и два извлекательных горна.

После отработки богатых руд и закрытия пирометаллургического хозяйства в 1893 г. меде-сереброплавильный завод на части мощностей продолжал обжигать сырую руду и получать сырье для электролиза серебра и меди на оборудованной для этого электролитной фабрике, которая была оборудована в корпусе конторы бывшего завода и представляла собой цех выщелачивания металлов. В декабре 1893 г. она дала первую продукцию – медь и серебро. Энергию для процесса электролиза получали от динамомашины, работавшей от турбины. С переменным успехом фабрика проработала до 1903 г. и была закрыта вследствие низкой рентабельности.

В дальнейшем предпринимались попытки отработки попутных компонентов из отвальных руд и отходов металлургического производства – шлаков, для чего в рамках концессии была сооружена и работала Змеиногорская золотоизвлекательная фабрика (1904–1918 гг.). Исходным сырьем для фабрики были обедненные отвальные и золотосодержащие руды, а также породы Змеиногорского рудника, представленные метасоматически измененными роговиками и другими разновидностями, пронизанными прожилками кварца, барита и сульфидов, а также богатые золотом разновидности металлургических шлаков.

В подобных производствах шлаки образуются в ходе всего металлургического процесса переработки руд и промежуточных продуктов, получаемых из них. Особенно интенсивно они образуются в виде настылей на стенках шахтных плавильных печей при плавке руды и в отстойниках с шлаково-сульфидным расплавом, который отстаивается для разделения жидких продуктов шахтной плавки на слои шлака, штейна (взвесь сульфидов с примесью чистых металлов) и свинца.

Шлаки заметно замедляют ход плавки, приводят к существенным потерям ценных металлов и являются основным и значительным по объему отходным продуктом производства. В те годы количество шлаков составляло до 9/10 от массы переплавленной руды.

Опираясь на данные по содержанию золота в неоднократно переработанных отходах производства царского периода (в хвостах ЗИФ – 1,5–2,5 г/т, в шлаках – 1,7 г/т, а в отдельных штуфах шлаков – до 20–30 г/т), можно судить о том, что потери благородных металлов в те времена были значительными. Предельным порогом, ниже которого извлечение золота считалось нерентабельным, было содержание около 6 г/т.

Советский период (1918–1990 гг.) в отношении золотодобычи начинался с возобновления работы Змеиногорской ЗИФ (1937–1956 гг.), перерабатывавшей золото- и серебросодержащее сырье Змеиногорского и Семеновского рудников. Руды перерабатывались по гравитационно-гидрометаллургической схеме, включавшей гравитационное выделение крупного золота в концентрат с последующим его амальгамированием и цианидным выщелачиванием.

В 1936–1938 гг. часть эфелей, накопленных Змеиногорской ЗИФ в течение 1904–1918 гг., была переработана.

В 1937–1940 гг. и 1950–1951 гг. переработке подвергались пирометаллургические шлаки царских заводов. Из них вручную отбирались обогащенные рудными выделениями штуфы и отправлялись на переработку на Прииртышский медеплавильный завод.

В 1962–1967 гг. на базе Змеиногорского месторождения была построена баритомоечная фабрика (ЗБФ). Она переработала около 700 тыс. т старых отвальных руд, представленных оруденелыми кварцевыми порфирами, глинистыми сланцами, микрокварцитами, а также баритом, линзами суглинков и глин. Фабрика получала гравитационные баритовый и золото-серебряный концентраты, а также флотационный золотой концентрат. При этом было добыто 50 тыс. т барита, 173,4 кг золота и 943,6 кг серебра – гравитационных, а также 20 кг золота и 450 кг серебра – флотационных. Потери в отвальные хвосты составили: барита – 98,9 тыс. т, золота – 1783 кг и серебра 39,6 т.

Из новых рудников советского периода вначале были открыты Золотушинский и Заречный (50–60 гг.), затем Ново-Золотушинский и Средний (70 гг.). Руда одноименных месторождений этих рудников перерабатывалась на Золотушинском ГОКе по гравитационно-флотационной схеме. Полученные концентраты отправлялись на свинцово-цинковый комбинат в Усть-Каменогорск. К концу 80-х гг. XX в. Золотушинские рудники выработали запасы своих руд. Судя по содержанию золота в хвостах Золотушинского ГОКа (варьирует от 0,2–0,7 г/т), применяемая в этом производстве технологическая схема была наиболее качественной из всех предыдущих.

Основным недостатком этого периода для экономики Алтайского края являлось то, что на его территории не было налажено производство передела первичных концентратов и аффинажа благородных металлов.

Современный период (1990–2002 гг.). После остановки работы и консервации всех действующих рудников (Золотушинских, Зареченского и Среднего) до 1995 г. на Рудном Алтае попытки вновь запустить горнодобывающее производство сводились к поиску отечественных и, в основном, зарубежных инвесторов. Лишь в 1995–2000 гг. на хвостах Змеиногорской ЗИФ ТОО «Триада» провело промышленно-технологические ра-

боты по извлечению золота и серебра. На крупнотоннажных пробах дважды предпринимались попытки получить гравитационный концентрат, однако показатели обогащения были весьма низкие (выход концентрата 0,6–17%, извлечение золота из хвостов до 30%, содержание золота в концентрате 7–8 г/т). Вместе с тем при гидрометаллургическом переделе концентрата извлечение золота в раствор интенсивным цианированием составило 80%, кюветным выщелачиванием – 75%, при 95%-ном извлечении золота из раствора цементацией.

На техногенном месторождении «Локтевские шлаки» в 1994–1995 гг. Золотушинским ГОКом по гравитационно-флотационной схеме были переработаны две крупнотоннажные пробы шлаков с содержанием золота 1,74 г/т и серебра – 47,17 г/т. В результате были получены благороднометалльный концентрат с содержанием золота 106,76 г/т, при извлечении 44,5%, и серебра 1031,08 г/т, при извлечении 15,9%, и медный концентрат с содержанием меди 8,49%, а также золота – 13,31 г/т, при извлечении 16,3%, и серебра 717 г/т при извлечении 32,4%.

На коре выветривания и щебенистой зоне месторождения «Мурзинка» артель старателей «Поиск» в 1995–2002 гг. предпринимала попытки вначале гравитационного обогащения, а затем и кучного выщелачивания. Апробация гравитационных установок положительных результатов не дала. Лишь при применении кучного выщелачивания дело было доведено до получения растворов с хорошим содержанием золота.

Таким образом, по результатам переработки золото- и серебросодержащего техногенного, глинистого, щебенистого и коренного сырья алтайских месторождений в современный период наиболее значимо вырисовывается схема гравитационно-флотационного получения первичных концентратов и их последующей гидрометаллургической переработки. Обнадеживает также применение кучного выщелачивания на рудах золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого состава месторождения «Мурзинка». Однако окончательными и качественными имеющиеся результаты назвать пока нельзя.

Состояние технологической освоенности золото- и серебросодержащих руд Сибири

В рамках программы «Золото Сибири» в г. Красноярске (1999–2001 гг.) неоднократно обсуждались проблемы, связанные с переработкой самых разнообразных типов золотых руд и золотосодержащего сырья. На этот счет имеются достаточно детальные литературные обзоры ведущих технологов Сибири, отражающие современный уровень состояния дел в данном направлении.

Одна из наиболее полных таких сводок принадлежит перу сотрудников КГАЦМиЗ Н.К. Алгеброистовой и В.Е. Кислякова (2000). Согласно этим исследователям определение возможности технологической переработки тех или иных руд и совершенствование существующих технологий является первейшей задачей любого перерабатывающего производства. Основные направления совершенствования технологии обогащения минерального сырья благородных металлов сводятся к следующему.

I. При переработке руд месторождений, находящихся вблизи ЗИФ, вещественный состав которых однотипен с перерабатываемыми рудами, предпринимаются:

а) разработка и внедрение рудосортировки, обеспечивающей предварительное обогащение руды на месторождении;

б) совершенствование существующих технологий ЗИФ (реагентные режимы, новое оборудование и т.д.);

в) разработка и внедрение экологически безопасных технологий доводки флото- и гравиоконцентратов.

II. При переработке руд месторождений, находящихся в труднодоступных районах, применяются:

а) разработка и внедрение безопасных высокоприбыльных гравитационных и гидрометаллургических технологий, реализуемых на оборудовании в модульном передвижном исполнении.

III. При переработке россыпей и техногенного сырья внедряются:

а) широкое использование развитых схем обогащения с перечистными и контрольными операциями, а также средства малой механизации;

б) разработка технологий и аппаратов для эффективной комплексной переработки техногенных накоплений;

в) разработка и применение технологий эффективной подготовки и обогащения глинистых россыпей.

Предварительное обогащение. Введение в технологическую схему переработки операции предварительного обогащения позволяет удалить из горной массы значительную часть руды с отвальным содержанием в ней металла и оставить ее на месте выемки. Вследствие этого на ЗИФ поступит заметно меньший объем руды, но с более высоким содержанием золота. Использование этого приема позволяет добывать бедные руды с помощью высокопроизводительных селективных методов отработки месторождений, способствует соблюдению экологических требований, снижению расходов на транспортировку руды от рудника к фабрике.

Промышленное применение нашли следующие методы предварительного обогащения: отсадка, обогащение в тяжелых средах, покусковая сортировка. Для золотосодержащих руд в настоящее время имеет перспективу только покусковая сортировка, т.к. этот процесс более универсален, не требует значительных капитальных затрат.

С 1977 г. фирма «Рио Тинто Цинко Сортекс» (ЮАР, Канада, США, Великобритания и Австралия) выпускает радиометрические сепараторы Модели-17 производительностью до 120 т/ч. Впервые такой сепаратор был установлен в 1979 г. в ЮАР на золотоизвлекательной фабрике «Вестерн дин Левелз», а затем на рудниках Велком, Фри Стейт Сайплас, Вааль-Риф (Меретуков, Орлов, 1990).

Фотометрическая сортировка приемлема для руд, состоящих из разных по цвету и по содержанию благородных металлов кусков. Такими рудами представлены обычно коренные месторождения золота жильного типа.

ООО «Радос» (г. Красноярск) предлагает технологию предварительного обогащения бедных и забалансовых руд на основе рентгенорадиометрической сепарации (РРС). Эффективность этой технологии за последние годы испытана, проверена и доказана для самых различных типов полезных ископаемых и техногенного сырья.

Наиболее низкозатратный и простой в технологическом отношении, но не менее эффективный вариант этой технологии без отмывки руды реализуют на основе рудосортировочных комплексов (РСК). Производительность РСК может достигать от 100 до 1 млн т (и более) в год по исходной горной массе.

Повышение эффективности гравитационных циклов ЗИФ. Наиболее распространенным аппаратом для гравитационного обогащения золотых руд является отсадочная машина. За рубежом широко используют отсадочные машины типа «Юба», «Пан Эмерикэн», «Бендэляри», «Гару», которые работают на крупных золотодобывающих предприятиях Калифорнии, Колумбии. С появлением круглой отсадочной машины «Кливленд» значительно изменилась технология отсадки. В 1982 г. запатентована круглая отсадочная машина «Марк 11», которая явилась усовершенствованной моделью машины «Кливленд» (Меретуков, Орлов, 1990).

На отечественных обогатительных фабриках установлены машины типа МОД (машина отсадочная диафрагмовая). Расположение диафрагмы может быть горизонтальное и вертикальное, данные отсадочные машины позволяют эффективно извлекать золото и другие благородные металлы крупностью более 0,1 мм. Учитывая это, группой специалистов (Краев, 1999) разработана усовершенствованная отсадочная машина, которая позволяет эффективно извлекать тонкодисперсные частицы ценного компонента. Высокое извлечение частиц в подрешетный продукт обеспечивается за счет оптимального пульсационного режима, рационализации подачи исходного питания с помощью специального загрузочного устройства, выполненного в виде тонкослойного модуля. Машина прошла полупромышленные испытания. По результатам испытаний показана возможность извлечения тонкодисперсных частиц золота и платины до 80% общего их количества в исходном. Разработана конструкторская документация и организовано производство под заказ аппаратов различных типоразмеров с производительностью до 20 т/ч.

Новые отсадочные машины «Труд» отличаются от аналогов значительными усовершенствованиями отсадочного отделения и механизмов разгрузки концентрата, что обеспечивает получение более качественного концентрата, высокую эффективность обогащения (Митин, 1996). Эти машины выпускаются пяти типоразмеров, обеспечивая производительность от 1 до 100 т/ч.

Помимо усовершенствования отсадочных машин, проблема улавливания тонкого золота может решаться посредством внедрения относительно новых аппаратов – центробежных сепараторов. Так, исследованиями, проведенными непосредственно на ЗИФ рудника Коммунаровский (Алгебраистова и др., 2002), показано, что концентратор Нельсона работает гораздо эффективней установленного на фабрике обогатительного оборудования – отсадочной машины и концентрационных столов (отсадочная машина извлекает 30% золота в концентрат, содержащий 30 г/т металла; для концентратора эти показатели 60% и 200 г/т соответственно). Из хвостов отсадки концентратор доизвлекает более 20% металла в концентрат, содержащий 54 г/т золота.

В качестве хорошо зарекомендовавших себя концентраторов чаще других называют «Кнельсон», «ИТОМАК» (ИТЭК), а также концентрационный стол «Иргиредмет».

Канадская Фирма «Кнельсон Голд концентратор ИНК» выпускает концентраторы Нельсона различных типоразмеров. Они эксплуатируются в различных странах и получили известность в России. Концентратор представляет собой конический перфорированный ротор, внутренняя поверхность которого снабжена кольцевыми перегородками, образующими карманы, в которых концентрируется тяжелая фракция. Центрифугируемый материал псевдосжижается потоком подводимой через отверстия в роторе воды под напором, соответствующим ускорению этого материала – 600 м/с^2. По данным исследований «КазГИНалмаззолото», извлечение рудного свободного золота, измельченного до крупности 0,16 мм, составляло до 60–70%. Дальнейшее увеличение помола приводило к снижению извлечения золота из-за его переизмельчения и выноса в легкий продукт. Плотность питания – 10–70% твердой фазы. Степень концентрации – до 250–600 г/т. Компактные (округлые) зерна извлекаются значительно полнее, чем плоские, дендридовидные и другие с развитой поверхностью. Наибольшее влияние на процесс оказывает давление и, соответственно, расход воды. Эффективность использования концентратора на текущих и лежалых хвостах обогатительных фабрик низкое – извлечение золота составляет от 30 до 40%. Производительность – от 0,045 до 36,6 т/ч. Использование оборотной частично очищенной воды из отстойников оборотного водоснабжения негативно влияет на процесс концентрации. Наиболее перспективной областью применения концентраторов представляется извлечение сравнительно крупного (более 0,04 мм) золота, например, в циклах измельчения руд и др., где в конечной стадии обогащения имеется гидрометаллургический передел.

Концентратор золота НПО ИТОМАК (г. Новосибирск). Экспертные испытания по определению степени извлечения свободного золота, приведенные на различных типах золотосодержащих песков, эфельных отвалов и хвостов шлиходоводки, показали, что степень

извлечения золота лежит в пределах 96–99%. Степень извлечения частиц золота от 20 до 100 мкм составляет до 98%. Производительность и степень извлечения зависит также от типа обрабатываемого материала (крупность, форма, состав и т.д.). Производительность по твердому – от 0,1 до 50 т/ч. Крупность подаваемого материала – от 2 до 6 мм.

В АООТ «Иргиредмет» разработан пневматический концентрационный стол (СПК). Сопоставление результатов обогащения с применением СПК и комплекса КЗС-1 (с применением магнитно-жидкостной сепарации) свидетельствует об их практически полной идентичности. При этом степень извлечения золота характеризуется следующими значениями: размеры улавливаемых частиц (в микронах) – 5, 10, 25, 50, 100; степень извлечения (в %) – до 50, 50–80, 92–96, 96–98, 100, 100.

Совершенствование гидрометаллургических переделов (через внедрение экологически безопасных технологий доводки флото- и гравиоконцентратов). Одним из наиболее важных элементов данного передела является предупреждение потерь золота с осколками сорбента. Профессором М.В. Верхотуровым разработана капиллярно-пленочная технология, исключающая потери золота с отработанной (разрушенной) ионообменной смолой. Применительно к Олимпиадинской ЗИФ дополнительное извлечение золота по этой технологии (из расчёта годового расхода смолы 18000 л) составит 51,3 кг.

Традиционно золотосодержащие гравитационные и флотационные концентраты многих сибирских ЗИФ отправлялись на уральские металлургические заводы, при этом транспортные расходы составляли до трети стоимости металла, а задержки платежей – до полугода. На ряде предприятий гравиоконцентраты амальгамировали, а флотационные – цианировали.

В новых экономических условиях предприятиям приходится самим решать проблему доводки концентратов, а иногда и слитков, пригодных для аффинажного производства.

В зарубежной практике извлечение металла из гравио- и флотоконцентратов осуществляют различными способами: обжиг-цианирование, автоклавное выщелачивание-цианирование или бактериальное окисление-цианирование.

Анализ В.В. Лодейщикова (1999) показал, что большинство зарубежных экспертов в последние годы склоняются к мнению, что биогидрометаллургическая технология в перспективе может занять ведущее место среди вышеперечисленных методов металлургической переработки сульфидного золотосодержащего сырья.

Бактериально-химическое вскрытие золотосодержащих руд и концентратов как метод подготовки их к выщелачиванию относится к наиболее молодым технологическим разработкам.

Из всех металлургических технологий извлечения золота и серебра из рудного сырья биогидрометаллургия в настоящее время развивается наиболее динамично, о чем можно судить по большому количеству публикаций в отечественной и зарубежной печати. По материалам этих публикаций Иргиредметом в 1993 г. подготовлен и выпущен специальный обзор, в котором отражено 200 литературных источников, описывающих состояние научных исследований и практических разработок по данной тематике. В мире работает около 15 промышленных установок чанового биологического вскрытия производительностью до 1200 т золотосодержащих концентратов в сутки (Лодейщиков, 1999; Состояние ..., 1999).

Помимо биогидрометаллургического метода переработки первичных концентратов ЗИФ необходимо отметить еще один экологически безопасный способ доводки флото- и гравиконцентратов – выделение тяжелых фракций, пригодных для аффинажного производства с использованием центробежных сепараторов. Этот способ предусматривает выделение части золота (30–40%) из концентратов фабрик в продукт, который отправляется на аффинажный завод. Тем самым обеспечивается более быстрый возврат денег за сданный металл. Легкая фракция сепараторов по содержанию золота удовлетворяет требованиям МПЗ, где и может быть переработана.

Передвижные фабрики. В мировой практике обогащения руд в последние годы наблюдается значительный интерес к мобильным и полумобильным модульным установкам, накоплен большой опыт их эксплуатации в Южной и Северной Америке, Австралии (Леонов и др., 1998). Предназначены они для работы на малообъемных, удаленных и труднодоступных месторождениях.

По мнению зарубежных специалистов для работы таких фабрик рентабельными считаются месторождения с запасами до 1 млн т руды, при содержании золота свыше 2,4–4,7 г/т – для открытой добычи и свыше 7,8–9,3 г/т – для подземной отработки. Для месторождений с запасами руды до 100 тыс. т содержание золота должно быть не менее 15–17 г/т (Чантурия, Сидельникова, 1998).

Преимущества таких фабрик заключается в следующем: низкие капитальные затраты на подготовительные работы и монтаж; краткие сроки монтажа; возможность доставки в труднодоступные районы; минимальное отчуждение земельных участков под производственные площади; небольшой штат обслуживающего персонала; возможность реализации различных вариантов технологических схем обогащения; возможность продажи в комплекте или сдачи в аренду после завершения отработки месторождения.

Многие зарубежные и отечественные фирмы (Svedala, Scott European Corporation, Intertech Corporation, АОЗТ «ТТД-Балтиец», ТулНИГП, АО «Механообр-техника» и т.д.) создают и предлагают золотодобытчикам различные модульные системы, предназначенные для дробления, измельчения, гравитационного и флотационного обогащения, выщелачивания, сорбции и десорбции производительностью от 25 до 500 т/сут.

Кучное выщелачивание (КВ). Этот способ уже более 30 лет применяют за рубежом при переработке различного золотосодержащего рудного сырья. Процесс характеризуется простотой аппаратурного оформления, относительно низкими капитальными и эксплуатационными затратами.

В технологии кучного выщелачивания используют в основном низкосортные руды с содержанием золота 1–2 г/т. Вместе с тем, на ряде предприятий США перерабатывают руды с содержанием золота до 6,4 г/т.

Себестоимость добычи 1 г золота составляет $5,5–7,5 при средней цене $11. Извлечение металла находится в пределах 40–80%. Переработка становится нерентабельной, если извлечение металла составляет менее 50% (Седельникова, 1996).

Наиболее подходящими для кучного выщелачивания золота являются следующие типы руд: известковые алевриты, содержащие микронные включения золота и попутные минералы (пирит, галенит, киноварь, стибнит); окремненный алеврит, содержащий золото, связанное с оксидами железа; песчаные и доломитовые руды, в которых частицы золота встречаются между зернами породы; жильные кварцевые руды с золотом в трещинах, заполненных лимонитом; изверженные вмещающие породы, рассеченные небольшими кварцевыми жилами, содержащими свободное золото.

Для цианидной технологии КВ вредными примесями в руде считаются: сульфиды и другие соединения меди, сурьмы, железа, мышьяка, снижающие скорость растворения золота; углистые и органические вещества, способные сорбировать золото-цианистые комплексы; карбонаты, глинистые и слюдяные минералы, обусловливающие слеживание руды и сорбцию металла.

Кучное выщелачивание характеризуется большой продолжительностью. К тому же следует отметить, что на геотехнологию извлечения металлов определяющее влияние оказывает температура окружающей среды. Отрицательная температура изменяет порядок и интенсивность растворения металлов, условия и скорость миграции металлоносных растворов. При выявлении условий и области применения геотехнологии золота необходимо изучить влияние отрицательных температур.

До настоящего времени основным реагентом, применяемым в промышленном масштабе при кучном выщелачивании, является цианид натрия. В результате этого образуется целый ряд высокотоксичных веществ, которые необходимо нейтрализовать. Нейтрализацию цианидов ведут с помощью хлорной извести, жидкого хлора, железного купороса, озона. Поиск менее токсичных растворителей золота – актуальная задача, ей посвящено большое количество исследований. На основе обзора опубликованных материалов сделан вывод о перспективности не цианистых растворителей золота, а галогенов, малононитрила, тиомочевины, тиосульфата, сульфидов и полисульфидов (Минеев, Панченко, 1994; Фазлуллин и др., 1997 и др.).

Во ВНИИ химической технологии Минатома РФ разработан способ кучного сернокислотно-хлоридного выщелачивания (СХВ) благородных металлов из руд и материалов в присутствии гидротированного диоксида марганца. Продолжительность цикла СХВ может составлять только несколько суток и зависит в основном от проницаемости подготовленного рудного материала. В связи с высокой интенсивностью процесса кучное СХВ может успешно применяться для извлечения благородных металлов в районах с малой продолжительностью теплого периода в году, когда остальное время используется для рудоподготовки.

Химическая сущность процесса кучного СХВ заключается в растворении гидротированного диоксида марганца в сернокислотно-хлоридной среде образованием хлоридных комплексов четырех- и трехвалентного марганца, которые, в свою очередь, переводят в раствор благородные металлы, восстанавливаясь при этом до двухвалентного марганца. Благородные металлы извлекают из раствора цементацией, а гидрат диоксида марганца регенерируют.

Преимущества процесса кучного СХВ в сравнении с цианидным следующие: меньшая экологическая опасность; большая интенсивность процесса; большая степень извлечения благородных металлов; возможность прямого извлечения благородных металлов из упорных руд, в частности сульфидно-мышьяковистых; меньшие затраты на природоохранные мероприятия.

Принципиальная технологическая схема кучного СХВ золота включает следующие операции: дробление рудного материала, агломерацию и гранулирование дробленой руды с добавкой регенерированного диоксида марганца, марганцсодержащего материала, связующего раствора и получением окатышей; укладку окатышей в кювету; кучное СХВ; восстановление золота при фильтрации продуктивного раствора через слой стальных стружек; фильтрацию раствора и осаждение золота на песчаном фильтре; доукрепление части оборотного обеззолоченного раствора с pH=2,0 серной кислотой и возврат его на выщелачивание; нейтрализацию другой части раствора с pH=2,0 известковым молоком до значения pH=6,0 с получением марганцсодержащего раствора и осадка железа и других примесей; регенерацию диоксида марганца обработкой раствора известковым молоком, барботажем воздуха и возвратом Mn_2 – регенерата на агломерацию; элюирование золота с песчаного фильтра, обработку элюата железным купоросом и получение золотого осадка; промывку остатков выщелачивания оборотной промводой и направление их в отвал.

В КГАЦМиЗ исследована в сравнительных условиях эффективность выщелачивания золота из различных типов золотосодержащих материалов, в том числе из руд и лежалых хвостов ЗИФ Артемовского горнопромышленного узла, Олимпиадинского месторождения (окисленные и коренные), с применением цианидных,

бромидных растворов, содержащих элементарный бром и бромид щелочного металла в определенном сочетании. Установлено, что в оптимальных режимах извлечение золота из кварцевых руд с низким содержанием сульфидов бромидными растворами выше, чем цианистыми, из руд коры выветривания извлечение золота примерно одинаково при использовании обеих реагентов. При переработке лежалых хвостов для эффективного бромирования необходима предварительная подготовка материала, например доизмельчение с целью вскрытия поверхности за счет удаления пленок. При этом во всех случаях продолжительность процессов бромирования составляет не более 1–2 ч. Процесс цианирования для достижения подобных результатов должен продолжаться не менее 12 ч. Оптимальные параметры процесса бромидного выщелачивания зависят от минералогического состава исходного сырья.

Основными преимуществами бромидного выщелачивания являются более высокая скорость растворения, широкий диапазон pH, более простая химия растворения, не токсичность реагента и значительное снижение затрат на природоохранные мероприятия. О нетоксичности реагента свидетельствует тот факт, что бромидные растворы применяют для очистки питьевой воды.

В отношении переработки золотосодержащих сульфидных руд заслуживают также внимания разработки профессора В.С. Чекушина с соавторами (2001). Согласно данным этих исследователей для окисленных (глинистых, кварцевых) и сульфидных руд, являющихся основным источником золота в мире, сформировались следующие самостоятельные технологические приемы переработки:

1) окисленные (глинистые) руды перерабатывают непосредственно выщелачиванием золота в цианидные водные растворы с последующей сорбцией на природные или синтетические сорбенты химических соединений металла;

2) окисленные кварцевые, а также сульфидные руды обогащают гравитационными и флотационными методами с получением соответствующих концентратов.

Первая технология, использующая прием выщелачивания золота из руд в цианистые среды, обеспечивает, в конечном счете, получение высококачественного золотосодержащего продукта (75–85% золота), пригодного для аффинажного производства. В свою очередь, во второй технологии концентраты обогащения руд, содержащие от нескольких десятков граммов до первых килограммов золота в тонне, не могут быть направлены непосредственно в аффинаж из-за сравнительной бедности по целевому компоненту продуктов и содержанию экологически опасных примесей (серы, мышьяка и др.). Чаще всего их подвергают предварительной металлургической «доводке» на медных заводах, что составляет суть второго варианта.

Первая (цианидная) технология отличается многооперационностью, экологической опасностью, значительными эксплуатационными и капитальными затратами. Себестоимость одного грамма золота в полученном продукте составляет 5–6 дол. США. Себестоимость металла в концентрате, полученном по второй технологии обогащения, оценивается в 1,5–3,5 дол. США за грамм. Однако транспортные затраты, связанные с перемещением продукта к металлургическим заводам, стоимость его переработки резко снижают экономическую эффективность работы обычных предприятий, разрабатывающих коренные руды.

Повышение эффективности работы золоторудных предприятий проф. В.С. Чекушин с соавторами (2001) видит в создании компактных унифицированных технологий, включающих обогатительный передел, обеспечивающий сокращение массопотоков по предприятию и получение высококачественных концентратов, а также передел доводки полученных концентратов до требований аффинажного производства.

Среди современных методов получения высококачественных золотосодержащих концентратов В.С. Чекушин называет разработанный им метод адгезионной флотации, позволяющий получать концентрат с содержанием золота 300–500 г/т.

В целом, по данным В.С. Чекушкина с соавторами (2001), современные методы доводки золотосодержащих концентратов до кондиций аффинажа включают в себя следующие:

1) цианирование или сорбционное выделение золота и серебра с последующим восстановлением металлов;

2) выделение благородных металлов в самостоятельную фазу по технологии медных заводов;

3) применение нового метода избирательного концентрирования благородных металлов, основанного на экстракции их в системе металл – металл, разработанного цитируемыми авторами.

Последний метод применим для извлечения золота и серебра из гравитационных и флотационных концентратов различного вещественного состава, кварцевой и сульфидно-кварцевой минерализаций. Характерной его особенностью является разложение в процессе экстракции золотоносных сульфидных минералов, в том числе и арсенопиритов, с вымыванием из конечных продуктов золота и серебра в фазу экстракта. Сера и мышьяк, при этом, практически не взаимодействуют с экстрагентом и выводятся из технологического процесса в виде экологически безопасных химических соединений. Извлечение золота и серебра этим методом находится на уровне 98–99%.

Другие исследователи в материалах состоявшейся недавно в г. Красноярске конференции «Золото Сибири» (2001 г.) особо выделяют метод воздействия на обогащаемый продукт мощными электромагнитными импульсами (Чантурия и др., 2001). По мнению этих ученых, представляющих московскую академическую науку, данный метод является новым, экологически безопасным и энергосберегающим способом обработки ма-

териалов. Среди прочих он занимает особое место, является теоретически обоснованным и практически апробированным на ряде упорных золото (серебро)содержащих минеральных объектов.

Обработка концентратов воздействием электромагнитных импульсов существенно увеличивает процесс вскрытия сульфидов с образованием микроканалов пробоя и множеством микротрещин в минеральной матрице, обеспечивающих контакт цианидных растворов с ценными компонентами. Эффективность извлечения золота и серебра из упорных руд, вследствие применения этого метода, по данным экспериментов, может достигать 30%.

На основе этого метода, разработанного в НИИ высоких напряжений при ТПУ, Томским ученым В.В. Бордуновым создана опытная электро-гидравлическая установка, позволяющая разрушать золото- и серебросодержащее сырье, эффективно увеличивая степень раскрытия металлов, и обогащать его посредством выноса шлама вихревыми потоками воды до получения тяжелой и удаляемой легкой фракций. Интересно при этом отметить, что ряд распространенных в природе минералов (нефелин, барит и другие сульфаты) от электроимпульсного воздействия превращаются в гель и свободно уносятся из камеры разрушения струей воды.

Нет необходимости говорить о том, что применение подобной установки для дробления и обогащения руд золото- и серебросодержащей барит-полиметаллической формации является решением многих проблем, связанных с повышенным удельным весом и значительным количеством барита.

Таким образом, обзор специальной литературы по рассматриваемой проблеме показывает, что на современном уровне методически и аппаратурно качественное обогащение алтайских золото- и серебросодержащих колчеданно-полиметаллических руд, а также отходов их переработки и передел получаемых концентратов вполне осуществимы.

При этом следует учитывать, что в практике переработки золотосодержащих концентратов эмпирически сложились следующие стандартные ситуации, определяющие основные параметры экономики и технологии процесса:

– труднообогатимые концентраты, содержащие от 3 до 20 г/т золота наиболее целесообразно перерабатывать совместно с рудами или отдельно от них на существующих ЗИФ. При этом необходимы исследования по технологии переработки этих концентратов с определением показателей извлечения золота в готовой продукции;

– концентраты, содержащие от 20 до 500 г/т золота, при суточных их объемах на уровне десятков тонн наиболее приемлемо подвергать интенсивному цианированию или его более эффективным и экологически безопасным аналогам, известным в практике ЗИФ;

– для концентратов, содержащих от 500 до 5000 г/т золота, при их суточном объеме в сотни килограммов – первые тонны, наиболее перспективна организация отдельного передела непосредственно на месте извлечения концентрата с получением высоколигатурных по золоту продуктов. Среди наиболее известных методов применяются обжиг или автоклавное разложение с последующим переводом золота в раствор хлорированием и извлечением из раствора в металлической форме, чистотой 90–95%;

– концентраты, содержащие от 0,5 до 10% золота и выше, наиболее оправдано на взаимовыгодных условиях передавать на аффинажный завод. Возможна также организация соответствующего передела получения золота на месте, если это экономически выгодно.

Возможные варианты технологических регламентов по переработке алтайских руд

Обобщение опыта отработки алтайских руд Змеиногорского и Золотушинских рудников, для наглядности представленного в таблице, показывает, что в отношении благороднометалльного оруденения они достаточно отчетливо делятся на несколько эмпирически установленных подтипов. В основе выделения этих подтипов лежит заметно различная их золото- и сереброносность, наличие характерных минеральных ассоциаций и положение формируемых ими зон в общей структуре зональности месторождений. Весьма важно, что золото-серебряное оруденение не только сопровождает тела сульфидных руд в виде собственных минералов в рассеянном и в сульфидах состояниях, но и выходит далеко за их пределы в ореолы вмещающих гидротермально-измененных пород, где формирует подобие штокверковых зон или жильных ореолов.

Особенно наглядно отмеченные особенности были выявлены и использовались при отработке Змеиногорского месторождения (см. таблицу). Принадлежность рудно-алтайских месторождений к одной рудной формации, объединяющие их особенности состава, строения и формирования свидетельствуют о том, что и при отработке других месторождений в том или ином виде будут наблюдаться те же явления. Следовательно, для этих типов или подтипов руд должны быть разработаны соответствующие технологические регламенты.

Последние этапы отработки Змеиногорского месторождения, в течение которых перерабатывались отвальные сульфидные и жильные кварц-баритовые с сульфидами руды, показывает на то, что наиболее приемлемой для них была гравитационно-флотационная схема, которая позволяла перерабатывать сырье с содержанием золота не ниже 4–6 г/т. Вместе с тем применение этой схемы к золото-серебряным кварц-баритовым рудам приводило к значительной потере золота с хвостами переработки (1,5–2,5 г/т). В пределах Змеиногорского Рудника в настоящее время, помимо неотработанных нижних горизонтов сульфидных руд, сосредоточено значительное количество эфелей ЗИФ, эфельных и куско-

Технологические циклы переработки Алтайских руд

Пред-приятие	Характеристика сырья	Степень дробления руды	Первичное концентри-рование металлов	Передел первичных концентратов	Получаемая продукция
Змеиногорский рудник					
ЗМЗ	Богатые золото-серебряные медно-свинцовые руды	Мелкокусковая масса и крошка	Обжиг сырой руды в шахтных печах	Операции пирометаллургического производства	Чистые серебро, золото, блинковое серебро, медный роштейн, свинец
ЗЗФ	Золото-серебряные медно-свинцовые руды	– " –	– " –	Электролизное выщелачивание металлов	Серебро, медь
ЗЗИФ	Отвальные сульфидные руды, оруденелые вмещающие породы, барит-сульфидные кварц-барит-сульфидные жилы	Тонкоизмельченная масса	Гравитационное обогащение	Амальгамирование, цианирование	Золото, серебро
ЗБФ	Баритовые, кварц-баритовые жилы и баритизированные вмещающие породы с примесью сульфидов	Тонкий помол	Гравитационное и флотационное последовательное обогащение	Без передела	Гравитационные золото-серебряный и баритовый концентраты, золотой флотационный концентрат
Золотушинский рудник					
Алтайский ГОК	Золото- и серебросодержащие колчеданно-полиметаллические руды	Тонкий помол	Гравитационное и флотационное обогащение	Пирометаллургические и др. операции на Pb–Zn комбинате	Свинец, цинк, медь, золото, серебро, МПГ; всего 18 элементов
Другие источники сырья					
Локтевские шлаки	Тонко-, мелко- и средневкрапленные выделения сульфидов в стекловатой массе шлаков (не более 3% объема шлаков)	Тонкий помол	Гравитационное и флотационное обогащение	Без передела	Гравитационный Au–Ag концентрат, медный Au–Ag сод. флотоконцентрат
Отвалы ЗЗИФ	Глинисто-песчаная слежалая масса, содержащая сростки барита, кварца, сульфидов, Au и Ag	Рыхление	Гравитационное обогащение	Интенсивное цианирование и кюветное выщелачивание Отсадка металлов	Золото, серебро
Место-рождение «Мурзин-ка»	Золотоносная кора выветривания	Рыхление	Гравитационное обогащение	Плавка	?
	Оруденелый щебень зоны гипергенеза	Мелкие куски	Кучное выщелачивание	Au и Ag сод. раствор	–

вых отвалов ЗБФ, древесно-щебенистой массы русла р. Змеевки и не вынутых оруденелых вмещающих пород, содержание золота в которых составляет не ниже 2 г/т. Для отработки этой массы руд гравитационно-флотационная схема будет, вероятно, малоэффективна, тогда как модернизированные варианты кучного выщелачивания могут решить проблему.

Для колчеданно-полиметаллических руд Золотушинского рудного поля применение стандартной гравитационно-флотационной схемы получения первичных концентратов было вполне оправданным, о чем свидетельствует низкое содержание золота (0,2–0,7 г/т) и серебра в хвостах Алтайского ГОКа.

В совокупности данные по Змеиногорскому и Золотушинскому рудникам свидетельствуют о том, что к существенно сульфидным типам алтайских руд наиболее применима именно гравитационно-флотационная схема. Для бедных сульфидных, золото-серебряных кварц-баритовых руд и оруденелых вмещающих пород она, по-видимому, будет слабоэффективной по причине высоких (до 95%) содержаний барита. Для этих руд необходима дополнительная разработка иной схемы переработки.

В отношении техногенных месторождений золота и серебра на Алтае единого рецепта переработки не существует. Для них технология переработки может быть правильно определена лишь после тщательного изучения их состава. В целом можно лишь сказать, что сырье этих месторождений неоднократно перерабатывалось и качественно отработать их вновь будет весьма сложно. В этом отношении нужны специальные технологические наработки.

Знакомство с обзором ведущих технологов Сибири в деле переработки золотосодержащего сырья, в том числе и сульфидных руд, показало на то, что гравитационно-флотационная схема по-прежнему остается в основе их обогащения. Вместе с тем, она претерпевает ряд существенных вариантов модернизации в кратком виде, показанных на рис. 1. Наиболее существенными элементами этой модернизации являются внедрение предварительного кускового обогащения руд комплексами РСК, более экономичных способов электрогидравлического дробления и обогащения; совершенствование степени гравитационной отсадки свободных золота и серебра, особенно при применении современных центробежных концентраторов; совершенствованием методов флотации; внедрение операций по перечистке первичных грави- и флотоконцентратов и главное – совершенствование вариантов гидрометаллургического передела полученных концентратов на месте их производства, минуя отправку на медные заводы и свинцово-цинковые комбинаты (см. рис. 1).

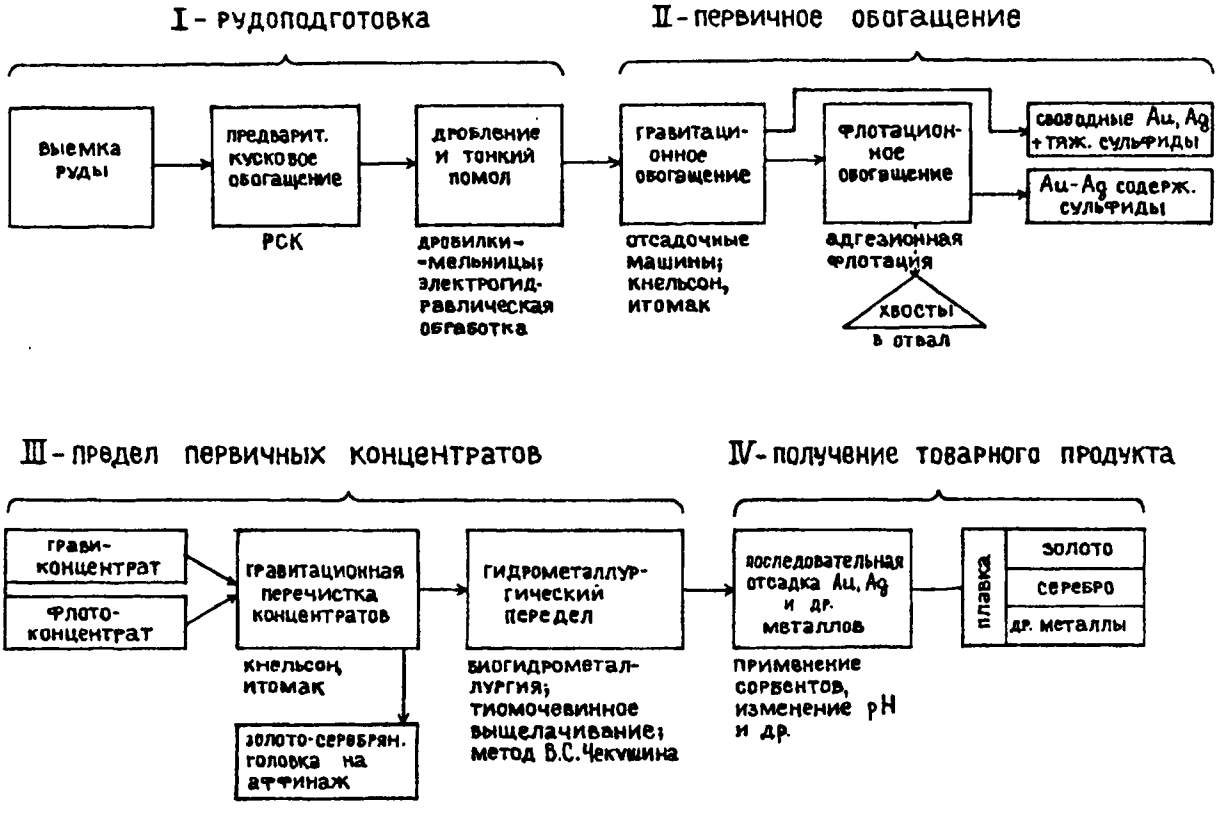


Рис. 1. Принципиальная технологическая схема переработки алтайских руд (I–IV стадии)

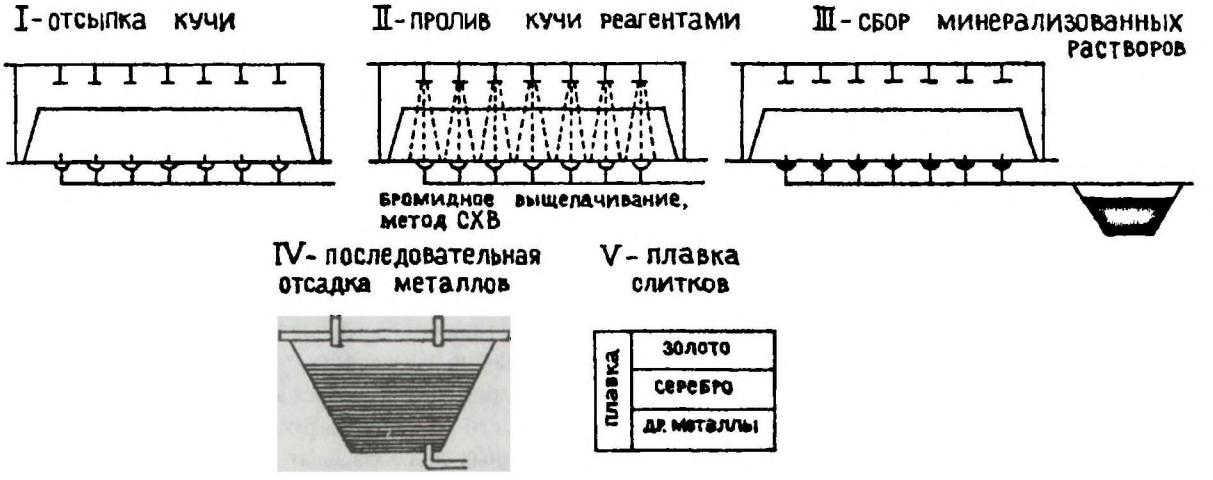


Рис. 2. Принципиальная схема кучного выщелачивания оруденелых пород и некондиционных руд (I–V стадия)

Для не богатых золото-серебряных руд месторождений Алтая, с содержанием золота выше 1 г/т и сравнительно бедной сульфидной минерализацией, по-видимому, наиболее применимы технологии кучного выщелачивания. Вместе с тем, применение обычного цианидного выщелачивания на Алтае будет сдерживаться рядом факторов – слабой обводненностью территории, ее интенсивным использованием для сельскохозяйственных нужд, экологическими соображениями, а также свойствами самих руд, прежде всего значительным содержанием сульфидов, а среди них сульфидов меди и железа. Скорее всего, в данных условиях применимы технологии бромидного выщелачивания, метода СХВ или обработки куч тиомочевиной, которые рекомендованы к применению Н.К. Алгебраистовой с соавторами (2000). Принципиальная схема подобного кучного выщелачивания изображена на рис. 2.

В совокупности такой селективный подход к выборке и переработке алтайских руд, посредством посортового применения специализированных технологий, способен обеспечить высокоэффективное и низкое по себестоимости производство благородных и цветных металлов на Рудном Алтае. Для окончательного решения существующей проблемы необходима постановка специализированных работ по доизучению благороднометалльноносности руд разведанных и вновь открытых месторождений и их комплексное технологическое исследование пока на лабораторных экспериментальных установках.

Литература

Алгебраистова Н.К., Кисляков В.Е. Основные направления совершенствования технологий переработки золотосодержащих руд и песков в Красноярском крае // Инвестиционный потенциал минерально-сырьевого комплекса Красноярского края: Материалы международной научно-практической конференции. Красноярск: КНИИГиМС, 2000. С. 103–114.

Алгебраистова Н.К., Рюмин А.И., Сазонов А.М. Переработка золотосодержащих продуктов с использованием концентраторов Knelson // Цветные металлы. 2000. № 2. С. 15–18.

Извлечение золота из руд бромидным выщелачиванием / Н.С. Перфильева, А.Д. Михнев, А.И. Рюмин // Материалы 2-го симпозиума «Проблемы комплексного использования руд». СПб., 1996.

Краев В.В. и др. Усовершенствованная отсадочная машина для извлечения тонкодисперсных частиц благородных металлов // Тезисы докладов 2-го конгресса обогатителей стран СНГ 16–18 марта 1999 г. М., 1999.

Леонов С.Б. и др. Модульные фабрики для обогащения золотосодержащих руд // Горный журнал. 1998. № 5. С. 10–14.

Лодейщиков В.В. Технология извлечения золота и серебра из упорных руд: В 2-х томах. Иркутск: ОАО «Иргиредмет», 1999. Т. 1. 342 с.

Меретуков М.А., Орлов А.М. Металлургия благородных металлов (зарубежный опыт). М.: Металлургия, 1990. 416 с.

Минеев Г.Г., Панченко А.Ф. Растворители золота и серебра в гидрометаллургии. М., 1994. 241 с.

Митин Л.А. Повышение эффективности добычи золота в России // Золотопромышленность России-96: Материалы евроазиатской выставки 13–16 февраля 1996 г. Новосибирск, 1996. С. 24.

О химическом и гидродинамическом режимах выщелачивания золота растворами тиокарбамида применительно к условиям геотехнологии / Г.Г. Минеев // Обогащение руд. Иркутск, 1989. С. 34–43.

Паровинчак М.С., Гринев О.М., Рихванов Л.П. Потенциал и перспективы освоения неуглеводородных минерально-сырьевых ресурсов Томского Приобья // Материалы Международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Региональная геология, геология месторождений полезных ископаемых. Томск: Изд-во ТПУ, 2001. С. 279–285.

Пат. № 1785536 от 01.09.92. / В.А. Гуров, А.П. Мазуркевич, М.И. Фазлуллин и др.

Седельникова Г.В. Практика кучного выщелачивания золотосодержащих пород // Горный журнал. 1996. № 1–2. С. 122–124.

Состояние исследований и практических разработок в области биогидро-металлургической переработки упорных золотосодержащих руд и концентратов. Обзор // Иргиредмет. Иркутск, 1993. 200 с.

Фазлуллин М.И., Гуров В.А., Смирнова Р.А. Кучное сернокислотно-хлоридное выщелачивание благородных металлов из руд и материалов // Цветные металлы. 1997. № 8. С. 20–23.

Чантурия В.А., Седельникова Г.В. Развитие золотодобычи и технологии обогащения золотосодержащих руд и россыпей // Горный журнал. 1998. № 5. С. 4–8.

Чантурия В.А., Гуляев Ю.В., Бунин И.Ж. и др. Влияние мощных электромагнитных импульсов на повышение извлечения золота из упорного минерального сырья // Труды Второго Международного симпозиума «Золото Сибири». Красноярск: КНИИГиМС, 2001. С. 110–112.

Чекушин В.С., Олейникова Н.В. Совершенствование технологии переработки золотых руд // Труды Второго Международного симпозиума «Золото Сибири». Красноярск: КНИИГиМС, 2001. С. 105–107.

ИСТОРИЧЕСКАЯ РЕТРОСПЕКТИВА И ПОТЕНЦИАЛ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ КАК ИСТОЧНИКА ЗОЛОТА И СЕРЕБРА

О.М. Гринев
Томский государственный университет, г. Томск

Во второй половине июня 2002 г. состоялось специальное заседание Правительства России по вопросам экстренного реформирования лесопромышленного комплекса. В своем выступлении на этом заседании премьер-министр правительства М.М. Касьянов сообщил, что, имея 25% мировых запасов леса, страна 35% своих внутренних потребностей в нем покрывает внешними поставками. Продавая за рубеж сырую древесину по цене 40 у.е. за единицу продукции, мы вынуждены покупать продукцию из этой древесины уже за 500 у.е. за единицу. Принятие экстренной программы реорганизационных и инвестиционных мер в лесодобывающий и перерабатывающий комплексы премьер назвал одним из основных направлений в деле остро необходимой интенсификации экономического роста России.

К сожалению, в сферу экстренных мер правительства пока не попал заметно более значимый сектор экономики страны – горнодобывающий и перерабатывающий комплекс, хотя положение в нем нисколько не лучше, если не хуже, чем в лесной отрасли. Отсутствие вразумительной государственной политики в области недропользования и реформирования геологической службы России на протяжении вот уже 12 лет создало реальные предпосылки для ее затяжного и глубокого кризиса. Данная ситуация крайне негативно отражается на профильном образовании, а также на организациях научного обеспечения горно-геологического сектора России, которые в 2002 г. попали еще в более тяжелое положение, чем в начале 90-х гг.

Между тем установленные в советский период богатства российских и, прежде всего, сибирских недр в условиях нарастающей глобализации минерально-сырьевых ресурсов мира все настойчивее привлекает внимание высокоразвитых стран, которые хорошо знают их истинную ценность и имеют богатый опыт использования с максимальной выгодой для себя.

По мнению многих специалистов, в нынешних условиях проблема осуществления глубоко продуманной государственной политики в области природопользования по значимости не уступает задачам обеспечения суверенитета и обороноспособности страны.

Устоявшие в условиях разгосударствления экономики крупные горнодобывающие и перерабатывающие комплексы типа КМА, Норильска, Кузбасса и др., эксплуатирующие, как правило, уникальные по запасам рудные узлы, достаточно узко специализированы и не охватывают даже приблизительно насущных нужд действующего экономического пространства страны. Следовательно, несмотря на их важную роль в экономике, они не могут обеспечить необходимых условий устойчивого промышленного роста в большинстве регионов, а значит и страны в целом. Для выполнения этой важнейшей стратегической задачи необходима системная сеть региональных горнодобывающих компаний, работающих на принципах саморазвития, которые должны взять на себя основную тяжесть забот в обеспечении регионов самым разнообразным сырьем – от строительных материалов до благородных металлов. Именно они должны стать надежной базой для развития строительной индустрии, металлургии, машиностроения и других высокотехнологичных отраслей экономики, необходимых внутри страны и конкурентоспособных на мировом рынке, а также постараться «замкнуть» на обеспечение своих нужд оставшиеся без заказчиков образовательный и научный комплексы. Протекционистская политика государства на всех его властных уровнях в деле создания и поддержания на период становления таких горнодобывающих компаний сегодня является непременным условием его процветания завтра.

Вместе с тем запущенность данной проблемы и дефицит финансовых средств в стране и особенно в регионах диктуют необходимость выбора определенных приоритетов в этом без сомнения государственном деле. Задача состоит в том, чтобы в сферу внимания формируемых горнодобывающих компаний, примеры создания которых уже имеются (Паровинчак и др., 2001; Гринев, Паровинчак, 2002 и др.), прежде всего попали своего рода ключевые регионы, обладающие достаточными людскими ресурсами, относительно развитой транспортной и промышленной инфраструктурой и необходимыми запасами как общераспространенных, так и высоколиквидных видов минерального сырья. Особое положение среди последних по понятным причинам занимают благородные металлы, а одним из таких регионов, в настоящее время находящимся почти в полном и незаслуженном забвении в отношении горнодобывающего производства, является российская часть Рудного Алтая, расположенная на юго-западе Алтайского края. Справедливости ради следует отметить, что некоторые специалисты, хорошо знающие минерально-сырьевую базу этой территории, предпринимали попытки обратить на неё внимание геологической общественности (Чекалин, 1996, 2001; Гаськов и др., 2001 и др.), однако, судя по полученному резонансу, вряд ли их стоит оценивать как достаточные. Необходимы дополнительные и более весомые аргументы, чтобы пробудить устойчивый интерес к региону.

Занимаясь в течение 1999–2002 гг. изучением ряда техногенных и коренных залицензированных золото-

серебряных объектов Рудного Алтая, направленным на вовлечение их в переработку, автор вплотную столкнулся с необходимостью переоценки потенциала этого региона, который на заре становления горно-металлургического комплекса Сибири являлся главным источником серебра и золота в казну Царской России и способен возродиться вновь.

Краткая историческая справка о развитии и состоянии горно-металлургического дела на Алтае

Историческая справка. Более чем 300-летняя история российского горного дела в Сибири начиналась с Рудного Алтая, который в XVIII–XIX вв. считался основным центром цветной металлургии и, как уже отмечалось, главным поставщиком золота и серебра в стране. В общих чертах эта история делится на три периода – царский, советский и современный.

В Царский период (1717–1918 гг.) этот край именовался Колывано-Воскресенским горным округом, включавшим территории современных Алтайского края, Новосибирской, Кемеровской и части Томской области, а также Семипалатинской и Павлодарской областей Казахстана. Многочисленные месторождения округа были открыты по следам чудских копий. В 1717–1725 гг. рудоискатели С. Коростелев и Ф. Комар обнаружили богатые медные руды с примесью золота и серебра на г. Змеевой и в других местах. В 1726 г. Берг-Коллегия выдала привилегию на их разработку уральскому заводчику Акифию Никитичу Демидову. Были построены Колывано-Воскресенские заводы, в том числе самый богатый из них – Змеиногорский. Через 10 лет А. Демидову было разрешено основать медеплавильные предприятия по рр. Иртыш и Обь. В 1744 г. основан Барнаульский медный завод А. Демидова.

Первооткрыватель Змеиногорского месторождения приказчик А. Демидова Ф.Е. Лелеснов обнаружил в змеиногорских рудах богатое серебро с примесью золота. В 1735 г. Демидовы организовали тайную выплавку серебра и золота. В 1744 г. им пришлось держать ответ за незаконную выплавку драгоценных металлов. В 1747 г. Змеиногорский рудник дал в казну 45 пудов (720 кг) серебра и 0,5 пуда (8 кг) золота. Императрица Елизавета Петровна распорядилась использовать первое алтайское серебро для сооружения раки Святому Александру Невскому. С 1744 по 1835 г. из руды, добытой в Змеиногорске, было выплавлено 600 т серебра и 280 т золота (Рабочий класс ..., 1982).

По архивным данным, находящимся в распоряжении змеиногорского краеведческого музея, в период расцвета добычных работ с 1747 по 1843 г. из недр Змеиногорского рудника добыто 1200 т серебра и 36 т золота.

Помимо Змеиногорского и Барнаульского заводов одним из успешно работавших предприятий того времени был также и Локтевский сереброплавильный завод (СПЗ), построенный в 1784 г. на окраине с. Локоть. За время его работы с 1784 по 1870 г. было переплавлено 826 тыс. т руды различных месторождений Рудного Алтая. В результате переработки руд было получено около 750 тыс. т шлаков, которые складировались на незатопляемой террасе р. Алей.

К концу XVIII в. богатые руды были в основном выработаны. П.С. Паллас, посетивший Алтайский горный округ во время своей экспедиции (начало 70-х гг.), застал Колывано-Воскресенские заводы в запустении, живущими памятью о былой славе. Змеевскую гору Паллас назвал главою всех сибирских рудников, т.к. «руды, добываемые до ныне в оном руднике, были невероятного почти разнообразия рядов (самородное золото, самородное серебро, самородная медь, свинцовые руды, цинк и др.)».

Считается, что Змеиногорский завод прекратил свое существование 1 мая 1893 г., но плавки руды в ряде печей продолжались, т.к. было решено использовать его отдельные корпуса для устройства электролитной фабрики. Сам Змеиногорский рудник, снабжавший металлургическое производство сырой рудой, наиболее активно работал с 1745 по 1871 г., т.е. на протяжении 125 лет. В дальнейшем с переменным успехом предпринимались попытки отработки попутных компонентов руд, россыпного золота и отходов металлургического производства.

В период с 1904 по 1918 г. в рамках концессии была сооружена и работала Змеиногорская золото-извлекательная фабрика (ЗИФ). Исходным сырьем для нее были золотосодержащие руды и вмещающие породы Змеиногорского рудника, представленные окварцованными роговиками и другими метасоматически измененными породами, пронизанными жилами и тонкими прожилками кварца, барита и сульфидов.

Содержание золота в рудах в первые годы работы фабрики достигало 20–30 г/т, а в хвостах – до 8 г/т. К 1918 г. содержание золота упало до 6 г/т и переработка руд стала нерентабельной. Руды перерабатывались по гравитационно-гидрометаллургической схеме, включавшей гравитационное выделение крупного золота в концентрат с последующим амальгамированием и цианидным выщелачиванием концентратов.

Советский период (1918–1990 гг.) отличался резкой сменой акцентов на металлогеническую специализацию рудно-алтайских руд. Несмотря на то что в Змеиногорском рудном районе с перерывами по-прежнему работали предприятия, специализировавшиеся на добыче золота и серебра и был открыт целый ряд новых месторождений, их руды в специальной литературе фигурировали уже не как золото-серебряные, а как руды месторождений золото- и серебросодержащей барит-полиметаллической формации.

В 1934 г. согласно приказу заместителя наркома тяжелой промышленности (№ 553 от 9.08.1933 г.) были оценены Локтевские шлаки ЦГИНцветметом. Запасы шлаков определены в 494,5 тыс. т, а содержащиеся в них металлы составляли: свинец – 2393 т, цинк – 8190 т, медь

– 3690 т, золото – 1515 кг (при содержании 3,06 г/т) и серебро – 64860 кг (при содержании 131,17 г/т).

В 1937–1940 гг. специальной организацией Вторчермета была проведена эксплуатация локтевских шлаков, из которых вручную были отобраны штуфы, обогащенные рудными минералами непроплавов и чугунитов. Отобранное сырье было переработано на Прииртышском медеплавильном заводе.

В 1950–1951 гг. шлаки вновь были подвергнуты переработке Золотушинским рудоуправлением. С помощью бульдозерного перелопачивания и ручной отборки из шлаков были извлечены губчатые разновидности, которые также были отправлены на переработку на Прииртышский медеплавильный завод.

В российской части Рудного Алтая в этот период эксплуатировались Семеновское, Змеиногорское, Зареченское и с начала 70-х гг. Среднее месторождения.

Так, на базе Змеиногорского месторождения работала ЗИФ (1937–1956 гг.) и баритомоечная фабрика (ЗБФ) (1962–1967 гг.). До 60-х гг. эксплуатировалось Семеновское колчеданное месторождение и было законсервировано в 1975 г. как нерентабельное. С перерывами это месторождение разрабатывалось почти 200 лет, с 60-х гг. XVIII в. до 60-х гг. XX столетия.

Из новых рудников советского периода были открыты вначале Золотушинский и Заречный (50–60-е гг.) и затем Средний (70-е гг.). Первичная руда одноименных месторождений этих рудников перерабатывалась на Золотушинском ГОКе и далее отправлялась на свинцово-цинковые заводы Восточного Казахстана.

Сведения о количестве и качестве добытых руд и извлеченных из них металлов до последнего времени были засекречены. Лишь в последние годы появились ограниченные опубликованные данные на эту тему. Так, из недр Змеиногорского, Семеновского, Заречного и Среднего месторождений было извлечено около 1,3 млн т руды, из которой попутно было добыто 7,2 т золота и 118 т серебра (Государственная ..., 2001). Опубликованных данных по отработанному Золотушинскому месторождению нет. Однако если исходить из того, что по запасам и качеству руд оно соответствовало Корбалихинскому и отрабатываемому по соседству месторождению Жезкентского рудника (расположено в непосредственной близости от Золотушинского на территории Казахстана, и его эксплуатация обеспечивает рентабельное извлечение золота и серебра), то количество вынутой руды должно составить около 20 млн т, при содержаниях золота 2–5 г/т, серебра – 100–300 г/т. При пересчете по средним значениям содержаний золота (2,5 г/т) и серебра (200 г/т) и 50% извлекаемости из руды их количество ориентировочно должно составить около 25 т золота и 200 т серебра. Примерно такими же показателями характеризовалось и отработанное вслед за Золотушинским Ново-Золотушинское месторождение. Содержания Au в его рудах варьировали в пределах 0,27–1,42 г/т, а Ag – 19,0–240 г/т (Гаськов и др., 2001).

Таким образом, в первом приближении за советский период (1940–1990 гг.) из барит-полиметаллических руд Рудного Алтая суммарно было добыто 77 т золота и 518 т серебра. Эти цифры очень приблизительны, однако очевидно, что они уступают или примерно соответствуют результатам работы одного Змеиногорского рудника. Примечательно и то, что в данный период специальным исследованиям содержаний, особенностей распределения и извлечения драгоценных металлов из руд и пород эксплуатируемых и разведываемых месторождений Рудного Алтая придавалось незаслуженно малое значение. Все внимание было уделено их полиметаллической составляющей. На эту тему в рассматриваемый период имеются лишь единичные работы (Исакович, 1972; Jonasson, Sangster, 1983; Беспаев и др., 1988).

Основное значение в это время придавалось казахстанской части Рудного Алтая, где разворачивалось грандиозное строительство Восточно-Казахстанского центра цветной металлургии. На базе ряда крупных месторождений этого региона (Ридер-Сокольного, Тишинского, Зыряновского, Белоусовского и др.) открывались рудники, производившие добычу руды открытым и подземным способами. Общие запасы восточно-казахстанских месторождений в те годы более чем на порядок превосходили алтайские. Свинцово-цинковое производство сопровождалось попутным извлечением целого ряда сопутствующих металлов, в том числе серебра, золота и платиноидов. Схема первичной переработки руд включала получение гравитационного и флотационного концентратов благородных и цветных металлов.

Современный период (1990–2002 гг.) до настоящего времени ничем примечательным себя пока не проявил, несмотря на очевидный интерес предпринимателей к золотодобыче, выразившийся в многочисленных попытках организовать производство благородных металлов на базе техногенного сырья и даже коренных руд.

Так, в 1995–2000 гг. промышленно-технологические работы по извлечению золота из хвостов Змеиногорской ЗИФ проводило ТОО «Триада» («Алтайрудзолото»). Технологически работы заключались в попытке получить гравитационный концентрат на опытно-промышленной установке с последующим его гидрометаллургическим переделом в цехе цианирования и кюветного выщелачивания.

В результате гравитационного обогащения песков ЗИФ на ОПУ в 1998 г. крупнотоннажной пробы весом 2050 т получены низкие показатели обогащения. Выход концентрата составил 0,6%, извлечение золота – 30%, при проектном 75%. В 1999 г. работы были продолжены на том же оборудовании на пробе весом 1650 т. Показатели обогащения при этом улучшить не удалось. Полученный концентрат составил 293,24 т (17% от веса пробы) со средним содержанием золота 7–8 г/т. При гидрометаллургическом переделе концентрата извлечение золота в раствор интенсивным цианированием составило 80%, кюветным выщелачиванием – 75%, при

99%-ном извлечении золота из раствора цементацией. Из 125 кг цинковых осадков на аффинажном заводе было извлечено 1,1 кг золота и 7,3 кг серебра. В целом получение золота и серебра из отходов ЗИФ ТОО «Триада» составило соответственно 30 и 20%, что явно уступает по показателям технологическим схемам, применявшимся Змеиногорской ЗИФ и «ВНИИцветмет».

На другом техногенном месторождении «Локтевские шлаки» в 1994 г. Алтайским ГОКом Золотушинского рудника была переработана проба шлаков весом 15,3 т со средним содержанием золота 1,74 г/т и серебра – 47,17 г/т. В результате был получен гравитационный концентрат с содержанием золота 106,76 г/т, при извлечении 44,5%, и серебра – 1031,08 г/т, при извлечении 15,9%. Кроме того, был получен медный промпродукт с содержанием меди 8,49% и золота в нем 13,31 г/т, при извлечении 16,3%, и серебра – 717 г/т, при извлечении 32,4%. В 1995 г. ОАО «Алтайполиметалл» повторило опыт на пробе весом 7334 т с содержанием золота 1,59 г/т и серебра – 49,66 г/т. Показатели по извлечению металлов, при этом, были практически те же.

На месторождении «Мурзинка» в течение 1995–2002 гг. ведутся попытки получения золота и серебра из коры выветривания, разрушенных до щебня коренных руд и измененных вмещающих пород месторождения. Работы проводит артель старателей «Поиск». Апробированные методы гравитационного концентрирования положительных результатов не дали. Обнадеживающие результаты появились лишь в 2001 г. при применении кучного выщелачивания. Однако они сопровождались нарушением технологического регламента и до получения товарного продукта не были доведены.

На конкурсах 2001–2002 гг. на получение лицензий на доизучение и разработку рудно-алтайских месторождений, кроме перечисленных организаций и ОАО «Алтайгазпром», фигурировали компания «КОМЕКО» из Казахстана, ОАО «Рудно-Алтайская экспедиция». Последняя организация выиграла конкурс на отходы Змеиногорской ЗИФ.

С начала 90-х гг. на руках находится также лицензия на наиболее крупное месторождение Рудного Алтая – Корбалихинское, но работы на нем так и не начинались. Приватизированы и законсервированы шахты, эксплуатировавшие Зареченское и Среднее месторождения.

Таким образом, на сегодняшний момент горнодобывающий комплекс Рудного Алтая находится в явном упадке, чему есть определенные объективные и субъективные причины.

Анализ возможных причин современного кризиса в горно-металлургическом деле

Неоднократные неудачные попытки организовать производство благородных металлов из алтайских руд, неизбежно связанные со значительными невосполненными затратами материальных ресурсов, крушением планов их инициаторов и углублением кризиса в отрасли золотодобычи в крае, тем не менее, представляют собой тот необходимый отрицательный опыт, без наличия и анализа которого трудно рассчитывать на успех в предстоящих делах. Очевидно при этом, что проблема возрождения широкомасштабной золотодобычи на Алтае упирается в незнание особенностей состава и способов переработки руд техногенных и коренных месторождений.

Проведенный выше исторический экскурс позволяет достаточно наглядно проследить эволюцию работы Рудно-Алтайского центра цветной металлургии, по возможности вскрыть наиболее очевидные причины сложившегося кризиса и определить перспективы. В кратком виде они представляются следующими.

1. В царский период при высоких бортовых содержаниях золота и серебра (20–30 г/т и 100–300 г/т соответственно) извлекаемость их из руд в концентраты составляла не выше 30–40%. По мере падения содержаний в основных рудах производство перестраивалось на другие их источники – оруденелые вмещающие породы, зоны баритизации и др. Одновременно совершенствовались и методы извлечения металлов, позволявшие перерабатывать отходы прежних производств. Критический уровень содержаний золота к концу периода соответствовал 4–6 г/т. Применяемые технологии по богатым рудам были пирометаллургическими, затем электролизными, по рудам со средними содержаниями использовались гравитационно-гидрометаллургические методы с последующими амальгамацией и цианидным выщелачиванием хвостов.

2. В советский период вновь открытая и доразведанная рудная база намного превосходила дореволюционную, исключая, может быть, зону гипергенеза. Однако при разведке и эксплуатации месторождений основное внимание уделялось лишь полиметаллической составляющей руд. Благородные металлы оценивались как попутные компоненты, без специального изучения закономерностей их распределения в пределах месторождений и рудных тел, форм нахождения в породах и рудах и особенностей извлечения при отработке этих руд и пород.

Обогащение руд с целью получения первичных гравитационных и флотационных концентратов благородных металлов и их последующая переработка до товарного продукта осуществлялись главным образом попутно с основным производством на предприятиях Восточного Казахстана. Технологические исследования на этот счет если и проводились, то так же лишь специализированными научными организациями Казахстана. Они были засекреченными и ныне, скорее всего, так же недоступны.

Осуществлявшаяся схема переработки руд этого периода трудно поддавалась контролю, однако известно, что производство золота, серебра и некоторых платино-

идов являлось существенной частью производства в Восточном Казахстане. Для российской части Рудного Алтая этот период по результативности добычи благородных металлов намного уступает царскому, тем более что основные прибыли от производства оставались в Казахстане.

Результаты работы советского периода трудно объяснить с точки зрения прагматичной логики, но на сегодня мы имеем лишь единичные фондовые и опубликованные работы по благороднометалльноносности месторождений российского Рудного Алтая (Лапухов и др., 1993, 2000; Чекалин, 1996; Росляков и др., 2000; Гаськов и др., 2001). Причем и те, которые имеются, появились в последние 10 лет, то есть уже в современный период.

3. Основные трудности современного периода в организации добычи благородных металлов достались нам по наследству от советского времени, в течение которого практически были утрачены навыки профессионального подхода к добыче благородных металлов и изучению обеспечивающей эту добычу сырьевой базы.

Попытки хотя бы в мелких масштабах, но возродить производство благородных металлов на Рудном Алтае в современный период пока не увенчались успехом главным образом по причине непрофессионального подхода предпринимателей. Эти попытки начинались сразу с переработки полупромышленных проб труднообогатимого сырья без предварительного изучения особенностей его состава, форм нахождения металла в нем, выяснения многих других необходимых параметров и соответственно терпели неудачу.

4. Современная рудная база российского Рудного Алтая располагает необходимым потенциалом для его возрождения как крупного центра цветной металлургии. Одним из механизмов этого возрождения является налаживание производства благородных металлов на мелкомасштабных объектах и предприятиях модульного типа до обретения опыта, необходимого для переработки руд крупных месторождений.

Сложившаяся неблагоприятная ситуация в данной отрасли в определенной степени обусловлена недостаточно активной позицией комитета природных ресурсов по Алтайскому краю в течение 1990–2000 гг. Эта профильная структура, к сожалению, не инициировала проведение необходимого анализа богатой истории становления горного промысла на Алтае с целью вскрытия причин нынешнего кризиса, не сумела донести до центра и защитить его истинные перспективы, не разработала единой стратегии возрождения этого промысла.

5. Для кардинального исправления кризисной ситуации в крае необходима разработка согласованной научно-технической программы по возрождению горно-металлургического комплекса. Примеры таких программ и осуществляемой на их основе политики в сибирском регионе имеются (Программа «Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика» в Красноярском крае). Публичное обсуждение существующих проблем явилось бы хорошей профилактикой против объективных трудностей, связанных с возрождением отрасли, послужило целям выявления круга заинтересованных потенциальных производителей, их квалификации и технических возможностей и высветило бы современные подходы и систему мер для успешного решения проблемы.

Перспективы Рудного Алтая как золото-серебряного района

Классификация формационного состава рудноалтайских месторождений. С точки зрения геотектонической позиции минерагенические районы Рудного Алтая располагаются в пределах девонской активной континентальной окраины или зоны стыка палеокеанического бассейна, ныне представленного позднегерцинской Обь-Зайсанской или Обь-Иртышской геосинклинально-складчатой системой, и палеоконтинента, простиравшегося к востоку в пределах Алтае-Саянской складчатой области, вплоть до сочленения ее с Сибирской платформой (Ротараш и др., 1982; Гринев, 2000 и др.).

В общих чертах для геоструктур этой области сочленения характерно грубозональное строение, выражающееся в закономерном чередовании вкрест простирания субмеридиональных структур в виде синклинорных (депрессионных) и антиклинорных зон регионального масштаба развития.

По данным А.С. Лапухова и др. (1975, 1993, 2000), Рудноалтайская полиметаллическая провинция расположена в пределах этой окраины и приурочена к структурам девонской вулканической островной дуги, сформировавшейся на сиалическом фундаменте ордовик-силурийской пассивной континентальной окраины (Ротараш и др., 1982; Лапухов и др., 2000).

Рудноалтайские колчеданно-полиметаллические месторождения разнообразны по геологическому строению, вещественному составу руд, степени их метаморфизма и т.д. Тем не менее их объединяет приуроченность оруденения к среднедевонским терригенным и вулканогенно-осадочным отложениям удаленных фаций субмаринного кислого вулканизма, прорванных интрузивными телами, переменный состав руд от медно-колчеданного до барит-полиметаллического и ряд других особенностей.

По структурным особенностям на Рудном Алтае в целом выделяются месторождения Лениногорского и Прииртышского типов. Для первого типа (Ридер-Сокольное, Ново-Лениногорское, Зыряновское) характерны рудные залежи «медузообразной» формы, верхние части которых сложены сплошными баритовыми, сфалерит-галенит-баритовыми рудами. Месторождения этого типа тесно связаны с палеовулканическими сооружениями и некоторыми авторами параллелизуются с миоценовыми колчеданными месторождениями типа Куроко.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Прииртышского типа локализуются либо непосредственно в зонах долгоживущих глубинных разломов (Белоусовское, Березовское, Ново-Березовское), либо вблизи от таких зон (Орловское). Особенности их геологического строения обусловлены линейными пластинчато-чешуйчатыми, блоковыми и меланжево-глыбовыми структурами, нивелирующими признаки первичных палеовулканических сооружений. Характерная для них морфология рудных залежей – лентовидная, неправильная линзовидная и ветвящаяся жилообразная с преобладающими медно-свинцово-цинковыми и медно-цинковыми типами руд.

В пределах северо-западной части Рудного Алтая выделяются Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский рудные районы, месторождения которых локализуются среди отложений контрастной базальт-риолитовой формации и сопровождающих ее осадочных комплексов. Эти комплексы формировались в различных фациальных условиях – от существенно вулканических (жерловых, прижерловых) до типично осадочных (мелководных и умеренных глубин).

Оруденение Змеиногорского рудного района локализуется на трех стратиграфических уровнях. Нижний эйфельский уровень характеризуется развитием, в основном, месторождений барит-полиметаллического состава (Зареченское, Змеиногорское и др.) и в меньшей мере – колчеданно-полиметаллического (Среднее месторождение). Живетский уровень характеризуется развитием небольших по масштабу колчеданно-полиметаллических месторождений (Майское и др.). Франский стратиграфический уровень характеризуется наиболее масштабным проявлением оруденения колчеданно-полиметаллического типа (месторождения Корбалихинское, Лазурское, Семеновское).

Золотушинский рудный район тяготеет к Иртышской зоне смятия. Оруденение колчеданно-полиметаллического типа локализуется здесь на двух стратиграфических уровнях. Наиболее интенсивное из них тяготеет к эйфельскому уровню (месторождения Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское и др.). Франский уровень включает небольшие месторождения – Юбилейное и Сургатановское.

Рубцовский рудный район приурочен к Рубцовской вулканической депрессии, выполненной средне-верхнедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями. На живетском уровне среди существенно осадочной песчано-алевритовой толщи локализуется Таловское и Степное месторождения, а на франском – Рубцовское и Захаровское.

В структурно-формационном плане месторождения Рудно-Алтайской полиметаллической провинции параллелизуются с их более древними аналогами Салаира (барит-полиметаллические, Cu-Zn-колчеданные и Cu-колчеданные месторождения), а также Южного и Среднего Урала (Cu-Zn-, Zn-Cu- и Cu-колчеданные месторождения Западного и Северного Прибайкалья (Pb-Zn-, Cu-Pb-, Cu-Zn- и Zn-колчеданные месторождения).

Специальными исследованиями доказано, что колчеданно-полиметаллические месторождения являются одним из ведущих источников попутной добычи золота и серебра. В подчиненном количестве в них содержатся также металлы платиновой группы, которые извлекаются со сплавом Доре в процессе пирометаллургической переработки рудных концентратов (Лапухов, Иванов, 1993; Лапухов и др., 2000).

Характерной чертой строения месторождений данного формационного типа является отчетливая вертикальная и горизонтальная зональность рудных тел, которой подчинено распространение полиметаллических руд и сопутствующего им благороднометаллного оруденения.

Обычно оруденение представлено двумя типами: сливными и прожилково-вкрапленными рудами. В большинстве случаев крутопадающие линзы или жилообразные тела сплошных барит-полиметаллических руд венчаются отчетливо выраженными в рельефе кварцитовыми, кварц-топазовыми или кварц-баритовыми «шапками», а с глубиной и по простиранию переходят в зоны прожилково-вкрапленного оруденения. Рудные тела чаще приурочены к почти послойным зонам рассланцевания вулканогенно-осадочных пород и пространственно ассоциируют с интрузиями кварцевых порфиров (Лапухов, 1975).

По уровню золото- и сереброносности различных минеральных типов сульфидных руд данной формации отчетливо обособляются четыре группы колчеданно-полиметаллических месторождений перечисленных минерагенических провинций (рис. 1):

1 – барит-полиметаллические месторождения (Салаирское, Березовско-Белоусовское рудные поля, Ново-Лениногорское и Среднее месторождения) с максимальным содержанием благородных металлов,

2 – умеренно золото- и сереброносные медно-цинковые и медно-колчеданные (месторождения Урала и Салаира);

3 – полиметаллические месторождения Рудного Алтая, включая его российскую Северо-Западную часть, характеризующуюся повышенной сереброносностью и умеренной золотоносностью;

4 – колчеданно-полиметаллические месторождения Северного Прибайкалья и Западного Забайкалья с аномально низкой золото- и сереброносностью (Лапухов и др., 2000).

Как видим, изложенные материалы специальных исследований показывают на то, что месторождения Рудного Алтая, включая Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский рудные районы Алтая, являются закономерно благороднометаллоносными. В целом они относятся к группе повышенно сереброносных и умеренно золотоносных месторождений, но эти данные не учитывают зональности рудных тел, которая имеет ме-

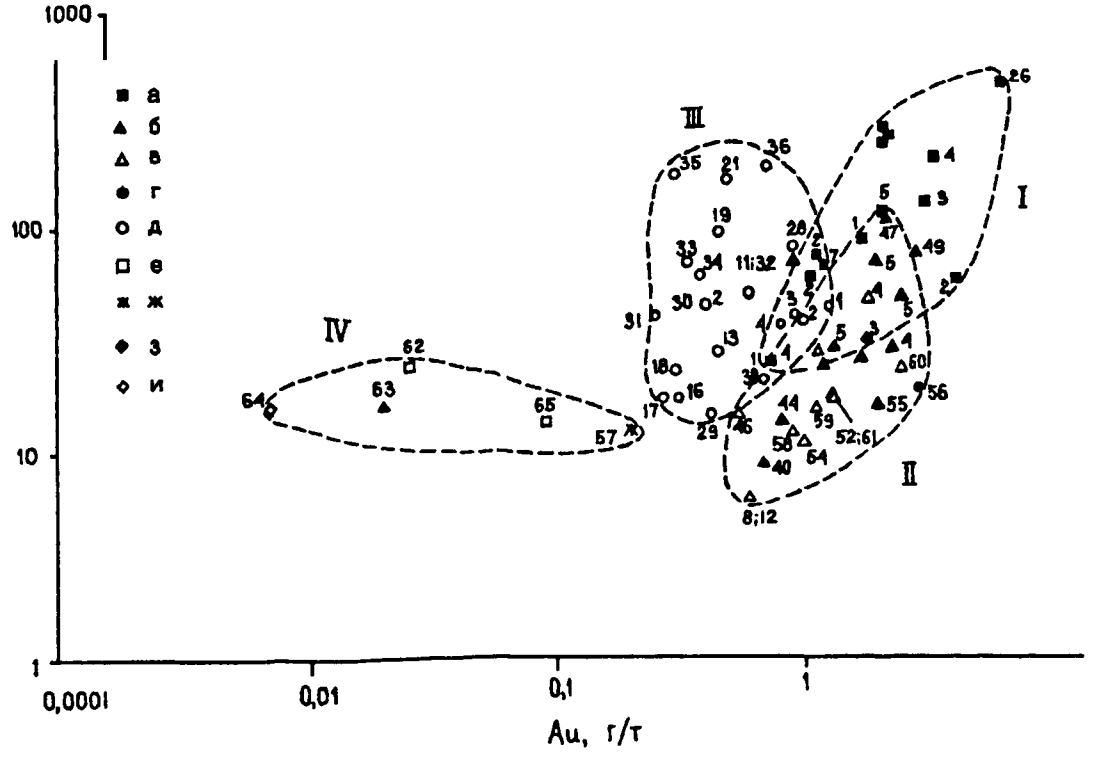


Рис. 1. Диаграмма распределения средних содержаний золота и серебра в типовых колчеданно-полиметаллических месторождениях России и Казахстана (Лопухов и др., 2000).

Типы месторождений: *а* – барит-полиметаллический; *б* – Cu-Zn-колчеданный; *в* – медно-колчеданный; *г* – колчеданно-полиметаллический; *д* – полиметаллический; *е* – Pb-Zn-колчеданный; *ж* – колчеданный; *з* – Zn-Cu-колчеданный; *и* – Zn-колчеданный.

Месторождения: Салаирский кряж; Салаирское рудное поле: *1* – Кварцитовая сопка; *2* – Слепое; *3* – Второй рудник; *4* – Первомайское; *5* – Спорное; *6* – Троицкое; *7* – Александровское. Другие месторождения Салаирского кряжа: *8* – Каменушинское; *9* – Ново-Урское; *10* – Белоключевское; *11* – Самойловское; *12* – Ускандинское. Рудный Алтай: *13* – Ридер-Сокольное; *14* – Ново-Лениногорское; *15* – Тишинское; *16* – Чекмарь; *17* – Шубинское; *18* – Зыряновское; *19* – Малеевское; *20* – Белоусовское; *21* – Иртышское; *22* – Ново-Березовское; *23* – Березовское; *24* – Орловское. Северо-Западная часть Рудного Алтая: *25* – Змеиногорское; *26* – Зареченское; *27* – Среднее; *28* – Семеновское; *29* – Майское; *30* – Степное; *31* – Таловское; *32* – Ново-Золотушинское; *33* – Корбалихинское; *34* – Захаровское; *35* – Юбилейное; *36* – Рубцовское; *37* – Лазурское; *38* – Масленское. Южный Урал: *39* – Гайское, залежь № 1; *40* – Гайское, залежь № 2; *41* – Гайское, залежь № 3; *42* – Гайское, залежь № 5; *43* – имени XIX партсъезда; *44* – Серное; *45* – Учалинское; *46* – Молодежное; *47* – то же; *48* – Узгелинское; *49* – то же; *50* – Талганское; *51* – Александрийское; *52* – Султановское; *53* – то же. Средний Урал: *54* – Левихинское; *55* – то же; *56* – то же; *57* – то же; *58* – Красногвардейское, *59* – Чернушинское; *60* – Пионерское; *61* – Кабан I. Западное Забайкалье: *62* – Озерное; *63* – Звездное; *64* – Ульзутуй. Северное Прибайкалье: *65* – Холоднинское

сто и способна обеспечить возрастание средних значений по золоту от 1–5 до 20–30 г/т и по серебру от 50–150 до 300–500 г/т. На примере Змеиногорского месторождения можно утверждать, что в пределах одноименного рудного района имеются и другие не менее значимые благороднометалльные месторождения, истинный потенциал которых пока не раскрыт. Говоря о золото- и сереброносности коренных руд месторождений этих районов, которая попутно изучалась при опробовании полиметаллических руд, необходимо отметить сведения и о их платиноносности. Материалы по платиноносности руд этих месторождений пока очень скудны, но они имеются и свидетельствуют о том, что и в этом плане здесь можно ожидать весьма ценных открытий.

О потенциальной платиноносности полиметаллических руд Рудного Алтая косвенно говорят также данные по месторождению Бакырчик, расположенному в смежной Чарской складчатой зоне Северо-Восточного Казахстана. В сульфидизированных алевропесчаниках данного месторождения содержания платины достигают до 19,9 г/т, осмия – до 2,9 г/т. Максимальными содержаниями МПГ характеризуются прожилково-вкрапленные пирит-асенопиритовые руды (г/т): Pt – до 47,56 (среднее 5,7), Pd – до 0,43 (среднее 0,02). Кроме того, установлено, что Pt накапливается в грави- и флотоконцентратах (7,3–8 г/т) (Коробейников, 1999; Рафилович, 2000).

Специализированный металлогенический анализ сопряженных с рудно-Алтайской зоной депрессионных герцинских структур Алтае-Саянской складчатой области позволил автору сделать вывод о том, что данные структуры и их горстообразные обрамления являются

рифтогенными и специализированными на благородные металлы (Гринев, 1999, 2000). А изучение на наличие благородных металлов синрифтового комплекса нефелиновых пород Кузнецкого Алатау привело к неожиданному открытию их как нового крупного источника серебра, золота и платиноидов (Гринев, Сазонов, 1996; Сазонов и др., 1997, 2000 и др.).

Краткая характеристика эталонных месторождений Рудного Алтая. Золото-серебряное барит-полиметаллическое оруденение в связи со значительными разведанными запасами и высокими потенциальными перспективами представляет собой наиболее ценное полезное ископаемое территории (Государственная ..., 2001 и др.).

Цинк, свинец, медь с серебром и золотом связаны с рудами колчеданно-полиметаллической формации гидротермально-вулканогенного и гидротермально-вулканогенно-осадочного генетических типов, являющихся продуктами девонского вулканизма (Чекалин, 1991 и др.). Они принадлежат к большой группе крупных, средних и малых месторождений, проявлений и пунктов минерализации, связанных с Рудно-Алтайским полиметаллическим поясом. В одном из хорошо изученных и широко известных рудных районов этого пояса – Змеиногорском, например, выделяются два рудных узла: Майско-Змеиногорско-Семеновский и Корбалихинско-Лазурский. Первый из них включает в себя Змеиногорско-Зареченское, Гольцовское и Семеновское рудные поля; второй – Корбалихинское, Черепановское и Лазурское. Всего в отмеченных рудных узлах находятся два крупных, три средних и семь мелких месторождений. За редким исключением, все рудные объекты локализованы в стратифицированных отложениях девона. Оруденение сульфидное, полиметаллическое, массивное и вкрапленное, как правило, согласно залегающее с вмещающими породами, и штокверковое, занимающее часто резко секущее положение по отношению к последним. Основные рудные минералы: сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, барит, золото и серебро. Промышленные элементы: цинк, свинец, медь, кадмий, золото, серебро и т.д., иногда до 12 элементов. Золото и серебро находятся в рудах как в свободном, так и в рассеянном в сульфидах виде. Наиболее богаты ими окисленные с поверхности разновидности руд.

В качестве своеобразных эталонов месторождений Рудного Алтая можно вполне рассматривать знаменитое Змеиногорское, а также Корбалихинское, Зареченское и Среднее месторождения Майско-Змеиногорско-Семеновского и Корбалихинско-Лазурского линейных рудных узлов.

Майско-Змеиногорско-Семеновский линейный рудный узел располагается на юго-западе Змеиногорского рудного района. Сложен вулканогенно-осадочными породами мельничной и сосновской свит раннего–среднего девона и субвулканическими риолитами мельнично-сосновского комплекса. В рудном узле установлено четыре рудных поля: Березовское, Змеиногорско-Зареченское, Гольцовское и Семеновское.

Змеиногорское месторождение золото-серебро-барит-полиметаллических руд в части верхней подзоны золото-серебро-баритового с полиметаллами оруденения полностью отработано до глубины 201 м в XVIII–XIX вв. В 40–50 гг. XX в. оно было доразведано с выявлением нижней рудной подзоны, не известной ранее.

Месторождение сложено вулканогенно-осадочными породами мельничной свиты раннего–среднего девона. Его структура представляется в виде моноклинали северо-западного простирания с падением на северо-восток под углом 40–50° (рис. 2). Моноклиналь осложнена Главным сбросо-сдвиговым разломом северо-северо-

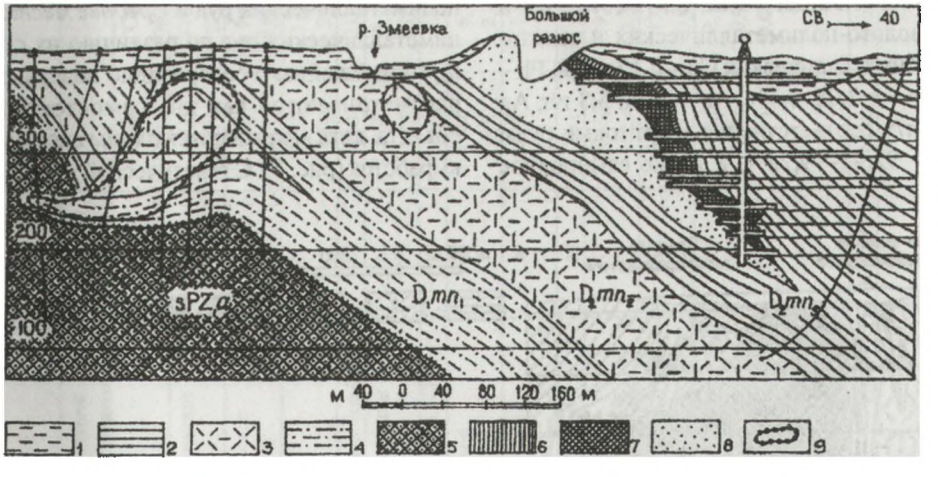


Рис. 2. Геологический разрез Змеиногорского месторождения (Государственная ..., 2001):
1 – рыхлые песчано-глинистые отложения; *2* – алевролиты, аргиллиты известковистые, кремнистые; *3* – туфы, лавы риолитов, риодацитов; *4* – алевролиты, песчаники, туфы кислого состава; *5* – метаморфические сланцы; *6–8* – руды: *6* – баритовые, *7* – золото-серебро-барит-полиметаллические, *8* – золото-полиметаллические; *9* – контур полиметаллического прожилково-жильного оруденения

восточного простирания, ограничивающим с запада промышленное оруденение. На месторождении развиты пострудные круто падающие дайки долеритов субширотного и северо-восточного простираний. Эндогенная рудная зона месторождения делится на нижнюю, среднюю и верхнюю подзоны, связанные соответственно с нижней, средней и верхней подсвитами мельничной свиты. Нижняя и средняя подзоны представлены полиметаллическими (медно-свинцово-цинковыми) рудами, верхняя (снизу вверх): полиметаллическими, золото-серебро-барит-полиметаллическими и баритовыми. Верхняя подзона, в значительной степени эродированная, представлена залежью Большого разноса и мелкой не рассматриваемой здесь Комисской залежью, разобщенными по простиранию. Она характеризуется промышленными запасами руд, средняя – непромышленными. Нижняя подзона может представлять практический интерес. На месторождении сформировалась и экзогенная рудная зона в виде трех россыпей золота, известных с 1935 г. Полиметаллическое оруденение прожилковое и прожилково-вкрапленное, в нижней подзоне штокверковое. Золото-полиметаллические руды исключительно прожилкового типа кварц-барит-сульфидного состава, связаны с гидротермально-осадочными кварцитами. В своей верхней части они значительно обнажены и прослеживаются по простиранию до 390 м (мощность до 100 м), при полном выклинивании на глубине 220 м. Золото-серебро-барит-полиметаллические руды (в основном сплошные) залегают на золото-полиметаллических рудах, прослеживаясь по простиранию на участке Большого разноса на 220 м при мощности до 20 м. На глубине 210 м они выклиниваются. Баритовые руды, залегая на золото-серебро-барит-полиметаллических, венчают верхнюю рудную подзону. Их мощность достигала нескольких метров. Полиметаллические руды бедные во всех подзонах: содержание в них Cu – 0,2–0,6, Pb – 1,2–1,52, Zn – 1,87–2,37%, Au – 0,1 и Ag – 8–22 г/т; в золото-полиметаллических и золото-серебро-барит-полиметаллических Cu – 0,17 и 1,2, Pb – 0,85 и 5,5, Zn – 1,64 и 7,08–8,3%, Au – 2,0 и 5,3 г/т, Ag – 29,0 и 435–680 г/т соответственно. Баритовые руды содержат $BaSO_4$ – 92,45–99,22%, а также самородное золото – до 3–5 г/т. Золото-серебро-барит-полиметаллические и баритовые руды отработаны. Неотработанными являются полиметаллические и золото-полиметаллические руды, часть которых может быть предметом добычи в будущем. Запасы полиметаллических руд нижней подзоны разведаны по категории C_1 (таблица), золото-полиметаллических – отнесены к весьма надежным прогнозным ресурсам категории P_2 (Чекалин, 1996).

Комментируя изложенные данные, необходимо отметить, что оценка неотработанных рудных зон известнейшего золото-серебряного месторождения в отношении золота и серебра по категории P_2 в настоящее время вызывает удивление. Автором было предпринято тестовое точечное и бороздовое опробование вмещающих пород Змеиногорского месторождения и отвалов Змеиногорской баритомоечной фабрики (ЗБФ), представленных кварцитами, окремнелыми алевролитами, туфами и другими породами, часто пронизанными баритовыми, кварц-баритовыми жилами и содержащими незначительную примесь сульфидов. Пробы анализировались на золото и серебро инструментальным нейтронно-активационным анализом и дублировались атомно-абсорбционным и химико-экстракционно-атомно-абсорбционным методами в аттестованных лабораториях Томска и Красноярска. По результатам этих определений содержания золота в породах и рассекающих их жилах варьируют в пределах 1,18–115 г/т и лишь в единичных пробах составляют 0,17–0,60 г/т, а серебра – 33,0–550,0 г/т, в единичных пробах – 3,5 г/т. В сколковой групповой пробе, отобранной из отвалов ЗБФ, содержания золота составили 11,6 г/т, а серебра – 97,5 г/т.

Приведенные данные говорят о том, что даже такое известное месторождение, как Змеиногорское требует своего доизучения в отношении золото-сереброносности неотработанных рудных зон и вмещающих их пород.

Зареченское месторождение золото-серебро-барит-полиметаллических руд и *Среднее месторождение* полиметаллических руд по различию их структур, составу, соотношению и содержанию полезных компонентов рассматриваются как два самостоятельных рудных объекта, хотя вскрываются одним шахтным комплексом выработок (рис. 3). С генетической точки зрения это один

Рис. 3. Геологический разрез через Зареченское и Среднее месторождения (Государственная ..., 2001):
1 – алевролиты, известняки; *2* – туфы, лавы кислого состава; *3* – алевролиты, туфы кислого состава; *4* – метаморфические сланцы; *5–6* – руды: *5* – золото-серебро-барит-полиметаллические, *6* – полиметаллические; *7* – разрывные нарушения

Запасы полезных ископаемых месторождений колчеданно-полиметаллической формации Змеиногорского района

№ п/п	Название месторождения	Классификация запасов	Запасы руды и полиметаллов							Категория запасов	Состояние запасов	Прогнозные ресурсы (P_2)	
			Руда, тыс. т	Cu, тыс т	Pb, тыс. т	Zn, тыс. т	$BaSO_4$, тыс. т	Au, кг	Ag, т			Au	Ag
1	Корбалихинское	К	26227 1774	378,4 22,0	562,33 31,4	2579,2 129,5	– –	917,9 621	1424 96	$B+C_1$ C_2	В недрах В недрах	680	85
2	Стрижковское	М	438 0,4	6,4 0,003	8,4 0,29	21,7 –	– –	196 –	18,6 0,012	C_1+C_2	В недрах Добыто	–	–
3	Среднее	С	2125 478	11,5 3,9	41,8 14,4	86,8 30,4	– –	3634 138,6	98 14,7	C_1	В недрах Добыто	–	–
4	Карамышевское-2	М	130	0,004	0,005	–	–	–	15,9		Добыто	–	–
5	Преображенское	М	21,3 1,15	0,23 0,035	0,94 –	1,32 –	30,1 –	373 –	18,7 0,011	C_2	В недрах Добыто	–	–
6	Петровское	М	866,9	–	–	–	–	–	155		Добыто	9000	–
7	Зареченское	С	1764 598	6,7 2,0	20,9 5,3	23,7 8,7	499 140	7409 1837	317,5 83,2	B+C	В недрах Добыто		
8	Змеиногорское	К	584	1,9	10,6	12,6	–	58,9 5000	5,4 1282	C_1	В недрах Добыто	12000	174
9	Вересухинское	М	202	1,3	6,8	15,4	–	–	–	C_2	В недрах	6000	420
10	Лазурское	С	2086,6 302,4	29,05 2,55	25,02 1,08	107,74 2,36	– –	1397 275	61,53 10,47	C_1	В недрах Добыто	3600	160
11	Маслянское	М	640,0 37,0	17,0 0,08	0,1	0,4	–	210	8,5	C	В недрах Добыто	–	–
12	Семеновское	М	469,0 168,6 150	2,11 0,49 0,001	13,2 8,09 3,7	31,5 11,84 –	– – –	439 302,3	294,4 14,82 50,0	C_1	В недрах Добыто (1951–1973 гг.) Добыто до 1980 г.	1000 3700	70 200
13	Сумма	К+С+М	36330,9	476,59	721,49	3009,86	529,1	15237,8	2342,63			23280	909

объект, представляющий полную аналогию Змеиногорского месторождения. Основная часть Зареченского месторождения и верхняя рудная подзона Змеиногорского имеют одинаковый состав руд и залегают в аналогичных породах одной и той же верхнемельничной подсвиты. Среднее месторождение отвечает нижней и средней рудным подзонам Змеиногорского месторождения, с той лишь разницей, что основное промышленное оруденение на первом из них сосредоточено в вулканитах среднемельничной подсвиты. Оба месторождения детально разведаны и на протяжении определенного времени в небольших объемах отрабатывались. В 1997 г. законсервированы (Чекалин, Королев, 1988).

Корбалихинско-Лазурский линейный рудный узел сложен вулканогенно-осадочными породами давыдовской и каменевской свит среднего и верхнего девона, прорванными субвулканическими интрузиями риолитов, базальтов давыдовско-каменевского комплекса. Узел ориентирован в северо-западном направлении. В его состав входят Корбалихинское, Черепановское и Лазурское рудные поля.

Корбалихинское рудное поле приурочено к северо-западному замыканию Змеиногорско-Быструшинского прогиба. Занимая часть юго-западного крыла прогиба, оно тяготеет к его ядру, где мощность вулканогенно-осадочных отложений среднего и верхнего девона, залегающих несогласно на песчано-сланцевых метаморфизованных породах нижнего палеозоя, не менее 2–2,5 км. Стратифицированные отложения прорваны верхнедевонскими субвулканическими интрузиями кислого и основного составов и осложнены разрывными нарушениями. В рудном поле известно одно крупное Корбалихинское месторождение.

Корбалихинское месторождение крупное по запасам, детально разведано, всесторонне изучено в 1959–1966 и 1974–1987 гг. при помощи скважин до глубины 1450 м, подготовлено к промышленному освоению. Геологический разрез месторождения сложен вулканогенно-осадочными породами заводской, давыдовской и каменевской свит (рис. 4). Интрузивные образования представлены давыдовско-каменевским комплексом субвулканических пород основного и кислого составов. Струк-

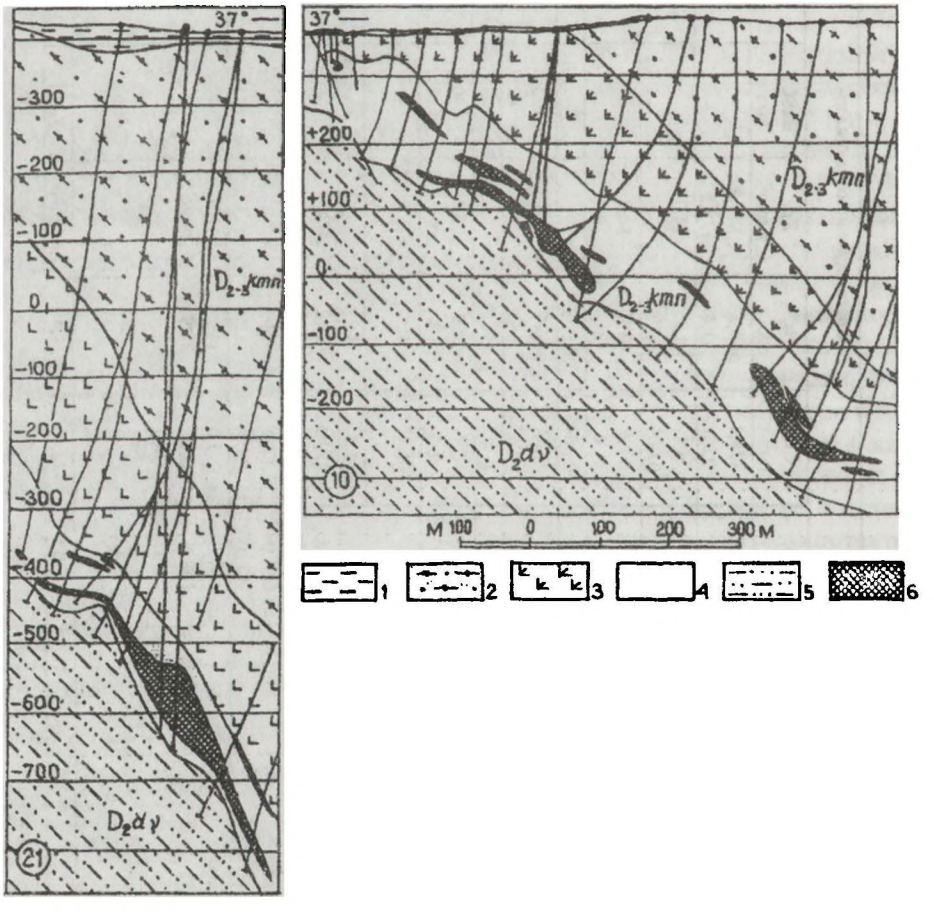


Рис. 4. Геологические разрезы *10* и *21* Колбалихинского месторождения (Геологическая ..., 2001):
1 – рыхлые отложения; *2* – переслаивание лав, туфов риолитов и риодацитов с алевролитами; *3* – лавы, лавобрекчии базальтов, карбонатизированные; *4* – алевролиты, песчаники, туфопесчаники; *5* – лавы, лавобрекчии, туфы риолитов и риодацитов с прослоями алевролитов, песчаников, туфопесчаников; *6* – полиметаллические и колчеданно-полиметаллические руды

тура связана с палеовулканической постройкой, приуроченной к юго-западному крылу Змеиногорской брахисинклинали, осложняющей северо-западное замыкание Быструшинского синклинория. Простирание пород главным образом северо-западное. Падение северо-восточное: 40–50° на юго-востоке и более крутое (до 60–80°) – на северо-западе. Среди разрывных нарушений выделяются Юго-Восточный, Центральный-1 и Центральный-2 разломы. Юго-Восточный (взбросо-сдвиг) ограничивает месторождение с юго-востока. Центральный-1 (сбросо-сдвига, долгоживущий и разделяющий месторождение на юго-восточную и северо-западную части) существовал во время накопления отложений каменевской свиты. Центральный-2 представляется субпослойным надвигом, фрагментарно выполненным дайками долеритов. Рудная зона локализуется в каменевской свите среди нижней, преимущественно осадочной пачки под лавобрекчиями базальтовых порфиритов. Ее размеры по простиранию – 2500 м, по падению – до 1000 м, интервал глубин залегания – 75–1400 м. Руды образуют усложненные линзо- и лентообразные тела, согласно залегающие с вмещающими породами. 91% балансовых запасов руды категорий В + C_1 сосредоточен в трех из них (по 11, 19 и 61% соответственно). Размеры этих тел составляют соответственно (м): по простиранию 530, 530 и 1425, падению – 10–370, 55–512 и 180–620, мощности (средней) – 9,8, 12,9 и 10. Руды в большинстве своем сплошные тонкозернистые (северо-западный фланг), брекчиевые, реже вкрапленные и в единичных случаях – прожилковые (юго-восточный фланг), сульфидные, относящиеся к полиметаллической и колчеданно-полиметаллической подформациям вулканогенно-гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического типов соответственно. Главные минералы – сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Основные ценные компоненты – цинк, свинец, медь, сера – имеют высокие содержания. В рудах присутствуют в промышленных концентрациях также золото, серебро, кадмий, висмут, селен, теллур, таллий, галлий. Ожидается прирост запасов до 10% к утвержденным ГКЗ СССР за счет прослеживания рудного тела на глубину (Чекалин, 1985, 1991; Кузнецов и др., 1994).

Запасы и прогнозные ресурсы золота и серебра Змеиногорского рудного района

Опубликованные данные по запасам полезных ископаемых Змеиногорского района содержатся в работе (Государственная ..., 2001) и приведены в таблице.

Согласно данным этой таблицы запасы золота и серебра, содержащиеся в полиметаллических рудах, составляют по золоту около 15,2 т и по серебру – 2342,6 т. Прогнозные ресурсы этих металлов, оцененные по категории P_2 на Корбалихинском, Змеиногорском, Вересухинском, Лазурском и Семеновском месторождениях, составляют по золоту 23,28 т и по серебру – 909 т.

Оценивая эти данные, следует иметь ввиду, что специализированного изучения распределения и содержаний благородных металлов в пределах рудных тел и особенно полей этих месторождений во время их разведки, по-видимому, не проводилось. По крайней мере, об этом говорит весьма небольшая библиография работ, посвященных данной проблеме (Тимофеевский, 1940; Исакович, 1972; Jonasson, Sangster, 1983; Беспаев и др., 1988). Лишь в последние годы результаты предшествующих поисково-разведочных работ 1950–1980 гг. были оформлены в научные труды, отражающие самые общие особенности в отношении содержания и локализации благородных металлов (Беспаев и др., 1997; Гаськов и др., 2001).

Согласно этим работам наиболее важные общие закономерности формирования, распределения и содержания золото-серебряного оруденения заключаются в следующем. Образование рудных концентраций этих элементов происходило в рамках единого процесса формирования месторождений колчеданно-полиметаллической рудной формации в связи с проявлением средне-верхнедевонского базальт-риолитового вулканизма.

Уровни концентрации золота и серебра в различных минеральных типах месторождений и характер распределения их в отдельных рудных телах крайне неравномерны. Для месторождений барит-полиметаллического типа характерны наиболее высокие концентрации Au и Ag и многообразие форм их проявления. Общий уровень содержания благородных металлов в этих месторождениях колеблется в пределах 4,3–6,3 г/т по золоту и 43,0–82,8 г/т по серебру. Золото отличается неустойчивым составом с существенными примесями Ag (до 72%) и Hg (до 27%). Особенностью месторождений является многостадийное развитие процесса рудообразования и проявление нескольких генераций золото-серебряных минералов. Наиболее продуктивны поздние стадии, с которыми связано формирование баритовых и барит-полиметаллических руд и жильных существенно медных руд золото-борнит-халькопирит-пиритовой ассоциации.

Месторождения колчеданно-полиметаллического типа характеризуются относительно невысокими содержаниями золота (0,25–1,05 г/т) и серебра (12,0–62,2 г/т). Золотосодержащие минералы в них представлены, как правило, одной генерацией, соответствующей основной стадии формирования колчеданно-полиметаллических руд, а самородное золото характеризуется повышенной пробностью (золото – от 74,75 до 89,6%; серебро – от 25,58 до 8,32%).

Отмечается приуроченность месторождений наиболее продуктивного барит-полиметаллического типа к низам разреза девонской осадочно-вулканогенной толщи. На этом же уровне локализуются и колчеданно-полиметаллические месторождения с повышенным содержанием золота. Особенно это характерно для Змеиногорского рудного района.

В свете изложенных данных, а также фактов, известных из истории отработки Змеиногорского месторож-

дения, когда на заключительном этапе отработки верхней рудной подзоны (1904–1918 гг.) месторождения исходным сырьем для ЗИФ были золотосодержащие руды и вмещающие породы, представленные окварцованными роговиками и другими метасоматически измененными породами, пронизанные жилами и тонкими прожилками кварца, барита и сульфидов, становится очевидной необходимость в доразведке рудных полей даже хорошо изученных месторождений описываемой территории. Приведенные выше новые данные по содержанию золота и серебра в разнообразных по составу жилах и кварцевых метасоматитах Змеиногорского месторождения со всей очевидностью подтверждают это.

В совокупности это может свидетельствовать о том, что имеющиеся запасы и ресурсы золота и серебра Змеиногорского рудного района (по категории $C_1+C_2+P_2$ Au – 38,48 т, Ag – 32316,0 т) при проведении специализированных поисково-разведочных работ могут быть существенно увеличены.

По существующей классификации уже установленные запасы и ресурсы благородных металлов компактно расположенных месторождений только одного Змеиногорского рудного узла (Корбалихинского, Змеиногорского, Среднего и Зареченского), даже без учета их полиметаллической составляющей выводят его в разряд среднего по масштабам развития оруденения. Предполагаемый прирост запасов за счет специализированной доразведки и учета содержаний платиноидов способен вывести его в разряд крупных, с суммарными запасами золота и МПГ, превышающими 100 т.

В этом отношении заслуживают внимания и новые типы собственного золото-серебряного оруденения, расположенного в структурах, смежных со Змеиногорским рудным районом. Речь идет о слабоизученных Курьино-Акимовском и Ново-Фирсовском вулканотектонических прогибах Чарышско-Инского геоблока, выполненных терригенно-карбонатной толщей раннего–среднего девона и прорванных субвулканическими интрузивами разного состава, по возрасту соответствующими среднему девону.

В Курьино-Акимовской структуре известен Мурзинский рудно-россыпной узел, представленный преимущественно отработанной россыпью золота, золотоносной корой выветривания, а также коренными золото-скарновыми и золото-кварцевожильными рудами.

По данным Н.А. Рослякова с соавторами (2001), в скарнах и роговиках золото локализуется в минерализованных зонах дробления с кварц-карбонатно-сульфидными жилами и прожилками, сопровождающимися пропилитизацией. В мощных и протяженных зонах кварц-турмалиновых метасоматитов отмечаются содержания золота до 1–2 г/т. В терригенно-карбонатных породах девона оруденение представлено протяженными кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с переменным количеством сульфидов. Золото содержится как в жилах, так и в измененных породах. Распределение его носит резко неоднородный характер, при котором содержание варьирует от следов до 232 г/т. В окисленных кварцево-жильных рудах с обильными пустотами выщелачивания сульфидов отмечаются содержания золота до 1,5 кг/т, Ag – до 5,2 кг/т и Cu – до 15%. На глубине эти руды сменяются прожилково-вкрапленной пирит-халькопиритовой минерализацией с содержанием Au – 1–160 г/т, Ag – 5–320 г/т. Золото развито как в тонкодисперсной форме в сульфидах, так и в самородных выделениях, в том числе крупных, особенно в кварце. В коре выветривания самородное золото обнаружено цитируемыми авторами во всех пробах в количестве от 1 до 1050 знаков (от 0,1 мг/м^3 до 2,5 г/м^3).

Новофирсовское месторождение одноименного прогиба, как и Мурзинское, явно недоизучено (Чекалин, 2001). По данным А.Ф. Черных (2000), месторождение представлено многочисленными серицит-кварцевыми крутопадающими жилами среди пиритизированных метасоматитов альбит-хлорит-серицитового состава в порфиритах и кварц-серицитового – в порфирах, прослеживающимися на сотни метров при мощности до 10 м. Жилы несут прожилково- и гнездово-вкрапленное золото-серебряное и полиметаллическое оруденение. В 120 поверхностных пробах кварца и кварцитов содержание золота составляет 0,1–13 и серебра – 10–300 г/т. По единственной скважине, пройденной здесь, в одном из интервалов (123,1–138,1 м) среднее содержание Au равно 7,8, Ag – 13 г/т, Cu – 0,11, Pb – 1,22, Zn – 2,02%.

Прогнозные ресурсы золота и серебра на месторождении оцениваются в 36 и 400 т соответственно.

Основные выводы

1. Российская часть Рудного Алтая представляет собой крупный сырьевой район для развития, точнее, для возрождения его как центра цветной металлургии. По данным В.М. Чекалина (2001), он представлен 11 месторождениями богатых колчеданно-полиметаллических руд с запасами категорий $B+C_1$ более 52 млн т, из которых 85% по руде, 90,5–93% по меди, свинцу и цинку, 51% по золоту и 83% по серебру связано с месторождениями, не эксплуатировавшимися прежде. Из них 55–63% меди, цинка, золота, серебра, 44% свинца сосредоточено в Корболихинском месторождении.

2. Весьма существенной составной частью колчеданно-полиметаллического оруденения, признанного одним из основных поставщиков золота и серебра в мире, является благороднометалльная составляющая, включая и платиновые металлы. Запасы и ресурсы сопутствующих полиметаллическим рудам золота и серебра только одного Змеиногорского рудного района составляют по Au 38,48 т и по серебру 32316,0 т, что позволяет считать его средним по масштабам золото-серебряного оруденения.

3. Благороднометалльноносность разведанных и опоискованных колчеданно-полиметаллических месторож-

дений Рудного Алтая требует системного доизучения с целью выявления в пределах их рудных полей сравнительно автономного золото-серебряного оруденения, связанного с околорудными метасоматитами, а также жилами кварцевого, кварц-баритового и баритового составов. Незамедлительной проверки требует и платиноносность алтайских руд.

В ряде соседних со Змеиногорским рудным районом слабо изученных вулкано-тектонических структур (Курьино-Акимовском и Ново-Форсовском вулканогенных прогибах) установлено самостоятельное золото-серебряное оруденение иных формационных типов – золото-скарновое, золото-сульфидно-кварцево-жильное и золотоносные коры выветривания. Нельзя исключать того, что подобного типа оруденение имеет место и в других районах Рудного Алтая.

Только за счет разведки Ново-Фирсовского и Мурзинского рудных узлов, представленных самостоятельным золото-серебряным и сопутствующим полиметаллическим оруденениями, запасы благородных металлов Змеиногорского и соседнего Чарышско-Инского геоблоков превысят по золоту 100 т и выведут их в разряд крупной сырьевой базы для добычи золота и серебра.

4. Совокупная история становления горно-геологического и металлургического дела на Алтае, особенно основные вехи истории Царского периода и опыт применения современных технологий на месторождениях Сибири, представляют собой тот необходимый опыт, правильное применение которого позволит возродить Рудный Алтай как крупный центр по добыче цветных и благородных металлов.

В основе разработки уже разведанных месторождений должны лежать приемы селективной отработки разных по составу, качеству и геологическому строению рудных тел и постоянное совершенствование технологий их переработки, как это происходило, например, при эксплуатации Змеиногорского месторождения, но на качественно ином уровне.

5. Для наиболее глубокого изучения особенностей геологического строения, качества и запасов руд золотосодержащих и собственно золоторудных месторождений региона и выработке правильных организационных мер по их оптимальной отработке необходима разработка целевой программы «Золото Алтая: геология, геохимия, технология, экономика» по типу программы «Золото Сибири», осуществляемой в Красноярском крае.

В качестве первоочередных мер по выработке оптимальной политики недропользования в Алтайском крае, максимально направленной на удовлетворение его собственных нужд, необходимы шаги по учреждению региональной Рудно-Алтайской горнодобывающей компании, подобной той, что учреждена в 2001 г. в Томской области (Паровинчак и др., 2001). Подобные действия полностью соответствуют новой концепции России в отношении рационального использования природных ресурсов, объявленной в 2001–2002 гг. Они способствуют системному освоению недр, подъему экономики и сохранению интересов регионов, а значит и России.

Литература

Барышев А.Н. Палеовулканическая структура и колчеданное оруденение Ново-Золотушинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений, 1978. № 4. С. 70–81.

Беспаев Х.А., Николаев Л.Г., Ганженко Г.Д. и др. Колчеданно-полиметаллические месторождения Прииртышского района. Алма-Ата: Наука, 1988. 246 с.

Беспаев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д. и др. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая. Алматы: Гылым, 1997. 284 с.

Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Акимцев В.А. Золото и серебро в полиметаллических месторождениях Северо-Западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 900–916.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-XI (Змеиногорск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.

Гринев О.М., Сазонов А.М. Кузнецко-Алатауская провинция – новый золото-платиноносный район Южной Сибири // Проблемы геологии Сибири: Тезисы докладов научной конференции, посвященной 75-летию геологического образования в Томском государственном университете. Т. 2. Томск: Изд-во ТГУ, 1996. С. 105–107.

Гринев О.М. Особенности морфотектоники, магмо-рудогенеза и золото-платиноносности рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы // Структурный анализ в геологических исследованиях: Материалы Международного научного семинара. Томск: ЦНТИ, 1999. С. 77–88.

Гринев О.М., Сазонов А.М. Особенности геохимии, минералогии и проблема извлечения благородных металлов из нефелиновых пород Мариинской тайги // Вопросы геохимии и палеонтологии Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1997. С. 165–172.

Гринев О.М. Концепция континентального рифтогенеза и ее значение для прогноза и поисков полезных ископаемых слабо изученных территорий // Проблемы эффективного освоения минерально-сырьевых ресурсов Сибири и Дальнего Востока: Материалы юбилейной научно-практической конференции. Томск: ОАО «Востокгазпром», 2000. С. 183–194.

Гринев О.М., Паровинчак М.С. Томская горнодобывающая компания – практический вклад томичей в реализацию новой концепции России в деле освоения природных ресурсов // Материалы юбилейной конференции в честь 30-летия ТО СНИИГГиМС «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западной Сибири». Томск: Изд-во СНИИГГиМС, 2002.

Исакович И.З. Минеральные ассоциации, золотоносность и некоторые условия формирования руд полиметаллических месторождений Змеиногорского и Лениногорского районов Рудного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ЦНИГРИ, 1972. 18 с.

Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона северо-западной части Рудного Алтая / И.В. Гаськов, Э.Г. Дистанов, Н.Ю. Миронова, В.М. Чекалин. Новосибирск: Наука, 1991. 120 с.

Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 237 с.

Кузнецов А.Г., Золотник-Хоткевич А.Г., Чекалин В.М. Особенности формирования рудовмещающих фаций и обломочных руд Колбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 2. С. 86–101.

Лапухов А.С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.

Лапухов А.С., Иванов Н.Б. Благороднометалльные геохимические ассоциации колчеданно-полиметаллических месторождений рудно-алтайского типа // Геология и геофизика. 1993. № 4. С. 92–100.

Лапухов А.С., Бортникова С.Б., Гаськов И.В. и др. Благородные металлы в колчеданно-полиметаллических месторождениях России и Казахстана // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Т. II. Томск, 2000. С. 126–128.

Паровинчак М.С., Гринев О.М., Рихванов Л.П. Потенциал и перспективы освоения неуглеводородных минерально-сырьевых ресурсов Томского Приобья // Материалы Международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Региональная геология, геология месторождений полезных ископаемых. Томск: Изд-во ТПУ, 2001. С. 279–285.

Рабочий класс Сибири в дооктябрьский период. Новосибирск, 1982. 459 с.

Рафилович М.С. Платина Казахстана: систематика месторождений, приоритетные рудные формации, прогнозные ресурсы // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск: КПР по Томской области, 2000. С. 111–113.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–58.

Росляков Н.А., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А. и др. К вопросу об условиях формирования месторождений золота в марганцевоносных корах выветривания (на примере Мурзинского месторождения Алтая) // Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых: Материалы научной конференции. Томск: ТПУ, 2000. С. 289–293.

Сазонов А.М., Гринев О.М., Шведов Г.И. и др. Нетрадиционная платиноидная минерализации Средней Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 1997 148 с.

Сазонов А.М., Леонтьев С.И., Гринев О.М. и др. Геология и золотоплатиноносность щелочных пород Западной Сибири. Томск: Изд-во ТПУ, 2000. 248 с.

Тимофеевский Б.А. О рудоносности и стратиграфии Змеиногорского месторождения // Сов. геология. 1940. № 2–3. С. 17–29.

Чекалин В.М. Геолого-генетическая модель Корбалихинского месторождения полиметаллических и колчеданных руд на Рудном Алтае // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 78–91.

Чекалин В.М., Королев Г.Г. Геолого-генетическая модель Среднего и Зареченского месторождений полиметаллических и барит-полиметаллических руд на Рудном Алтае // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 89–98.

Чекалин В.М. Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 1991. № 10. С. 75–89.

Чекалин В.М. Геолого-генетическая модель Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Руды и металлы. 1996. № 6. С. 55–65.

Чекалин В.М. Минерально-сырьевые ресурсы северо-западного Алтая – геолого-генетические особенности и перспективы освоения // Материалы Международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Региональная геология, геология месторождений полезных ископаемых. Томск: Изд-во ТПУ, 2001. С. 357–361.

Черных А.Ф. Перспективы золото-сереброносности Новофирсовского рудного узла // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул: Алт ГУ, 2000. С. 312–316.

Jonasson I.R., Sangster D.F. A preliminary report on the gold content of sulfide separates from some Canadian base-metal deposits// Pap. Geol. Surv. Can. 1983. № 83-1. B. P. 47–52.

ОСОБЕННОСТИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

О.М. Гринев, А.Д. Котельников
Томский государственный университет, г. Томск

Усилиями многих специалистов в обширном пространстве между Обь-Зайсанской геосинклинально-складчатой (аккреционной) областью и запад-юго-западным фасом Сибирской платформы, где расположена АССО, постепенно прорисовывается канва крупной трансрегиональной структуры, заложившейся и развивавшейся в герцинскую эру тектогенеза в пределах палеотектонического профиля океан–континент.

Со многих позиций выделение и описание тектоники и минерагении этой структуры для АССО имеет своего рода индикаторное значение. Прежде всего потому, что в силу ее сохранности и современной изученности это дает возможность воочию проследить особенности проявления и характера перехода практически синхронно формировавшихся смежных океанических и континентальных структур. С другой стороны, сравнительное изучение этих трансрегиональных структур, возникших вследствие проявления аккреционного и рифтогенно-континентального режимов, способно снять многие противоречия, стоящие на пути правильного понимания среднепалеозойской истории АССО. И, наконец, в определенной степени это может послужить отправной платформой для проведения обоснованных аналогий при изучении более древних структурных эквивалентов АССО, сохранность и изученность которых заметно уступает герцинским и ныне априори заменяется гипотетическими представлениями типа раскрытия и схлопывания палеоокеанов.

Расшифровка структурной иерархии депрессионных структур герцинского палеоконтинента (АССО) показал, что в его пределах они естественным образом сгруппированы в субмеридиональные (в современных координатах) депрессионные зоны, состоящие из прогибов, грабенообразных и мульдообразных впадин, грабенов и приразломных мелких мульд. Всего выделено три депрессионных зоны, составляющие структурную основу трансрегиональной герцинской рифтогенно-континентальной системы (РКС): восточная (Восточно-Саянско-Енисейская), осевая (Тувинско-Минусинско-Западносибирская) и западная (Западно-монгольско-Алтайско-Кузнецкая), в отложениях которых запечатлена история ее формирования (Гринев, 1998–2000 и др.).

Проведенный в последние годы структурно-формационный анализ девонских впадин фундамента Западно-Сибирской плиты (Ажарминского и Алипского прогибов, Тегульдетской впадины), Минусинского и Тувинского прогибов, а также системы приразломных грабенов Озерной зоны Монголии, представляющих осевую зону РКС, показал, что они в наибольшей степени отражают специфику проявления континентального тектогенеза и формировались по единому тектоно-магматическому сценарию. Особая роль в расшифровке этого сценария принадлежит обнаженным и сравнительно хорошо изученным Минусинскому и Тувинскому прогибам.

Однако если Минусинскому прогибу посвящена обширная литература, то Тувинский, как рифтогенная структура, охарактеризован схематично и лишь в узконаправленной литературе. Более того, его сравнительная удаленность от Минусинского прогиба, восток-северо-восточный структурный план, заложение в области предшествующего проявления позднекаледонского седиментогенеза и складчатости, отсутствие анализа структурных связей с синтектоническими структурами обрамления и неопределенное петро-геохимическое «лицо» вулканитов долгое время давали основание считать его формирование автономным или выбивающимся из закономерностей проявления девонского тектогенеза.

Проведенные исследования показали, что Тувинский прогиб, несмотря на ряд специфических особенностей, хорошо вписывается в контекст рифтогенно-континентального режима и со своей стороны подтверждает его, а в отношении рудно-формационной составляющей может в определенной степени рассматриваться как своеобразный эталон для выяснения истинного минерагенического потенциала многих других девонских структур АССО. Для подтверждения правоты этих высказываний кратко рассмотрим состав и особенности формирования стратифицированных, интрузивно-субвулканических, а также рудных формаций прогиба и его обрамления в порядке установленных для них структурно-тектонических соотношений.

Структура, состав и условия формирования стратифицированных формаций

Дорифтовый цоколь региона, расположенный в пределах пространства между Хакасским устойчивым массивом и Северо-Монгольской микроплитой, достаточно резко отличался от минусинского восток-северо-восточным планом основных региональных структур, заметно большей мощностью земной коры, в значительной степени обусловленной интенсивными процессами ордовик-силурийского цикла седиментогенеза, завершившегося каледонской складчатостью, и по всей вероятности значительно меньшей нивелировкой расчлененного горного рельефа. В совокупности эти факты свиде-

тельствуют о меньшей зрелости земной коры данного региона на период проявления девонского тектогенеза по сравнению с минусинским геоблоком.

Структурно-тектоническая позиция прогиба и обрамляющих синтектонических депрессий. В структурно-тектоническом отношении индикаторной особенностью девонского тектогенеза в регионе явилось активное проявление блоковых движений, способствовавшее пульсационно-прерывистому воздыманию территории, подновлению унаследованных и заложению новых межблоковых подвижных зон, доминирующие из которых имели здесь восток-северо-восточное, а соподчиненные – ортогональное север-северо-западное простирание. В совокупности эти зоны образовали сопряженную разломно-блоковую решетчатую структуру регионального масштаба. Характерной чертой проявления тектогенеза явилось то, что заложение структур прежде началось в западной части региона, в жединское время, а затем, в течение почти всего этого века, постепенно распространилось на восток. По всей вероятности, на начальном этапе разломно-блоковая решетчатая структура представляла собой совокупность приподнятых устойчивых блоков дорифтового цоколя, разделенных эрозионно врезанными межблоковыми подвижными зонами (долинами), из которых наиболее отчетливое выражение получили зоны восток-северо-восточной ориентировки, совпадающие по простиранию со структурами дорифтового цоколя (рис. 1).

Пространственное размещение продуктов девонского тектогенеза показывает, что их контроль определялся как раз совокупностью факторов, включая тектонический план цокольных структур, положение межблоковых зон восток-северо-восточной ориентировки и узлов их пересечения с север-северо-западными зонами. При этом характерной особенностью является то, что интенсивность активизации межблоковых зон восток-северо-восточного простирания и масштабы развития расположенных в их пределах девонских депрессий коррелируются с масштабом шовных структур дорифтового цоколя. Так, Борусская, Хондергейско-Усинская и Хемчик-

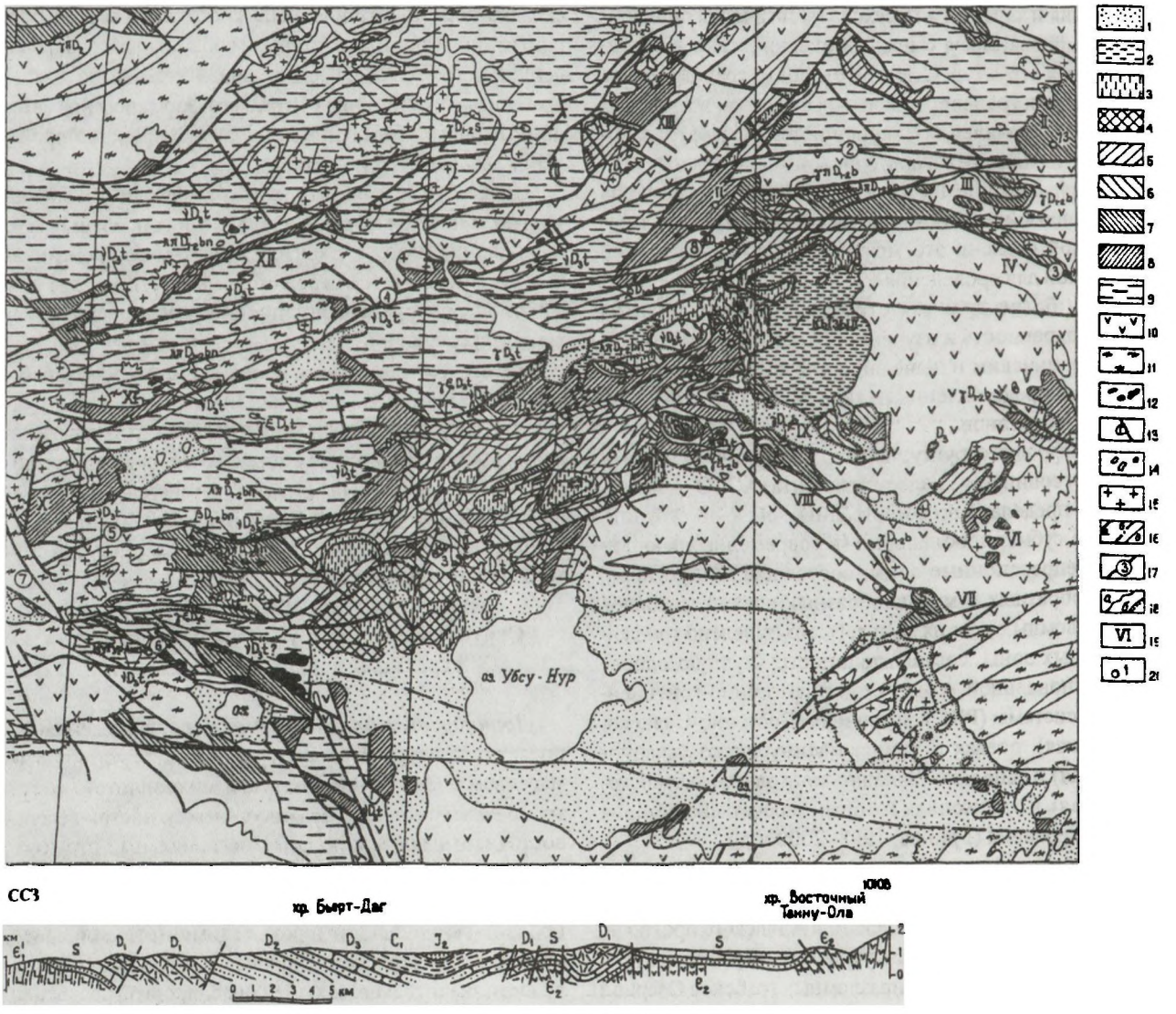


Рис. 1

ско-Куртушибинская межблоковые зоны, разделяющие сопряженные антиформы Западного Саяна (антиклинории и синклинории) вмещают в себе серии небольших и средних по размерам пиразломных грабенов и грабенообразных прогибов. Тогда как Убсунур-Баянкольская зона, соответствующая области сочленения структур Западного Саяна и Северо-Западной Тувы, вмещает межрегиональный Тувинский прогиб.

Интересно подчеркнуть, что получающаяся от ортогонального пересечения межблоковых зон восток-северо-восточного и север-северо-западного направлений разломно-решетчатая региональная структура и составляющие ее ячейки имеет в общих чертах ромбовидные контуры, что в сочетании с хорошо выраженным кулисным расположением девонских депрессий свидетельствует о проявлении в процессе активизации, наряду с вертикальными, сдвиговых горизонтальных движений и дислокаций.

Прослеживание отмеченных структурных элементов девонского тектогенеза к северу от Тувинского прогиба показывает на отчетливую их сопряженность и синтектоничность с соответствующими эквивалентами структур Минусинского прогиба и, особенно, с Южно-Минусинской впадиной.

Состав и условия формирования стратифицированных формаций. Анализ состава стратифицированных формаций, характера смены фациальных условий седиментогенеза, специфики порождающих их движений и протекающей на этом фоне структурной эволюции формирующихся депрессий показывает, что, как и в случае с Минусинским, в Тувинском прогибе и его обрамлении происходила определенная периодизация в проявлении геологических событий, соответствующая каждому отделу девона. Эта периодизация от отдела к отделу протекала как бы по спирали, заключалась в повторении главной канвы событий, но отличалась в их конечных результатах и была осложнена региональной спецификой (рис. 2).

1. Начальный или базовый цикл этой периодизации, проявившийся в раннем девоне, характеризуется следующей совокупностью событий.

Резко проявившаяся в жедине дейтероорогенная (глыбово-блоковая) активизация, приведшая к развитию разломно-блоковой решетчатой региональной структуры, обусловила расчленение рельефа и проявление процессов континентального молассоидного седиментогенеза. В свою очередь накопление значительных молассоидных масс в местах повышенной мобильности, глубокой эрозии и раскола земной коры в пределах восток-северо-восточных межблоковых зон положили начало формированию системы приразломных грабенообразных депрессий. Вслед за этим начались массовые приразломные эффузивные извержения, захватившие, главным образом, зигенский век и постепенно прекратившиеся в эмсе. Процессы седиментогенеза сопровождались тектоническими подвижками, имели стадийный характер и привели к дальнейшей структуризации девонских структур в регионе.

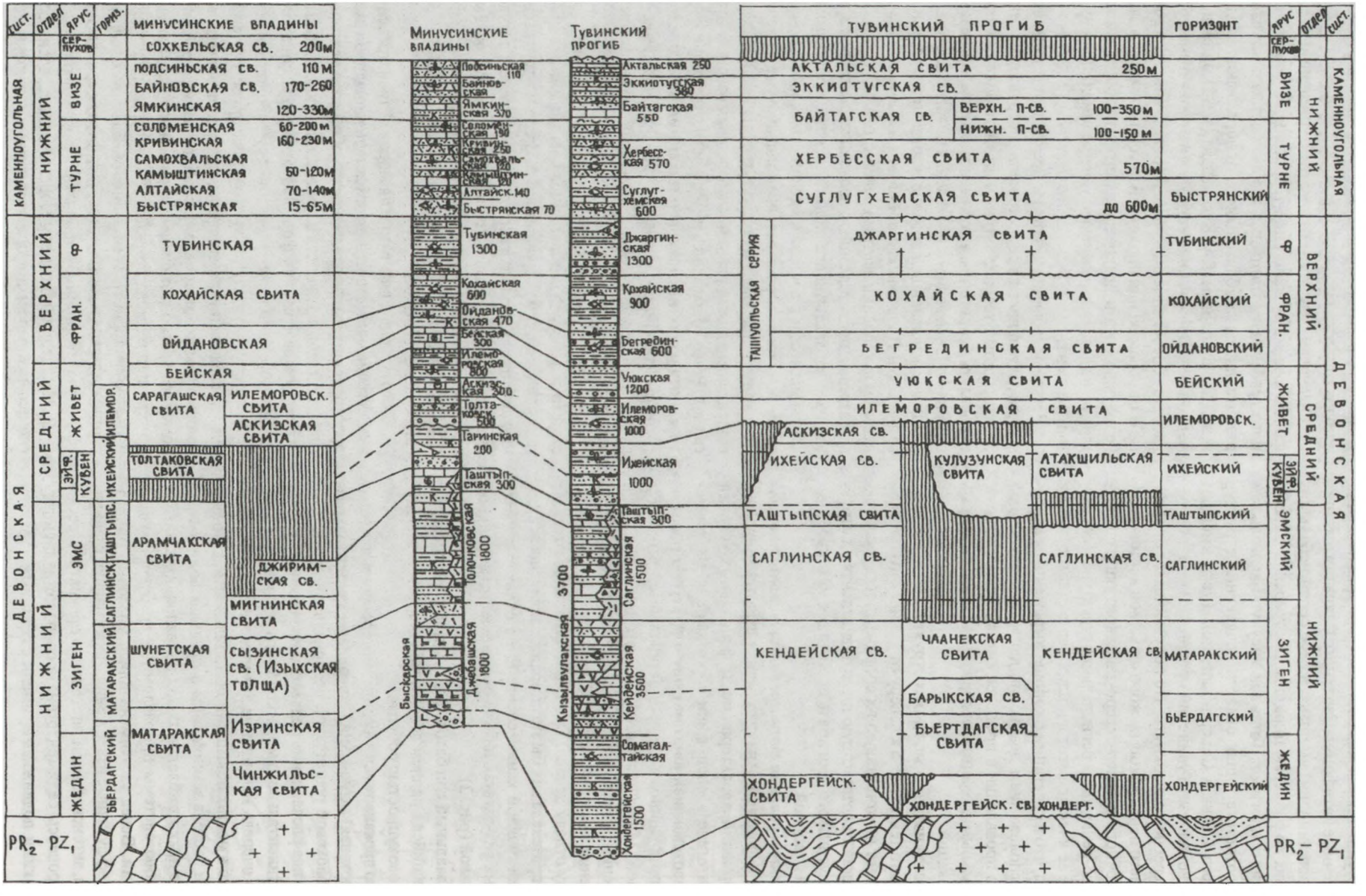
Основным результатом этой структуризации явилось формирование вулканогенно-терригенного молассоидного грабенового комплекса и обособление длительно развивавшихся межблоковых зон от обрамляющих блоков. Так, по данным Т.А. Кудрявцева (1998), именно в период мощной вспышки кендейского вулканизма произошло обособление внутренней зоны Тувинского прогиба от обрамляющих поднятий путем проседания блоков фундамента и превращения его в наиболее масштабную и длительно развивающуюся седиментационную зону региона.

Резкое ослабление, а затем и прекращение вулканической деятельности в депрессионных структурах межблоковых зон в течение зигена и нижнего эмса компенсировались терригенным седиментогенезом, протекавшим на фоне умеренного проявления глыбово-блоковых подвижек и дальнейшей нивелировке дейтероорогенного рельефа. В саглинское время это выразилось в локальном накоплении пестрых и непостоянных по составу разрезов, представленных песчаниками алевролитами, известковистыми алевролитами, реже мергелями и конгломератами в составе красноцветных и пестро-сероцветных толщ. Формирование толщ шло уже в пределах заметно обводненных структур континента в условиях аллювиальных равнин и засоленных озерных бассейнов. Резко сократились и мощности отложений с 4–5 км, возникших на этапе формирования молассоидов в континентальных условиях, до 500–1500 м, формировавшихся в пределах обводненных континентальных депрессионных структур.

Завершился начальный цикл кратковременной морской трансгрессией верхнего эмса и накоплением маломощной (до 300 м) сероцветной эффузивно-терригенно-карбонатной толщи таштыпской свиты. В составе свиты преобладают известняки, а в краевых частях Тувинского прогиба к ним добавляются алевролиты, мергели, конгломераты, пахучие известняки, туфы и туффиты кислого состава.

В структурном плане приход морской трансгрессии и отложение маломощной, но имеющей площадное распространение, свиты ознаменовал собой спад тектономагматической активности в пределах континентальных структур и завершение формирования молассоидного грабенового комплекса отложений с суммарной мощностью свыше 5–6 км. При этом индикаторное значение для прослеживания цикличности процессов в пределах раннего девона имеет характер смены фаций: грубообломочная красноцветная континентальная вулканогенно-терригенная моласса → осадочно-терригенная красноцветно-пестроцветная формация обводненных депрессионных структур континентов → морская сероцветная эффузивно-терригенно-карбонатная формация.

2. Пришедший на смену морской трансгрессии региональный перерыв в осадконакоплении являлся со-


СИСТ.
ОТДЕЛ
ЯРУС
ГОРИЗ.
МИНУСИНСКИЕ ВПАДИНЫ
СОХКЕЛЬСКАЯ СВ. 200м
ПОДСИНЬСКАЯ СВ. 110 м
БАЙНОВСКАЯ СВ. 170-260
ЯМКИНСКАЯ 120-330м
СОЛОМЕНСКАЯ 60-200 м
КРИВИНСКАЯ 160-230 м
САМОХВАЛЬСКАЯ
КАМЫШТИНСКАЯ 50-120м
АЛТАЙСКАЯ 70-140м
БЫСТРЯНСКАЯ 15-65м
ТУБИНСКАЯ
КОХАЙСКАЯ СВИТА
ОЙДАНОВСКАЯ
БЕЙСКАЯ
САРАГАШСКАЯ СВИТА
ИЛЕМОРОВСК. СВИТА
АСКИЗСКАЯ СВИТА
ТОЛТАКОВСКАЯ СВИТА
АРАМЧАКСКАЯ СВИТА
ДЖИРИМСКАЯ СВ.
МИГНИНСКАЯ СВИТА
ШУНЕТСКАЯ СВИТА
СЫЗИНСКАЯ СВ. (ИЗЫХСКАЯ ТОЛЩА)
МАТАРАКСКАЯ СВИТА
ИЗРИНСКАЯ СВИТА
ЧИНЖИЛЬСКАЯ СВИТА
ДЕВОНСКАЯ
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ
НИЖНИЙ
СРЕДНИЙ
ВЕРХНИЙ
ЖЕДИН
ЭМС
ЗИГЕН
ЭЙФ.
КУБЕН
ЖИВЕТ
ФРАН.
Ф
ТУРНЕ
ВИЗЕ
ИЛЕМОР.
ИХЕЙСКИЙ
ТАШТЫПС.
САЛГИНСК.
МАТАРАКСКИЙ
БЬЕРДАГСКИЙ
МИНУСИНСКИЕ ВПАДИНЫ
ТУВИНСКИЙ ПРОГИБ
Подсиньская 110
Байновская
Ямкинская 370
Соломенская 190
Кривинская 250
Самохвальская 120
Камышт.
Алтайск. 140
Быстрянская 70
Тубинская 1300
Кохайская 600
Ойдановская 470
Бейская 300
Илеморовская 800
Аскизская 500
Толтаковск. 500
Таринская 200
Таштыпская 300
Толочковская 1800
Джебашская 1800
Быскарская
Актальская 250
Эккиотугская 350
Байтагская 550
Хербесская 570
Суглугхемская 600
Джаргинская 1300
Кохайская 900
Бегредин. 600
Уюкская 1200
Илеморовская 1000
Ихейская 1000
Таштыпская 300
Саглинская 1500
Кендейская 3500
Сомагалтайская
Хондергейская 1500
3700
Кызылвулакская
ТУВИНСКИЙ ПРОГИБ
ГОРИЗОНТ
АКТАЛЬСКАЯ СВИТА 250м
ЭККИОТУГСКАЯ СВ.
БАЙТАГСКАЯ СВ.
ВЕРХН. П-СВ. 100-350 м
НИЖН. П-СВ. 100-150 м
ХЕРБЕССКАЯ СВИТА 570м
СУГЛУГХЕМСКАЯ СВИТА до 600м
БЫСТРЯНСКИЙ
ТАШТЫПСКАЯ СЕРИЯ
ДЖАРГИНСКАЯ СВИТА
КОХАЙСКАЯ СВИТА
БЕГРЕДИНСКАЯ СВИТА
ТУБИНСКИЙ
КОХАЙСКИЙ
ОЙДАНОВСКИЙ
УЮКСКАЯ СВИТА
ИЛЕМОРОВСКАЯ СВИТА
БЕЙСКИЙ
ИЛЕМОРОВСК.
АСКИЗСКАЯ СВ.
ИХЕЙСКАЯ СВ.
КУЛУЗУНСКАЯ СВИТА
АТАКШИЛЬСКАЯ СВИТА
ИХЕЙСКИЙ
ТАШТЫПСКАЯ СВИТА
ТАШТЫПСКИЙ
САГЛИНСКАЯ СВ.
САГЛИНСКИЙ
КЕНДЕЙСКАЯ СВ.
ЧААНЕКСКАЯ СВИТА
БАРЫКСКАЯ СВ.
БЬЕРТДАГСКАЯ СВИТА
МАТАРАКСКИЙ
БЬЕРДАГСКИЙ
ХОНДЕРГЕЙСК. СВИТА
ХОНДЕРГЕЙСКИЙ
ЭМСКИЙ
ЗИГЕН
ЖЕДИН
ВИЗЕ
ТУРНЕ
ФРАН.
ЭЙФ.
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ
НИЖНИЙ
ВЕРХНИЙ
СРЕДНИЙ
ДЕВОНСКАЯ
PR2 – PZ1

бытием уже следующего среднедевонского цикла тектогенеза. Наличие крупного предживетского перерыва, продлившегося почти весь эйфельский век, свидетельствует об очередном резком глыбово-блоковом поднятии региона, с которого начинался и раннедевонский цикл.

Последовательное отложение базального атакшильско-ихейского горизонта, соответствующего молассоидной конгломерато-алеврито-песчаной формации с вариациями мощностей от 750 до 2800 м, илеморовского горизонта, представленного аргиллито-песчано-алевритовой формацией с мощностью 200–800 м и, наконец, бейского (уюкского) горизонта в составе мергельно-алеврито-песчаной формации с мощностью 1000–1200 м, свидетельствует о принципиально единой тектонической направленности среднедевонского цикла по отношению к раннедевонскому. Вместе с тем здесь уже не было вулканизма, более чем в два раза сократились мощности среднедевонских толщ по отношению к нижнедевонским, заметно уменьшилась грубозернистость и увеличилась отсортированность терригенного материала стратифицированных пород. Области седиментогенеза сосредоточились главным образом во внутренних частях Тувинского прогиба и лишь ограниченно – в его ближайшем горном обрамлении. В структурном отношении они накапливались в условиях надграбеновых впадин и мульд.

В вертикальном разрезе смена фаций в этом цикле имела ту же направленность: континентальная молассоидная конгломерато-алеврито-песчаная формация пролювиально-аллювиальных межгорных равнин, реже засоленных озер → аргиллито-песчано-алевролитовая формация и черносланцевая алевролитовая подформация солоновато-водных лагуно-озерных условий (обводненные депрессионные структуры континентов) → мергельно-алеврито-песчаная формация внутриконтинентального моря-озера.

3. Верхнедевонский цикл тектогенеза имел вначале принципиально такую же направленность процессов, как и два предыдущих. Однако в структурном плане области седиментогенеза сосредоточились здесь на еще меньшей площади в пределах Тувинского прогиба. Причем в пределах блоков фундамента прогиба, испытавших непрерывное погружение, несмотря на закономерную общему ходу процессов смену состава формаций, накапливались непрерывные разрезы (в основном это блоки внутренних частей прогиба). А в блоках, испытавших дискретные тектонические подвижки, синхронные проявлению соответствующих циклов тектогенеза (блоки, расположенные ближе к периферии прогиба), разрезы среднего и верхнего девона обнаруживают между собой угловое и стратиграфическое несогласие.

Во франском веке здесь накопились ойдановский горизонт (бегрединская свита) с мощностью 600 м и кохайский горизонт в составе одноименной свиты с мощностью 900 м, которые соответствуют мергельно-алеврито-песчаной континентальной формации. Первая из свит характеризуется более грубозернистым составом отложений и преобладанием терригенных пород, а в составе второй преобладают уже терригенно-осадочные разновидности – песчаники, алевролиты, мергели, известняки.

Лишь окончание верхнедевонского цикла выбивается из общей закономерности и вместо морских или близких к ним условий седиментогенеза здесь вновь накапливается красноцветная континентальная конгломерато-алеврит-песчаная молассоидная формация (джаргинская свита) с мощностью отложений 1300 м, которая говорит о внеочередной активизации глыбово-блоковых движений в регионе.

Предполагающаяся в связи с характером наблюдающейся цикличности обстановка озерных и локально лагунно-морских условий проявилась в регионе уже только в раннем карбоне. В это время в изолированных наложенных и унаследованно-наложенных мульдообразных впадинах произошло накопление известняково-терригенно-пирокластической формации, мощность которой в наиболее прогнутых частях структур составляла 1,5–2,5 км.

Особенности вещественного состава вулканитов. Согласно имеющимся петрохимическим данным, более 50% вулканогенных пород Тувинского прогиба относятся к субщелочным и частично щелочным разновидностям. Другая половина занимает пограничное положение между породами нормальной щелочности и субщелочными образованиями. Такое положение фигуративных точек составов пород на диаграмме (Na_2O+K_2O)–SiO_2 позволяет отнести всю анализируемую ассоциацию к субщелочному типу (рис. 3).

Кроме того, анализ этой же диаграммы показал, что вопреки выделенным В.В. Параевым (1978) андезит-базальтовой и андезит-риолитовой ассоциациям вулканитов чистых андезитов среди них нет или они проявлены минимально. Между этими двумя ассоциациями на указанной диаграмме обнаруживается отчетливый разрыв по содержанию кремнекислоты, приходящийся как раз на андезитовое поле (56,0–62,6% SiO_2). Следовательно, исследуемая совокупность пород относится не к непрерывному, как считалось ранее, а к контрастному типу, который, как известно, является типоморфным для эффузивных серий континентальных рифтовых зон. Сами же серии должны именоваться как субщелочные трахибазальт-трахиандезитобазальтовая и трахидацит-трахилипаритовая.

По типу щелочности вулканиты относятся к натровому и кали-натровому типам. При этом калиевый уклон щелочности более ощутим в вулканитах центральной и западной частей прогиба, а в восточной, наоборот, натриевый, вплоть до присутствия щелочных разновидностей (рис. 4).

Отмеченные черты химизма пород наиболее близко соответствуют вулканитам Сыдо-Ербинской и особенно Южно-Минусинской впадин Минусинского прогиба.

Основные из геохимических особенностей состава вулканитов заключаются в следующем. По отношению

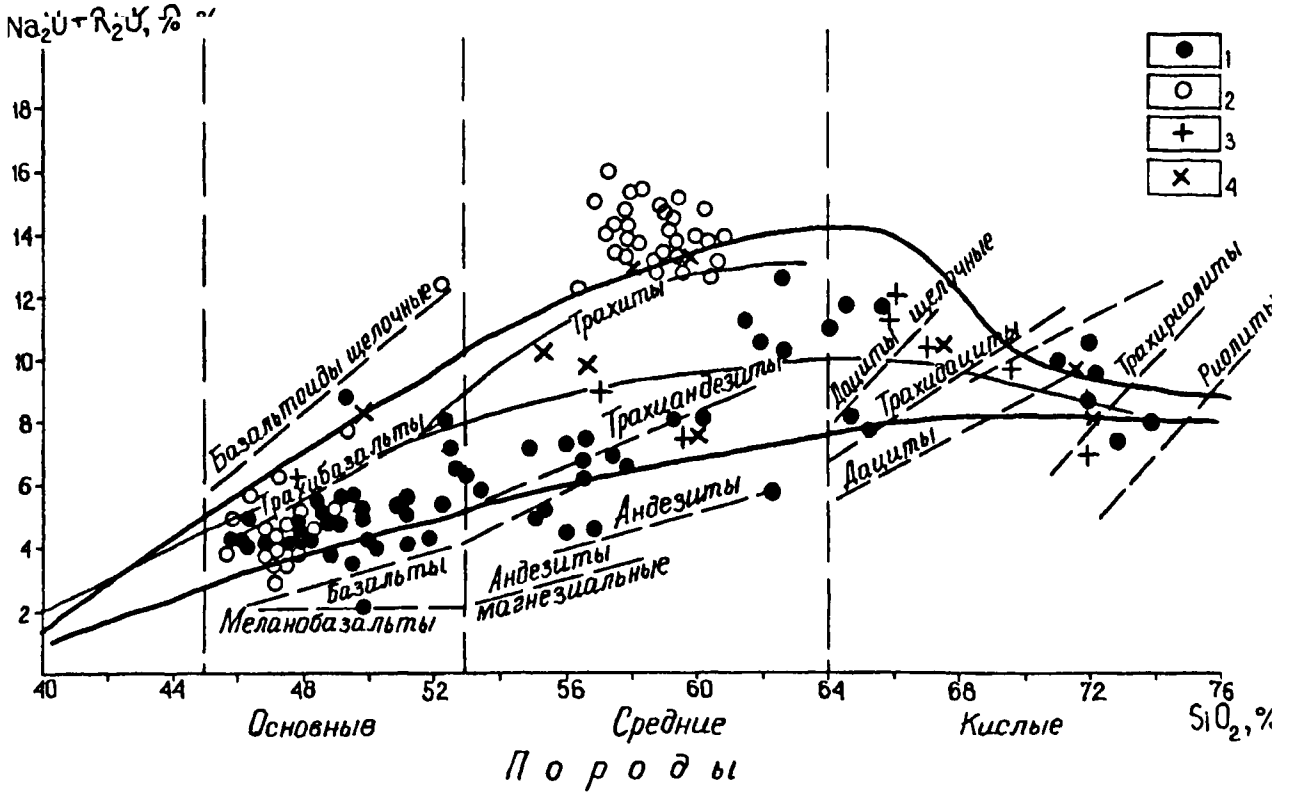

Na2O+K2O, %
18
16
14
12
10
8
6
4
2
1
2
3
4
Базальтоиды щелочные
Трахиты
Трахибазальты
Трахиандезиты
Дациты щелочные
Трахидациты
Трахириолиты
Риолиты
Базальты
Андезиты
Дациты
Меланобазальты
Андезиты магнезиальные
40
44
48
52
56
60
64
68
72
76
SiO2, %
Основные
Средние
Кислые
Породы

Рис. 3

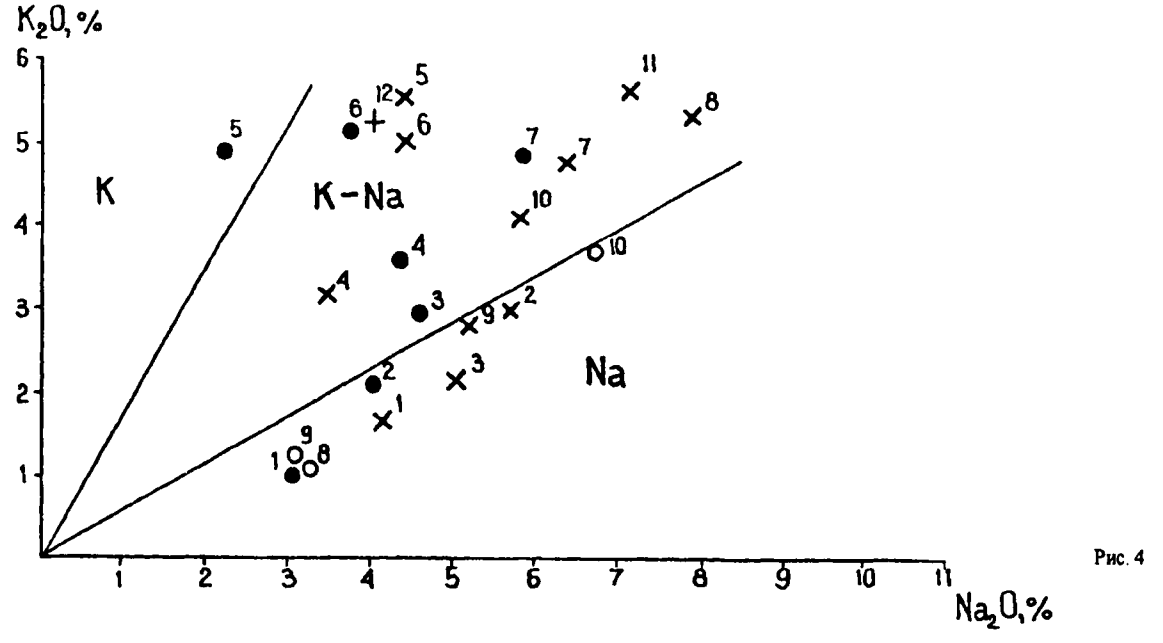

K2O, %
6
5
4
3
2
1
K
K-Na
Na
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
Na2O, %

Рис. 4

к кларкам основных пород эффузивы Тувинского прогиба и структур его обрамления отличаются пониженными содержаниями Cr, Co и частично Sr; находятся на уровне или в несколько раз превышают кларковые значения содержания As, Sb, Cs, Sc, Ta и U; на порядок и выше относительно кларков породы содержат в себе такие элементы, как Au, Ag, Ba, Rb, Hf и Th (табл. 1).

В отношении РЗЭ для исследованных вулканитов характерно явное превышение кларковых содержаний, известных для основных пород, для таких элементов, как Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu и общей суммы редких земель. Причем содержание Ce на 1–2 порядка превышают кларковое; Sm, Eu, Tb, Yb и Lu – в 2–5 раз, а La примерно соответствует кларку или незначительно превышает его. Сумма РЗЭ также в 1,5–5 раз превышает кларки для основных пород и варьирует от 42,5–76,1 до 133,4–179,9 г/т (табл. 2).

Характерно, что отмеченные геохимические черты вулканитов Тувинского прогиба, так же как и петрохимические, вполне согласуются с таковыми, присущими эффузивам Минусинского прогиба и свидетельствуют об их формировании в сходных геодинамических условиях.

Состав и особенности пространственной локализации интрузивно-субвулканических формаций

Помимо стратифицированных формаций в составе продуктов девонского тектогенеза Тувинского прогиба, его обрамления и Западного Саяна широким распространением пользуются интрузивно-субвулканические образования, относимые к ряду комплексов. Тесная структурная приуроченность этих комплексов к активизационным структурам девона (в частности – разломам, депрессиям, приподнятым устойчивым блокам) делает необходимым проведение хотя бы общей корреляции времени их становления с событиями установленных седиментационных циклов.

В составе данных образований, расположенных в краевых частях Тувинского прогиба и его обрамлении на геологической карте масштаба 1:1500 000 (1996 г.), отображены ранне-среднедевонский субвулканический баянкольский комплекс базальт-риолитового состава, ранне-среднедевонский интрузивно-субвулканический сютхольский граносиенит-гранитовый и верхнедевонско-раннекарбоновый интрузивно-субвулканический торгалыкский комплексы габбро-сиенит-щелочно-гранитового состава.

В объяснительной записке к абаканскому листу геолкарты масштаба 1:1000 000 (2000 г.) в составе интрузивных образований северного обрамления Тувинского прогиба и в Западном Саяне отмечаются только две группы комплексов:

1) бичебалыкский комплекс перидотит-пироксенит-габброноритового состава, расположенный в структурах Западного Саяна;

2) джойский и большепорожинский западно-саянские комплексы гранодиорит-гранит-лейкогранитового состава.

Обе группы комплексов по уточненным данным датируются как раннедевонские.

Прослеживание структурно-тектонических связей массивов этих комплексов с активизированными в девоне структурами и корреляция времени их становления с канвой основных геологических событий трех проявившихся трансгрессивно-регрессивных циклов позволяет воссоздать следующую картину проявления интрузивно-субвулканического магматизма.

Ранний девон – внедрение субвулканических и интрузивно-субвулканических комплексов перидотит-пироксенит-габброноритового (бичебалыкский комплекс Западного Саяна) и базальт-риолитового (баянкольский комплекс периферии и ближайшего обрамления Тувинского прогиба) составов.

Ранний – средний девон (предживетский перерыв) – внедрение сравнительно крупных интрузивно-субвулканических тел сютхольского, джойского и большепорожнинского комплексов гранодиорит-гранит-лейкогранитового и граносиенит-гранитового составов.

Верхний девон (бегрединская активизация) – становление интрузивно-субвулканического торгалыкского комплекса габбро-сиенит-щелочно-гранитного состава (D_3–C_1).

В дополнение к этой схеме следует добавить, что если ранне- и верхнедевонские комплексы региона контролируются главным образом разрывными нарушениями, полями развития раннедевонских вулканитов и узлами пересечения межблоковых зон, то несравнимо более крупные тела гранитоидов раннего–среднего девона обычно приурочены к зонам стыка девонских депрессионных структур с обрамляющими устойчивыми блоками либо к самим этим блокам.

Сравнение этой схемы со схемой интрузивно-субвулканического магматизма обрамления Минусинского прогиба, принимая во внимание соответствующие отличия в составе вулканических и интрузивных серий, показывает, что они вполне удовлетворительно соответствуют друг другу и одновременно отражают специфику развития этих смежных структур.

Схема проявления девонского тектогенеза и его геодинамическая принадлежность

Сравнительный анализ хронологии, характера и периодичности событий активизации сопряженных разломов, седментогенеза в депрессиях, проявлений магматизма в виде вулканизма отрицательных структур и становления интрузивно-субвулканических комплексов обрамляющих поднятий и подвижных зон региона показывает на то, что они отчетливо взаимосвязаны. В структурно-тектоническом отношении Тувинский прогиб, являясь одной из наиболее крупных герцинских

Таблица 1

Содержания микроэлементов в вулканитах и аповулканитовых метасоматитах Хондергейского грабена и Тувинского прогиба

№ п/п	Структуры	Породы	Элементы, г/т														
			Cr	Co	As	Sb	Au	Ag	Ba	Sr	Rb	Hf	Cs	Sc	Ta	U	Th
		Кларки основных пород (Виноградов, 1962)	200	40	2,0	1,0	0,004	0,1	300	440	2,0	1,0	1,0	2,4	0,48	3,0	0,5
1	Хондергейский грабен	Трахиандезитобазальт метасоматически измененный	25,6	0,8	<5,0	2,3	<0,03	<2,0	810	<200	22	15,9	1,5	7,1	1,5	3,1	11,8
2		Альбит-кварцевый метасоматит по андезитобазальту	38,3	1,4	<5,0	1,2	<0,03	<2,0	1090	<200	80	16,8	4,9	9,4	1,5	1,2	11,9
3		Альбит-кварцевый метасоматит по андезитобазальту	25,9	0,8	<5,0	3,1	<0,03	<2,0	410	<200	16	16,3	2,4	6,6	1,8	4,2	12,4
4		Альбит-кварцевый метасоматит по андезитодациту	33,4	0,8	<5,0	2,7	<0,03	<2,0	290	<200	18	15,1	2,2	8,7	2,2	3,5	12,7
5		Альбит-кварц-полевошпатовый метасоматит по трахиандезиту-трахиту	21,1	1,0	<5,0	1,6	<0,03	<2,0	670	<200	35	15,4	1,4	5,7	1,1	3,6	11,4
6		Альбит-кварц-полевошпатовый метасоматит по трахиандезиту-трахиту	36,1	1,0	<7,0	1,6	<0,03	<2,0	200	<200	15	16,2	2,0	7,3	2,1	4,1	13,4
7	Тувинский прогиб	Миндалекаменный базальт	110,2	27,6	<7,0	<0,5	<0,03	<2,0	<150	<200	<10	4,9	<0,5	32,1	<0,2	<1,0	<0,3
8		Крупновкрапленный плагиобазальт	27,9	21,8	<7,0	<0,5	<0,03	<2,0	<150	<200	<10	9,3	<0,5	31,1	2,9	<1	7,5
9		Трахиандезит-трахибазальт слабо измененный	26,5	1,0	<6,0	2,6	<0,02	<2,0	1120	<200	51	12,8	2,6	7,2	1,8	4,4	11,1
10		Трахиандезит-трахидацит порфировый (РС+ТМЦ) интенсивно измененный	22,5	1,4	<7,0	3,7	<0,04	<2,0	940	<200	72	11,9	1,6	6,1	1,5	3,3	9,4
11		Трахиандезитобазальт интенсивно измененный	22,3	1,2	<5,0	2,3	<0,03	<2,0	<150	<200	<10	9,1	<0,5	4,8	1,8	2,8	8,0
12		Трахиандезитобазальт метасоматически измененный	31,6	1,0	<7,0	5,4	<0,03	<2,0	6160	<200	85	13,1	2,8	5,6	2,0	5,4	11,3
13		Трахиандезитобазальт слабо измененный	27,8	1,4	<7,0	5,3	<0,03	<2,0	1390	<200	94	14,3	2,4	5,7	2,2	4,1	10,7
14		Трахит-трахидацит обильно вкрапленный	29,7	0,7	<7,0	2,8	<0,03	<2,0	340	<200	95	14,7	<0,5	6,2	1,5	2,4	12,5
15		Трахидацитовый порфир измененный	25,3	4,1	<7,0	1,9	<0,03	<2,0	1030	1740	20	14,4	<0,5	12,4	1,4	3,3	7,3
16		Трахидацитовый порфир измененный	25,9	3,1	<6,0	1,8	<0,03	<2,0	2180	1200	20	12,5	<0,5	10,3	2,0	3,7	7,7
17		Миндалекаменный кварцевый трахит-трахилипарит измененный	27,0	1,3	<6,0	3,2	<0,03	<2,0	430	<200	33	12,4	<0,5	7,1	1,5	6,8	10,9
		Кларки кислых пород (Виноградов, 1962)	25	5,0	1,5	2,6	0,0045	0,07	830	300	200	1,0	5,0	3,0	3,5	3,5	18,0

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в вулканитах и аповулканитовых метасоматитах Хондергейского грабена и Тувинского прогиба

№ п/п	Структуры	Породы	Элементы, г/т							
			La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	ΣTR
		Содержание в хондритах (Балашов, 1976)	0,34	0,93	0,22	0,081	0,054	0,227	0,035	1,887
		Содержание в основных породах (Виноградов, 1962)	27	4,5	5,0	1,0	0,8	2,0	0,6	40,9
1	Хондергейский грабен	Трахиандезитобазальт метасоматически измененный	30,1	65,3	10,5	3,2	1,5	6,1	2,0	118,7
2		Альбит-кварцевый метасоматит по андезитобазальту	17,8	33,9	8,1	2,7	1,4	6,7	1,9	72,5
3		Альбит-кварцевый метасоматит по андезитобазальту	16,6	27,7	6,6	2,0	1,3	5,8	1,9	61,9
4		Альбит-кварцевый метасоматит по андезито-дациту	19,3	34,9	6,7	1,9	1,7	9,0	2,6	76,1
5		Альбит-кварц-полевошпатовый метасоматит по трахиандезиту-трахиту	25,2	53,9	9,7	2,8	1,6	7,8	2,1	103,1
6		Альбит-кварц-полевошпатовый метасоматит по трахиандезиту-трахиту	38,0	72,9	13,3	3,9	2,2	8,5	2,3	141,1
7	Тувинский прогиб	Миндалекаменный базальт	8,0	23,1	4,6	2,2	1,2	2,5	0,9	42,5
8		Крупновкрапленный плагиобазальт	36,9	73,6	13,9	5,2	2,2	6,0	2,1	139,9
9		Трахиандезит-трахибазальт слабо измененный	36,8	124,8	8,2	2,3	1,6	4,8	1,4	179,9
10		Трахиандезит-трахидацит порфировый (Pl+Py) интенсивно измененный	46,1	94,2	9,4	2,2	1,5	3,9	1,1	158,4
11		Трахиандезитобазальт интенсивно измененный	6,0	9,7	2,2	1,1	1,3	3,3	0,77	24,37
12		Трахиандезитобазальт метасоматически измененный	50,9	100,9	9,4	2,2	1,6	6,2	1,5	172,7
13		Трахиандезитобазальт слабо измененный	38,0	77,8	8,9	2,2	1,4	4,1	0,96	133,36
14		Трахит-трахидацит обильно вкрапленный	21,7	44,8	6,3	1,1	1,4	4,8	1,4	81,5
15		Трахидацитовый порфир измененный	38,9	70,9	9,7	3,3	1,8	5,6	1,5	131,7
16		Трахидацитовый порфир измененный	34,4	63,4	8,1	2,5	1,3	3,7	1,2	114,6
17		Миндалекаменный кварцевый трахит-трахилипарит измененный	25,4	51,7	6,3	2,0	1,7	5,4	1,6	94,1

структур региона, неразрывно связан с целой системой более мелких синтектонических грабеновых структур, расположенных к северу и югу от него.

Корреляция отложений этих структур и Минусинского прогиба показывает, что они формировались, подчиняясь общим закономерностям, хотя соподчиненные по значению признаки определенной автономии развития наблюдаются почти у каждой отдельно взятой депрессии. Для Тувинского прогиба и обрамляющих его девонских структур наблюдаются все признаки конседиментационного накопления осадков и отчетливая приуроченность к сопряженной системе разрывных нарушений регионального масштаба, имеющих восток-северо-восточное и север-северо-западное простирание. Именно с активизаций и следовавших за ними стабилизаций тектонического режима этих нарушений, основные из которых имели унаследованный характер и определяются как подвижные межблоковые зоны, начиналось дискретное проявление девонского тектогенеза.

В общей истории этого тектогенеза намечается три своеобразных цикла, каждый из которых примерно соответствует раннему, среднему и верхнему девону. Наиболее полно и специфично проявился раннедевонский цикл. В течение этого цикла произошла структуризация дорифтового цоколя региона на основную и второстепенные зоны развития депрессий и обрамляющие их поднятия. Последовавший вслед за этим лавинный молассоидный седиментогенез сменился мощной вспышкой вулканизма, а затем его затуханием, стабилизацией тектонической активности, выравниванием вновь сформировавшегося рельефа и, наконец, приходом кратковременной морской трансгрессии.

Среднедевонский цикл в общих чертах проявился по тому же сценарию, но вместо вулканизма в его пределах произошло формирование ранне–среднедевонских интрузивно-субвулканических комплексов преимущественно гранитоидного состава. Характерно, что по времени этот магматизм параллелизуется с предживетским перерывом и связанной с ним активизацией тектонической деятельности. Интересно и то, что пространственно этот магматизм уже явно тяготел к обрамляющим депрессии поднятиям и их сочленениям с подвижными зонами. Завершился этот цикл, как и первый, относительной стабилизацией тектоно-магматической обстановки, нивелировкой обновленного рельефа и явным обводнением территории.

Верхнедевонский цикл вначале был принципиально подобен первому и второму по характеру активизации тектонических движений и седиментогенезу. Активность мантии в его рамках выразилась в начале становления интрузивно-субвулканического торгалыкского комплекса, характеризуемого преимущественно дайковой формой тел. Однако в финальных эпизодах цикла уже просматриваются черты, по-видимому, отражающие характер событий, протекавших в смежных зонах, максимально приближенных к Обь-Зайсанской аккреционной области. В силу этих причин цикл завершился не морской трансгрессией или хотя бы обводнением территории, а ее подъемом и накоплением конгломерато-алеврит-песчаной молассоидной формации.

Сравнение приведенной схемы тектоно-магматической деятельности, проявившейся в связи с формированием Тувинского прогиба, со схемой развития РКС обрамления Сибирской платформы (табл. 3) показывает, что они вполне соответствуют друг другу. Исключение составляет лишь продолжительность формирования торгалыкского дайкового комплекса, датируемого верхним девоном–ранним карбоном, что, скорее всего, можно объяснить близким соседством с параллельно развивающейся аккреционной областью.

Возбужденное состояние мантии, связанное, по-видимому, с процессами, протекавшими в аккреционной области и прилегающих структурах, послужило причиной растянутого по времени формирования этого комплекса и накопления нижнекарбоновой известняково-терригенно-пирокластической формации в наложенных мульдообразных впадинах. По этой же причине девонский дейтероорогенез рассматриваемой территории, по всем параметрам соответствующий активному этапу развития рифтогенно-континентальных систем, не сменился по времени плитно-синеклизным этапом и площадным накоплением соответствующих отложений. В этом отношении совокупность описанных процессов и сформированных ими структур близко подобны мезозойской системе впадин и обрамляющих поднятий Забайкалья, в пределах которого многократное проявление активных этапов континентального рифтогенеза не сменялось накоплением площадных толщ плитно-синеклизного чехла (Гринев, 1998–2000).

Известный исследователь геологии и минерагении Тувы В.И. Лебедев (1998) также считает, что Центрально-Тувинская структурно-формационная зона, с расположенным в ее пределах Тувинским прогибом, заложилась на активизированной окраине каледонского тувино-монгольского континента и в раннем девоне формировалась как вулканогенная впадина рифтового типа. Она принадлежит к категории герцинид, наложенных на салаиро-каледонское основание. Для нее характерны элементы унаследованных структур верхнего этажа каледонид в ориентировке и внутреннем строении складчатых деформаций. Девонскую историю формирования рассматриваемой рифтогенной континентальной структуры В.И. Лебедев характеризует следующим образом.

Ранний девон. Относительное воздымание территории и прилегающих районов, проявление глыбовых движений, сопровождавшихся коровым гранитоидным магматизмом и гомодромным вулканизмом трещинного и центрального типов.

Формирование наземных эффузивных покровов пестрого состава. Туфогенно-алевритовые осадки нижнего девона содержат отпечатки кистеперых рыб и остракод.

Таблица 3

Схема развития и количественная оценка основных структурно-тектонических параметров проявления рифтогенно-континентальных систем обрамления Сибирской платформы

Этапы	Фазы развития и оцениваемые признаки проявления рифтов	Время проявления и количественная оценка признаков			
		ХЗС	ТМЗС	ХЗА	
		(T_1)	(D_1)	(T_3–J_1)	(J_3–K_1)
Дейтероорогенный	**1-я фаза. Формирование обширной пенепленезированной поверхности:**	C-P	S-D	T_3	J_3
	Площадь развития рифтовых систем	O	o	•	•
	2-я фаза. Сводовое поднятие, заложение осевого трога, рифтогенный вулканизм:	T_1	D_1	T_3–J_1	J_3–K_1
	Развитие системы продольных разломов;	O	o	•	•
	Горообразовательные движения;	•	o	O	O
	Интенсивность формирования и ширина трогов;	O	o	•	•
	Разрыв сплошности литосферы и коры;	O	o	•	•
	Интенсивность вулканизма;	O	o	•	•
	Площадь развития ареалов эффузивных пород и их мощность	O	o	•	•
	3-я фаза. Образование «плеч» рифтов и синрифтовый интрузивный магматизм	T_{1-2}	D_{1-2}	J_{1-2}	K_{1-2}
	Обрамляющие поднятия:				
	Горообразовательные движения;	•	o	O	O
	Размеры плутонов и площадь ареалов их развития;	•	o	O	O
	Интенсивность базит-гипербазитового магматизма;	O	•	•	•
	Интенсивность габброидного магматизма;	O	O		
	Интенсивность гранитоидного магматизма;	•	o	O	O
	Интенсивность эрозионных процессов;	•	o	O	O
	Масштабы развития системы поперечных разломов	O	o	•	•
	Депрессионные зоны:	T_2	D_2	J_2	
	Мощность молассоидных терригенно-осадочных толщ;	O	o	•	•
	Площадь развития депрессий;	O	o	•	•
	Интенсивность приразломных складчатых дислокаций	•	o	O	O
	4-я фаза. Дайковый магматизм и затухание режима	T_{2-3}	D_{2-3}	J_{2-3}	K_{2-3}
	Обрамляющие поднятия:				
	Восходящие движения «плеч» рифтов;	•	o	O	O
	Распространенность дайковых пород, протяженность поясов и площадь ареалов их развития;	O	O	•	•
	Эрозия и структурные преобразования рифтов	•	•	•	•
	Надрифтовые впадины и прогибы депрессионных зон:	T_3	D_3	J_3	
	Дифференцированные нисходящие движения притроговых долин;	O	o	•	
	Накопления терригенно-осадочных толщ;	O	o	•	
	Образование широких осадочных бассейнов;	O	o	•	
	Накопление озерно-болотных или мелководно-морских терригенно-осадочных толщ;	O	o	•	
	Горизонтальные движения, пликативная тектоника;	•	o	O	
Плитно-синеклизный	**5-я фаза. Образование плитно-синеклизного чехла:**	J–K	C–P	K	KZ
	Накопление мощных осадочно-морских толщ;	O	o		
	Соляная тектоника;	O			
	Эрозия обнаженных поднятых сегментовв	•	o	O	O

Примечание: ХЗС – Хатангско-Западно-Сибирская система; ТМЗС – Тувинско-Минусинско-Западносибирская система; ХЗА – Хэнтейско-Забайкальско-Алданская система; О – максимально проявленный признак; о – ограниченно проявленный признак; · – минимально проявленный признак.

Средний девон. В эйфельское время – накопление эвапоритовых вулканогенно-терригенных толщ, отлагавшихся в открытом теплом и мелководном море. Черносланцевоподобные глинисто-мергелистые отложения эйфеля (таштыпский горизонт) содержат тонатоценозы брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок, трилобитов и наутилоидей.

К живетскому веку открытий морской бассейн прекратил свое существование, и на его месте в пределах Центрально-Тувинской зоны образовались реликтовые водоемы нормальной и повышенной солености со своеобразной фауной листоногих ракообразных и рыб, отпечатки которых сохранились в фосфатоносных алевро-мергелистых отложениях, содержащих также глиптоморфозы каменной соли.

Верхний девон. Во франском веке – отложение русловых, руслово-пойменных и озерных фаций с преобладанием монотонных сероцветных аркозовых песчаников и гравелитов бегрединской свиты, содержащих ихтиофауну Bothriolepis cellulosa Pand., а также озерно-лагунных фаций пестроцветных, зеленых и лилово-красных песчано-алевритовых осадков с горизонтами и линзами туффитов и черных глинистых известняков кохайской свиты, содержащих фауну ракообразных и рыб.

В фаменский век в условиях обширной предгорной аллювиальной равнины происходило накопление

джаргинских красноцветных косослоистых песчаников и гравелитов русловой и руслово-пойменной фаций, содержащих обильные отпечатки флоры. В некоторых бассейнах впадин, возникших в фаменском веке, в сулугхемское и кызылчирское время происходило накопление сероцветных и пестроцветных грубозернистых песчаников с горизонтами гравеллитов, конгломератов и пелитоморфных известняков.

Нетрудно видеть, что данные В.И. Лебедева (1989) хорошо согласуются, а в деталях даже дополняют приведенную выше схему проявления активного этапа континентального рифтогенеза в регионе. Они подтверждают индикаторное значение необратимых процессов регрессивно-трансгрессивных циклов для девонского тектогенеза и корреляцию их начальных этапов с проявлениями магматизма.

Основные черты металлогении прогиба и его обрамления

На протяжении последних десятилетий взгляды на специфику девонской металлогенической эпохи Тувы претерпели определенную эволюцию как в отношении определения характера тектогенеза, так и связанного с ним оруденения.

В основополагающей сводке по рудным формациям Тувы (1981) и других более ранних работах (Левенко, 1960 и др.) рассматриваемая эпоха отождествляется с орогенным этапом развития складчатой области и сопряженной с ним геосинклинальной стадией развития герцинид Алтая. В работе (Геологическое ..., 1988) девонские события АССО отнесены к эпохе двухстадийной (D_{1-2}; D_2–C_1) тектоно-магматической активизации. А в одном из последних уже упоминавшихся обобщений В.И. Лебедева (1998) формировавшийся в девоне Тувинский прогиб идентифицируется как вулкано-тектоническая впадина рифтогенно-континентального типа.

Основы современных представлений о минерагении прогиба и его обрамления заложены в работах (Рудные ..., 1981; Кужугет и др., 1984; Рогов и др., 1984; Геологическое ..., 1988; Лебедев, 1998 и др.). При обобщении этих данных минерагения девонского этапа рассматриваемой территории представляется следующей.

Общая характеристика минерагении девона и структуры, влияющие на размещение оруденения. Металлогения девона Тувы относится к герцинской эпохе и формировалась в течение ее раннего и позднего периодов (Лебедев, 1998).

В раннедевонских терригенно-вулканогенных молассоидах, проработанных поствулканической гидротермальной деятельностью, локализованы медистые песчаники, медно-цеолитовое, барит-полиметаллическое и флюорит-баритовое оруденение.

В терригенно-карбонатных толщах Тувинского прогиба, а также отложениях каледонского цоколя развиты свинцово-цинковая минерализация, фосфатное, ванадиевое и другое оруденение осадочно-инфильтрационного типа.

С участками развития ранне-среднедевонских гранитоидов сютхольского, джойского, бреньского и кызыкчадрекского комплексов, прорывающих образования фундамента и стратифицированного чехла Тувинского массива, а также геосинклинальные накопления Западно-Саянской зоны, генетически или парагенетически связаны формации железорудных, кобальтоносных и полиметаллических скарнов (Владимировское и др. месторождения), молибденовых грейзенов и одновозрастные с ними золотолиственитовые, золотопорфировые, золото-арсенопиритовые, золото-березитовые, кварц-вольфрамитовые месторождения и рудопроявления. Они находятся в разных соотношениях с субвулканическими телами порфиров, гранитоидов умеренно кислого и субщелочного составов, граносиенитов и сиенитов (Рудные ..., 1981; Лебедев, 1998).

Поздний период эпохи, характеризуемый интенсивным проявлением дейтероорогенеза и тектоно-магматической активизации консолидированных структур, ознаменовался формированием кобальтоносных скарнов, кобальтовых сульфоарсенидных и медно-кобальтовых сульфоарсенидно-блекловорудных месторождений и проявлений (месторождения Кара-Куль, Чергакское и др.). С ними синхронны скарново-магнетитовые, скарново-редкометальные, молибденит-грейзеновые, сульфидно-касситеритовые месторождения и проявления. Для месторождений сидеро-халькофильной геохимической специализации намечаются близкие или отдаленные парагенетические связи с интрузивами базальтоидной магмы повышенной щелочности; для редкометальных – устанавливается генетическая связь с субщелочными гранитами, гранитоидами повышенной основности «пестрого» состава.

Считается, что формирование эндогенных месторождений в этот период обусловлено процессами отраженной тектоно-магматической активизации, связанной с развитием герцинид Монголо-Алтайской системы (Лебедев, 1998).

В течение позднего периода (в девоне – раннем карбоне) произошло становление торгалыкского габбро-сиенитового комплекса повышенной щелочности, с которым из вышеперечисленных ассоциируют рудные поля с кобальто-медным, железорудным титановым и редкоземельным оруденением, преимущественно приуроченным к межблоковым подвижным зонам восточной части Тувинского массива (Рудные ..., 1981).

В качестве основных структур, сформировавшихся в процессе герцинского тектогенеза и определявших пространственную локализацию оруденения, в цитируемых работах определены подвижные межблоковые зоны, расколы устойчивых блоков фундамента, наложенные (приразломные) и унаследованные впадины и пространственно сопряженные с ними жесткие блоки дорифтового цоколя. При этом особая роль в минерагени-

ческом отношении признается за разрывными структурами, ограничивающими и глубоко раскалывающими Тувинский массив, вследствие их глубинной природы и многократного проявления магматической деятельности и гидротермального метаморфизма. В их числе называются зоны Хемчикско-Куртушибинского, Кандатского, Азасского, Каахемского, Агардагского и Курайского разломов, а также зоны Убсунур-Бийхемского, Чазадырско-Карасугского и Шаншальского разломов, ограничивающих Тувинский прогиб.

Рудоносные образования, сопровождающие формирование рудных формаций. В качестве подобных образований, формировавшихся в девонский период, определены известковые скарны, кварциты, лиственити, березиты, аргиллиты, кварцевые, карбонатные и баритовые жилы. Их краткая характеристика и минерагеническая специализация заключаются в следующем (Рудные ..., 1981).

Известковистые скарны (известково-скарновая формация) развиты в экзоконтактах массивов большепороженского, сютхольского и бреньского комплексов и среди формационных аналогов других металлогенических эпох отличаются повышенной рудоносностью. Скарны развиваются по ордовик-силурийским, реже кембрийским и девонским отложениям в структурах чехла Тувинского массива, Карбайской зоны Западного Саяна, а также в контурах Убсунур-Ховуаксынской, Шуйско-Акхемской и Курайской зон.

Железооруденение установлено в скарнах, связанных интрузивами большепороженского комплекса, а сульфидно-сульфоарсенидное, кобальт-пиритовое, кобальтиновое и полиметаллическое – в связи с порфировидными гранитоидами бреньского и сютхольского комплексов.

Известковистые скарны известны также в Убсунур-Ховуаксынской зоне, где они формировались в процессе развития граносиенитов торгалыкского комплекса.

Кварциты (кварц-серицитовые, микрокварциты, вторичные кварциты) локализуются в осадочно-вулканогенных зонах Тувы. В пространственной связи с ними размещаются золоторудное и полиметаллическое оруденения.

К девонским вулканогенным образованиям часто приурочены вторичные кварциты, особенно в зонах Саяно-Тувинского и Каахемского глубинных разломов. Эти породы обычно ассоциируют с аргиллизитами, с ними также связаны диаспоровая минерализация и агальматолиты.

Лиственити Тувы представлены апогипербазитовыми кварц-карбонатными породами, образующимися при гидротермальном метасоматозе ультраосновных пород. Судя по геологическим данным, образование лиственитов связано с воздействием кислого магматизма девонского (Западная Тува), кембрийского (Восточная Тува) возраста, а также с процессами позднепалеозойско-мезозойской тектоно-магматической активизации. Характерными типами эндогенной наложенной минерализации для рассматриваемых метасоматитов являются ртутная, золоторудная и кобальтовая.

Березиты и березитизированные породы тяготеют к зонам Саяно-Тувинского и Каахемского глубинных разломов, располагаясь в оперяющих трещинных структурах, в том числе и в расколах жестких блоков. Развиваются они по гранитоидам кембрийского и девонского возраста, а также по их вещественным аналогам среди осадочных пород ордовика-силура. Зоны березитизации на западном фланге Саяно-Тувинского разлома приурочены к Алдан-Маадырской золоторудной зоне, где проявлены совместно с лиственитами и системой кварцевых жил. Они развиваются по дайкам кварцевых порфиров, гранит-порфиров девонского возраста и песчаникам ордовика.

Аргиллизиты являются довольно широко распространенным типом гидротермально измененных пород. Размещение их контролируется межблоковыми зонами этапа активизации и расколами жестких блоков. Аргиллизиты развиваются по породам различного возраста, от протерозоя до юры, и являются обычными метакоматитами для ртутных, флюоритовых, сульфосольно-висмутовых месторождений и рудопроявлений. Незначительные по мощности зоны аргиллизированных пород сопровождают проявления баритовой минерализации. В наиболее изученной Терлигхайской межблоковой зоне аргиллизации подвергаются риолит-дацитовые порфиры, андезитовые порфириты, диабазы и диабазовые порфириты, туфопесчаники, вулканогенные брекчии.

Кварцевые жилы среди девонских и более молодых отложений встречены главным образом в пределах межблоковых зон, переживших активизацию. Они установлены на отрезках зон, контролирующих ртутное и кобальтовое оруденение и ассоциируют с кварц-карбонатными и баритовыми жилами. В низовьях р.Торгалык жилы локализуются в песчаниках нижнего–среднего девона. Восточнее этого участка, в бассейне рек Барык и Сенек, в осадочно-вулканогенных толщах нижнего–среднего девона установлены жилы, выполненные халцедоновидным кварцем. Зоны маломощных кварцевых прожилков установлены также среди девонских вулканогенных отложений в Терлигхайской ртутноносной зоне (Узуной, Кендей), в обрамлении Восточно-Таннуольского и Чингетакского блоков (Чумуртук, Шанган, верховья Барлыка).

В зоне Саяно-Тувинского разлома кварцевые жилы распространены на всем его протяжении от верховьев р. Алаш до междуречья Амыл-Систиг-Хем. Основная масса жил приурочена к толщам интенсивно дислоцированных кремнисто-терригенных пород кембрия, ордовика, силура. Среди интрузивных образований кварцевые жилы залегают в габброидах, габбро-диоритах кембрийских офиолитов, в меньшей мере – в гранитоидах сютхольского комплекса.

С плагиогранитами западно-саянского комплекса, гранит-порфирами, диорит-порфирами и аплитами субвулканических интрузивов и даек нижне-среднедевонс-

кого комплекса связаны штокверки, представленные густой сетью прожилков кварца с редкой вкрапленностью пирита и арсенопирита.

По составу и типу минерализации различаются три типа кварцевых жил:

1) белый, светло-серый, серый и желтоватый кварц, содержащий кальцит, турмалин, вкрапленность халькопирита, пирита, галенита, блеклых руд, самородного золота;

2) молочно-белый, светло-серый крупнокристаллический кварц;

3) светло-серый и серый кварц с небольшим количеством альбита, сидерита, рутила и турмалина.

По количеству рудных минералов – пирита, арсенопирита, халькопирита – жилы относятся к малосульфидному типу.

Карбонатные жилы, наряду с кварцевыми, являются наиболее широко распространенным типом гидротермальных пород. Особенностью их размещения является приуроченность к межблоковым зонам этапа герцинской тектоно-магматической активизации, реже к расколам блоков.

В межблоковых зонах центральной и западной частей Тувинского массива эти жилы наиболее изучены в полях арсенидных никель-кобальтовых месторождений, где имеют сложный состав и содержат арсениды, сульфоарсениды кобальта-никеля, минералы серебра, висмута и меди. Жильное выполнение представлено главным образом анкеритом, доломитом, кальцитом и сидеритом.

Особое место занимают карбонатные, существенно анкерит-сидеритовые жилы Асхатиингольского золото-висмут-арсенидного месторождения (Тюлькин и др., 1971), которые рассекают все типы метасоматитов этого рудного поля, развитые по среднедевонским терригенным породам. Нерудные минералы жил представлены сидеритом, анкеритом, кварцем, рудные – арсенидами никеля-кобальта и железа, самородными висмутом, золотом и серебром. Причем рудная минерализация локализуется в интервалах жил, рассекающих сульфидизированные скарны и роговики.

В расколах блоков системы карбонатных жил отмечены в Хемчикско-Систигхемской, Западно-Саянской и Верхнеенисейской зонах. Вмещающие породы – ордовикские песчаники и алевролиты. Состав жильного выполнения – анкерит, доломит, кальцит, кварц; рудные минералы – глаукодот, кобальтин, теннантит, герсдорфит, арсенопирит.

В Западно-Саянской зоне карбонатные жилы кальцит-доломитового состава, содержащие вкрапленность блеклых руд, отмечены в расколах северо-восточного простирания на междуречье Алаш-Ак-Суг. Они приурочены к роям даек диабазов торгалыкского комплекса, секущих парасланцы протерозоя.

Баритовые жилы, по имеющимся ограниченным данным, приурочены обычно к межблоковым зонам и расколам жестких блоков.

В межблоковых зонах жилы установлены по северной границе Тувинского прогиба (Терлигхайской, Бертдагской, Чаданской) по обрамлению Ожинского и Мончунтайгинского блоков. Жилы залегают в осадочно-вулканогенных толщах нижнего–среднего девона, осадочных отложениях ордовика–силура.

В Терлигхайской зоне жилы установлены в одноименном рудном поле, где залегают в нижнедевонских осадочно-вулканогенных отложениях. Протяженность жил первые десятки метров, мощность 0,3–1,2 м, форма ветвистая. Сложены баритом с примесью кальцита и кварца.

В Бертдагской зоне, в бассейне р. Барык, барит выполняет серию ветвящихся крутопадающих трещин, образовавшихся близ разлома в миндалекаменных базальтовых порфиритах девона. Жилы имеют зональное строение, заключающееся в смене барита гематитом и далее баритом с кварцем в направлении от их зальбандов к центрам.

В Чаданской зоне баритовые жилы установлены на Эзирлигском рудном поле, сложенном андезит-дацитовыми порфиритами с горизонтами туфопесчаников. Состав жил – желтовато-белый барит, белый крупнокристаллический барит с примесью кальцита и гематита.

В обрамлении Ожинского блока баритовые жилы установлены на его западном и южном ограничениях. В первом случае жилы залегают в красноцветных песчаниках ордовика вблизи границы с амфиболитами таннуольского комплекса и сложены мелко-среднекристаллическим желтовато-серым баритом. Во втором случае баритовая минерализация установлена среди риолитовых порфиров нижнего девона, в которых барит совместно с халцедоновидным кварцем и флюоритом выполняет внутренние полости сферолоидов и пространство между ними, а также образует линзообразные жилы, мощностью первые десятки сантиметров. Для этого участка характерно полосчатое распределение в гидротермальных обособлениях флюорита, барита и халцедоновидного кварца.

Обобщение данных по закономерностям размещения и рудоносности метасоматитов показало, что большинство из них приурочено к крупным разрывным структурам; часто они наблюдаются совместно и носят телескопированный характер или образуют латеральные ряды. Такие «контролирующие» системы дизъюнктивов представляют первоочередной интерес для поисков рудных месторождений. Они определяют детали металлогенического районирования территории, в частности рудных зон.

В пределах же рудных полей жильные тела имеют изменчивые параметры, четко- или линзовидную форму. Нередко отмечаются раздувы жил на их сопряжении и сочленении с оперяющими и сближенными зонами трещиноватости. В этих случаях мощность жил возрастает до10 м и более, и к ним, как правило, тяготеют рудные столбы богатых комплексных руд.

В общих чертах эмпирически установлено, что для метасоматических и гидротермально-жильных образований Тувы характерна определенная рудная нагрузка. Так, скарны специализированы на золото, свинец, цинк, кобальт, железо, вольфрам; кварциты и пропилиты – на свинец и цинк, золото; березиты – на золото; лиственитты – на ртуть, кобальт, висмут; кварцевые жилы и зоны окварцевания – на золото, молибден, вольфрам; карбонатные и баритовые жилы – на кобальт и ртуть (Рудные ..., 1981).

Рудные формации, ассоциирующие со структурными элементами рифтогенной тектоники. Сложное многоэтапное формирование додевонского цоколя Тувы и многократно проявленные постдевонские, тектоно-магматические активизации обусловили весьма пестрый состав рудных формаций и, зачастую, телескопированный характер оруденения. В этом контексте девонская эпоха в значительной степени унаследовала черты рудоносности байкальского, салаирского и каледонского тектогенезов и внесла в совокупную картину свою весомую лепту. В свою очередь и на девонскую минерагению были наложены процессы последовавших вслед за ней мезозойско-кайнозойских тектоно-магматических активизаций.

В подобной ситуации более детальное, чем прежде, прочтение истории девонского тектогенеза и выяснение всего набора связанных с ним рудных формаций имеет весьма важное значение для дальнейших прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых.

В настоящей работе в этом плане сделан упор на определение главных типов оруденения, прямо или косвенно связанных с отложениями трех седиментационных циклов тектогенеза. Другие формационные типы, для которых установлена или предполагается связь с важнейшими элементами девонского тектогенеза – межблоковыми подвижными зонами и интрузивно-субвулканическими телами – прорисованы менее детально.

Среди основных типов и подтипов девонского оруденения в предшествующих работах по региону называются формации полиметаллических, золото-серебряных, магнетито-, кобальто- и полиметаллоносных скарнов, скарново-редкометалльных, кварцево-вольфрамовых, кобальтовых сульфоарсенидных, медно-кобальтовых сульфоарсенидно-блекловорудных, молибден-грейзеровых и сульфидно-касситеритовых руд. Как показывает анализ литературных данных, наиболее изученным и классифицированным в формационном отношении среди этих типов оруденения является именно оруденение, связанное с девонскими толщами. В несколько измененном и дополненном виде, по сравнению с первоисточниками, они приведены в табл. 4–6.

В дополнение к приведенным группам формаций, данные о которых заимствованы из работ предшественников (Рудные ..., 1981; Кужугет и др., 1984; Рогов и др., 1984; Лебедев, 1998; Лебедев и др., 1999, 2000 и др.), следует добавить медное оруденение типа медистых песчаников, толщи эвапоритов и урановое, нередко комплексное, оруденение целого ряда молассоидных горизонтов всех отделов девона (Металлогения ..., 1977; Геологическое ..., 1988; Государственная ..., 2000; Западная ..., 2000 и др.).

Лишь при распределении этого круга формаций и подформаций в порядке с установленной для них естественно-исторической последовательностью формирования и с учетом структурно-тектонической приуроченности получится совокупная минерагеническая картина девонского тектогенеза Тувы. Для всей Тувинско-Минусинско-Западносибирской РКС автор настоящей работы уже предпринимал попытку очертить минерагеническое «лицо» девонского тектогенеза (Гринев, 1999).

Интересно отметить, что в свете установленных в настоящей работе геохимических особенностей раннедевонских вулканитов, выраженных в повышенном (As, Sb, Cs, Ta, U) и явно повышенном (Au, Ag, Ba, Th, РЗЭ) содержании указанных микроэлементов, а также в наличии значительных по масштабам развития зон интенсивно гидротермально проработанных вулканогенно-терригенных толщ, наличие целого ряда рудных формаций Тувы находят вполне логическое объяснение.

В ключе данной работы особое значение среди них имеет урановое оруденение, по причине своей индикаторной геодинамической и минерагенической роли (Комарницкий, 1996; 2000; Рихванов, 1999 и др.).

Так, в диссертационной работе Л.П. Рихванова (1999) на огромном фактическом материале обосновывается отчетливая радиогеохимическая специализация рудно-магматических образований нижнего–среднего рифея, девона–нижнего карбона, перми–триаса и средней юры–раннего мела АССО, а также делается вывод об их формировании в условиях рифтогенных тектоно-магматических активизаций. В работах Г.М. Комарницкого (1996–2000; Геологическая ..., 2000; Западная ..., 2000 и др.) девон–раннекарбоновая эпоха, по сути, разбивается на ряд дискретных этапов повышенного накопления радиоактивных элементов, которые четко фиксируют определенные стратиграфические уровни в сводном разрезе среднепалеозойской вулканогенно-терригенной молассы восточной части АССО и называются циклами.

При этом отмечается, что наиболее значимые рудные объекты сосредоточены в существенно красноцветных континентальных отложениях, образующих нижние элементы крупных седиментационных циклов – эйфельского (толтаковская свита и ее аналоги); франского (ойдановская свита) и фаменского (тубинская свита); а также в кислых и субщелочных вулканитах нижнего девона (эмс–эйфель).

В структурном плане, по данным Г.М. Комарницкого (1996–2000), определяющая роль в размещении уранового оруденения принадлежит депрессионным структурам рифтогенного типа, которые развивались по мере стабилизации дорифтового основания.

Таблица 4

Девонское полиметаллическое оруденение Тувы (Рудные ..., 1981)

Формация, время формирования	Минеральный тип	Структурно-морфологический тип	Структурный, магматический и литологический контроль	Околорудные изменения пород	Минеральный состав руд и элементы-примеси	Месторождения и рудопроявления
Стратиформная свинцово-цинковая формация отложений нижнего–среднего девона D_{1-2}	Пирит-галенит-сфалеритовый (D_{1-2})	Горизонты оруденелых слоев черных аргиллитов и светло-серых песчаников	Стратиграфический уровень саглинской-таштыпской свит (эйфель). Рудоносный горизонт с размывом залегает на вулканитах кендейской свиты (D_1)	?	Сфалерит, галенит, пирит	Ядерная часть Байтальской мульды
	Свинцово-цинковый (D_2)	Вкрапленность и тонкие прожилки в оруденелом горизонте серых известковистых баритсодержащих алевролитов	Стратиграфический уровень илеморовской свиты (живет)	Карбонатизация, баритизация	Галенит, ванадаты свинца и цинка	Северная часть Тувинского прогиба в ур. Кулузук и в бассейнах рек Тебек и Барык
Свинцово-цинковая зона разрывных нарушений D_{1-2}	Барит-галенитовый (D_{1-2})	Трубообразные и линзообразные залежи прожилково-вкрапленных и массивных руд	Межблоковые зоны, разломы, секущие отложения девона, «сорванные» контакты интрузивов риолитовых порфиритов девона	Окварцевание, серицитизация	Галенит, барит; второстепенные – пирит, блеклая руда	Пертойское
	Сфалерит-пиритовый (D_{1-3})		Унаследованные межблоковые зоны и расколы блоков, а также нарушения, секущие фундамент и различные этажи чехла Тувинского массива	Окварцевание, карбонатизация	Пирит, сфалерит; второстепенные – халькопирит, халькозин, галенит, ковеллин, молибденит, базовисмутин	Верхнекалбакское, Кургакское, Чолдакское, Калбакское, Ак-баштыгское, Мугур-Аксынское, Эльдигхемское, Хемчегейлыкское, Хара-Кара-гайское, Сурхайское
	Сфалерит-галенитовый (D_{2-3})	Зоны прожилково-вкрапленного руденения	Межблоковые зоны; разрывные нарушения, секущие чехол и фундамент Тувинского массива на участках, прорванных гранитоидами и порфирами девона	Окварцевание, карбонатизация	Галенит, сфалерит; второстепенные – халькопирит, пирит, блеклые руды, борнит, арсенопирит	Яктау, Мешкенкульское, Чиндозынское, Дытчик-Ханашское, Пулуктугское, Коштерекское
Стратиформная колчеданно-полиметаллическая D_{2-3}	Сульфидная, пиритовая или арсенопиритовая	Сингенетическая сульфидная минерализация, формирующая стратиформные залежи	Черносланцевые толщи среднего-верхнего девона	?	Пирит, арсенопирит	Юго-запад Тувинского прогиба
Свинцово-цинковая скарновая контактовых зон гранитоидов девона D_2	Пирит-сфалерит-галенитовая	Залежи трубообразной, линзообразной, неправильной формы прожилково-вкрапленных и массивных руд	Зоны известковистых скарнов в экзоконтактах гранитных интрузивов с толщами кембрия	Эпидот-гранатовые, пироксен-гранатовые, геденбергитовые скарны; хлоритизированные и окварцованные скарны	Галенит, сфалерит, пирит; второстепенные – халькопирит, теннантит, магнетит, борнит	Чумуртукское, Шанганское, Унгенское, Свинцовое, Цинковое

Таблица 5

Девонские золоторудные формации Тувы (Рудные ..., 1981)

Группа формаций, минеральный тип	Структурный, магматический и литологический контроль	Околорудные изменения и гидротермальные жильные образования	Структурно-морфологический тип	Рудные минералы	Содержания Au (г/т); пробность Au
Золото-кварцитовая D_{1-2}	Вулканические зоны девона с базальт-андезит-риолитовыми ассоциациями. Околожерловые зоны в вулканитах кислого состава, субвулканические интрузивы риолит-дацитового состава	Серицит-кварцевые метасоматиты, вторичные кварциты; серицитизация и окремнение	Линзо-, гнездо- и штокообразные тела	Золото, галенит, пирит, халькопирит. Отношение Au к Ag 1:10	1–10; 400–500
Золото-сульфидно-углеродистая; кварц-пиритовый, кварц-арсенопиритовый D_{2-3}	Девонские толщи углеродистых алевролитов и песчаников; зоны разрывных нарушений PZ–MZ активизации	Графитизация, окремнение	Линейные и линзообразные зоны вкрапленно-прожилкового оруденения	Пирит, арсенопирит, халькопирит	1–10
Золото-березитовая D_{2-3}	Зоны глубинных разломов, расколы блоков. Оруденение приурочено к контактам гранитоидов кембрийского и девонского возраста (штоки, дайки) с гипербазитами	Березитизация, серицитизация, окварцевание, лиственитизация	Линейные зоны, плитообразные тела, в случае березитизации даек	Пирит, арсенопирит, золото	1–20
Золото-кварцевая D_{2-3}	Глубинные разломы, межблоковые зоны и расколы блоков. Вмещающие породы протерозоя, нижнего и среднего палеозоя; гранитоиды и габброиды кембрия и девона	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, турмалинизация; жилы кварцевого, кальцит-анкерит-кварцевого состава	Жилы, системы жил, зоны окварцевания, линейные и штокверковые	Золото, пирит, халькопирит, галенит, молибденит, гематит, арсенопирит, висмутин, тетрадимит, халькозин, ковелин	5–30; 830–960
Золото-сульфидно-скарновая D_{2-3}	Контактовые зоны кембрийских и девонских гранитоидов с карбонатными отложениями протерозоя, кембрия, силура	Известковые скарны, после-скарновые метасоматиты актинолит-хлоритового, серпентин-талькового состава	Линзо-жило-гнездо-образные тела в зонах дробления, на контактах карбонатных и силикатных пород	Халькопирит, борнит, ковеллин, халькозин, пирит, галенит, пирротин, золото	5–20; 340–960
Золото-флюорит-кварцевая; золото-кварц-полевошпатовая с флюоритом и карбонатами D_3–C_1	Кембро-ордовикские зеленые сланцы, прорванные девонскими дайками диабазов и кварцевых порфиров. Оруденение локализовано в контактах даек	Окварцевание, полевошпатизация	Жилы и системы жил, выполняющие трещины отрыва. Неравномерная прожилково-вкрапленная минерализация	Халькопирит, пирит, теннантит, арсенопирит, бисмутин, галенит, кобальтин, герсдорфит, самородное золото; пирит, молибденит, висмутин, сфалерит, шеелит, вольфрам	?

Таблица 6

Магматические комплексы и связанные с ними рудные формации Тувинского прогиба и его обрамления (Рогов и др., 1984)

Возраст	Магматический комплекс		Основная рудная формация (слабо выраженная формация)	
Тувинский прогиб				
D_3–C_1	Торгалыкский габбро-сиенитовый		(магнетитскарновая)	(полиметаллическая жильная)
D_{1-2}	Баянкольский базальт-андезит-дацит-риолитовый		(золотокварцитовая; баритовая с редкими землями)	
Каледониды Западной Тувы и Западного Саяна				
D_3–C_1	Торгалыкский габбро-сиенитовый		(магнетитскарновая; свинцово-цинковая жильная)	
D_{1-2}	Сютхольский гранитный	Вулкано-плутоническая ассоциация	Кобальтовая сульфо-арсенидная скарновая; (редкометальных метасоматитов; бороносная скарновая)	Медно-порфировая; свинцово-цинковая жильная; (золотокварцевая; золотоберезитовая)
D_{1-2}	Купхольский (хонделенский) андезит-дацит-риолитовый)			
Салариды Восточной Тувы и Восточного Танну-Ола				
PZ_3	Аксугский гранитоидно-порфировый		Медно-молибден-порфировая (с золотом)	
D_{1-2}	Бреньский граносиенит-гранитный	Вулкано-плутоническая ассоциация	Редкометалльных метасоматитов (вольфрам-молибден-скарновая; свинцово-цинковая скарновая)	Молибден-порфировая; (свинцово-цинковая жильная; золотокварцевая с серебром; золото-кварцевая)
D_1	Сайтлыгский андезит-трахиандезит-риолитовый		Золото-пропилитовая; (полиметаллическая)	

В процессе изучения выявленных месторождений урана установлены различные минеральные ассоциации в рудах, однако в качестве ведущей для Сибири выделена сульфидно-настурановая рудная формация, различные минеральные типы которой слагают рудные тела большинства выявленных в регионе урановорудных месторождений.

Месторождения урана, залегающие в породах доактивизационного цоколя, как правило, контролируются разрывными нарушениями, зонами брекчирования и метасоматических преобразований пород, вследствие чего морфология рудных залежей имеет жильную, штокверково-жильную форму и крутое падение.

Месторождения, располагающиеся в пределах вулканогенных толщ, имеют сложное штокверково-жильное строение. Рудные залежи контролируются сочетанием круто- и пологопадающих нарушений, литолого-петрографическими разностями пород, палеожерловинами, вследствие чего формируют столбообразные, штокверкообразные и пологозалегающие залежи, иногда сложной прерывистой формы.

Месторождения, локализованные в молассоидных отложениях, имеют пластовую, линзовидную, лентовидную формы рудных залежей, контролируются определенными продуктивными горизонтами и относятся к разряду стратиформных. В контроле оруденения этих месторождений играют роль породы с высокой восстановительной емкостью, зоны конседиментационных «разломов», зоны пластовоокислительной зональности и другие литолого-геохимические факторы (Кудрявцев, 1998 и др.).

Кроме перечисленных типов уранового оруденения, с активизационными рифтогенными структурами, не только девонской, но и других эпох, связывается формирование уран-торий-редкоземельно-редкометалльных карбонатитов, большая группа телетермальных месторождений и рудопроявлений цветных металлов, золота, мышьяка, сурьмы флюорита и барита, что, по мнению Г.М. Комарницкого (2000), свидетельствует о высоком рудогенерирующем потенциале рифтогенных структур.

В пределах Тувинского прогиба к перечисленным типам уранового оруденения отнесены Усть-Уюкское и Бегрединское селено-урановое месторождения, расположенные в северо-западной части прогиба в красноцветных континентальных отложениях живетского седиментационного цикла (атакшильская свита). В составе руд, наряду с окислами, водными молибдатами (умохоит) и силикатами урана (билибинит) распространены сульфиды железа, меди, свинца, цинка, селениды железа, кадмия, свинца и другие минералы. Рудные минералы заключены в базальном кальцитовом и кальцит-лимонитовом цементе рудоносных песчаников, гравелитов и автокластических брекчий зелено-серых алевропелитах, обломки которых нередко имеют каемку выветривания, резко обедненную ураном. Этот факт свидетельствует об одновременности процессов осадконакопления и рудообразования, происходивших в приповерхностных условиях (Западная ..., 2000).

Широко распространены в молассоидной формации пласты урансодержащих фосфатоносных карбонатно-глинистых и терригенных пород, заключенных в отложениях низких аллювиально-озерных равнин фаменс-

кого и фаменско-турнейского седиментационного цикла (быстрянская свита). Здесь относительно обогащенные ураном участки хорошо выдержанных по латерали пластов фосфатоносных пород выделены в качестве фосфорно-урановых месторождений (Баянкольское). Содержание урана в фосфатоносных породах достигает сотых долей процента, фосфора – первых процентов. Мощность подобных пластов равняется десяткам сантиметров и более. Для ураноносных пород характерны карбонаты, анальцим, цеолиты, флюорит, барит, целестин. Характерные спутники урана, кроме фосфора, – барий, стронций, торий, редкие земли, иттрий, молибден, ванадий, скандий и др. По совокупности данных повышенные концентрации урана возникали на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза осадков.

В ряде районов Тувы установлены карбонатные и кварцево-карбонатные жилы, несущие рудную, в том числе урановую, минерализацию. По составу рудной минерализации эти жилы похожи на пятиэлементную формацию. Ураноносные карбонатные и кварцево-карбонатные жилы ассоциируют с малыми интрузивами среднего и основного состава (Торгалыкский комплекс?) и размещаются в пределах окружающих их широких ореолов контактово-измененных пород, в том числе скарнов, заключающих редкометалльную и иногда урановую минерализацию. Рудоносные жилы накладываются на контактовые ореолы, включают никелевую, кобальтовую, медную минерализацию, иногда содержат самородное серебро, золото, мышьяк, висмут и в отдельных случаях настуран (жилы Аккольского месторождения).

Колоссальный фактический материал, положенный в основу установленных особенностей пространственной, временной и вещественной локализации уранового оруденения, важен не только сам по себе. Он является своеобразным и надежно обоснованным репером для проверки и подтверждения правильности предложенной в настоящей работе схемы девонского континентального рифтогенеза, а также для определенного рода стратиграфической привязки полиметаллического и золото-серебряного оруденения Тувы. Не случайно, по-видимому, в отношении последних в работе (Рудные ..., 1981) проводились определенные аналогии с Рудным Алтаем, для широко известного барит-полиметаллического и колчеданного (с золотом и серебром) оруденения которого установлены те же стратиграфические уровни, что и для урановых месторождений. При этом подчеркивалось, что в отношении золотооруденения девонских толщ, в частности углеродистых сульфид- и арсенидсодержащих горизонтов, опробование на благородные металлы практически не проводилось. Тем не менее ряд рудопроявлений в них был установлен.

В целом же выявленные закономерности золото-серебряного оруденения Тувы, начиная с первых публикаций на эту тему (Зайков, Зайкова, 1969 и др.), устраняют существенный пробел в минерагенических схемах АССО, в которых девонская эпоха долго не значилась как специализированная на золото и серебро. Более того, находки платиноидов в структурах Северо-Западной Монголии, тектонически сопряженных с девонскими образованиями обрамления Тувинского прогиба (Амитан, Дандар, 1999), повышают вероятность обнаружения комплексных золото-серебро-платино-урановых металлизованных углеродистых осадков «Цехштейнового» типа, весьма близких по составу оруденения к пятиэлементной формации.

Литература

Амитан Н., Дандар С. Первая платиновая находка хр. Байрам // Проблемы геологии и металлогении Монголии. Труды Керуленской Международной геологической экспедиции. Улан-Батор. Вып. 12. 1999. С. 55–56.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. Кн. 1. Алтай, Саяны, Енисейский кряж / Под ред. П.С. Матросова, Г.Н. Шапошникова. Л.: Недра, 1988. 300 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (Новая серия). Лист № 46 (47). Абакан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 295 с.

Западная Сибирь: Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 2. / Гл. ред. В.П. Орлов. Ред. 2-го т.: А.Э. Конторович, В.С. Сурков. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 477 с.

Гринев О.М. Сравнительная характеристика морфотектоники рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск: Изд-во ТПУ. Т. 1, 1998. С. 50–55.

Гринев О.М. Особенности морфотектоники, магморудогенеза и золото-платиноносности рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы // Структурный анализ в геологических исследованиях: Материалы Международного научного семинара. Томск: ЦНТИ, 1999. С. 77–88.

Гринев О.М. Концепция континентального рифтогенеза и ее значение для прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 2000. Т. 1. С. 95–97.

Гринев О.М. Концепция континентального рифтогенеза и ее значение для прогноза и поисков полезных ископаемых слабо изученных территорий // Проблемы и пути эффективного освоения минерально-сырьевых ресурсов Сибири и Дальнего Востока: Материалы юбилейной научно-практической конференции. Томск, 2000. С. 183–194.

Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1996. 239 с.

Зайкова Е.В., Зайков В.В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл: Тувинское кн. изд-во, 1969. С. 72–76.

Зайцев Н.С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое // Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Наука, 1963. С. 90–131.

Комарницкий Г.М. Рифтогенез и урановое оруденение в Сибири // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. Томск, 2000. Т. 1. С. 37–38.

Кудрявцев В.Е. Предпосылки гидратогенного рудообразования. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 120 с.

Кужугет К.С., Лебедев В.И., Меткин В.А. Минералогения Химчигско-Куртушибинской структурно-формационной зоны / Плутонические формации и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 85–107.

Лебедев В.И. Рудномагматические системы арсенидно-кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е. 1998. 136 с.

Лебедев В.И., Черезов А.М., Лебедева М.Ф. Особенности металлогении фанерозоя Тувы и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 11. С. 1646–1654.

Левенко А.И. Основные этапы геологической истории Тувинской впадины в девонское время и закономерности распределения на ее территории некоторых полезных ископаемых // Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской АО. Новосибирск: РИО СО АН ССР, 1960. С. 43–55.

Лебедев В.И., Черезов А.М., Лебедева М.Ф., Черезова О.С. Геодинамические обстановки и металлогения фанерозоя Центральной Тувы / Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. Новосибирск: Наука, 2000. С. 7–11.

Металлогения урана южной части Западной и Средней Сибири / В.Е. Кудрявцев, Г.Б. Кочкин, Г.Н. Шапошников и др. Л., 1977. 148 с.

Параев В.В. Девонские красноцветные осадочно-вулканогенные ассоциации Тувинского прогиба. Новосибирск: Наука, 1978. 159 с.

Рудные формации Тувы / В.В. Зайков, В.И. Лебедев, В.Г. Тюлькин и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1981. 200 с.

Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. дис. . . докт геол.-минер. наук. Томск, 1999. 45 с.

Рогов Н.В., Бухаров Н.С., Кривенко А.П. и др. Вопросы рудоносности магматических комплексов Тувы / Плутонические формации и их рудоносность. Новосибирск: Наука, 1984. С. 163–171.

Тюлькин В.Г., Чернов В.Г., Хрипунов А.С., Кулик Н.А. О золото-висмут-арсенидном оруденении одного из районов Сибири // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1971. С. 185–186.

ПЕТРОЛОГИЯ МЕДНО-ЗОЛОТОГЕНЕРИРУЮЩИХ ПОРФИРОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ И ГОРНОЙ ШОРИИ

А.И. Гусев

ФГУП «Горно-Алтайская экспедиция», пос. Малоенисейское, Алтайский край

Медно-золото-порфировое и золото-порфировое оруденение в Горном Алтае и Горной Шории распространены в рифтогенных прогибах, сформировавшихся в обстановке трансформной континентальной окраины (Гусев, 2002). Рудогенерирующий магматизм представлен порфировыми субвулканическими интрузиями байгольского и кувашского комплексов предположительно среднедевонского возраста, не нашедшими отражения в серийных легендах. Субвулканические интрузии порфирового байгольского комплекса проявлены в Лебедском и Уйменском прогибах. В Лебедском прогибе интрузии представлены небольшими штоками (0,5–4 км²), сложенными гранит-порфирами и граносиенит-порфирами. Реже отмечаются дайки долеритов, монцодиорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров.

Субвулканические гранит-порфиры имеют массивную текстуру и порфировое сложение. Окраска светло-серая с розоватым оттенком. Структура породы порфировая, в основной ткани микроструктура панидиоморфнозернистая, микрозернистая, реже фельзитовая. Местами наблюдаются сферолитовые выделения калиевого полевого шпата. Порфировые вкрапленники: кварц, мусковит, редко – биотит. Размеры интрателлурических выделений от 0,2 до 3 мм. Основная ткань породы сложена мелкими агрегатами кварца, щелочных полевых шпатов, серицита. Кварц во вкрапленниках идиоморфен, гипидиоморфен, нередко несёт в себе черты резорбции кристаллов. При больших увеличениях (500–600) в кварце обнаруживаются обильные расплавные и газово-жидкие включения. В последних нередки находки твёрдой фазы, представленной не идентифицируемыми сульфидами. Интрателлурический мусковит образует идиоморфные таблитчатые и чешуйчатые выделения размерами от 0,3 до 3–4 мм. Биотит редок. Резко плеохроирует от светло-коричневого по Np^1 до тёмно-зелёно-коричневого по Ng^1. По оптическим показателям близок к лепидомелану. Основная ткань породы сложена плагиоклазом (An_{12-15}), калиевым полевым шпатом, кварцем второй генерации. Иногда в основной массе гранит-порфиров наблюдаются миароловые пустотки размерами от 1 до 5 мм, перпендикулярно стенкам которых нарастают игольчатые кристаллики турмалина, а центральные части пустот сложены альбитом и карбонатом, развивающимся в интерстициях головок турмалиновых кристаллов. В гранит-порфирах, интенсивно изменённых, отмечаются «розетки» и «солнца» турмалина размерами от 1 до 5 мм. Вокруг гранит-порфиров образованы широкие ореолы пропилитизации пород, а ближе к флюидо-эксплозивным брекчиям часто отмечаются прожилки кварца и калиевого полевого шпата.

Флюидо-эксплозивные брекчии с катакластической структурой чаще всего образованы по выше описанным субвулканическим гранит-порфирам. Они являются главным металлотектом золото-порфирового оруденения.

Обломки флюидо-эксплозивных брекчий представлены угловатыми фрагментами субвулканических гранит-порфиров, трахириолит-порфиров размерами от 1–2 см до 2–3 мм. Во фрагментах разное количество интрателлурических выделений кварца. Иногда они не содержат вкрапленников. Размеры обломков от 0,5–0,6 мм до 1–2 см. Цементирующая масса сложена тонким перетёртым материалом гранит-порфиров, трахидацитовых порфиров с отчётливой флюидальностью, интенсивно хлоритизированной, гематитизированной, серицитизированной и турмалинизированной (кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицит-турмалиновые березиты). В целом порода сильно аргиллизирована и березитизирована. Серицит развит как по основной массе, так и по фенокристам. В шлифах устанавливается, что серицитизация проявилась ранее кристаллизации турмалина. Последний иногда образует прожилки в серицитизированных гранит-порфирах. В брекчиях различимы 2 генерации турмалина. В крупных и мощных скоплениях турмалин 1-й генерации (от 0,5 до 8 мм) образует неправильные зернистые скопления и землистые агрегаты. В таких мощных скоплениях турмалина 1-й генерации отмечаются пустоты, выполненные правильными игольчатыми и длиннопризматическими кристалликами 2-й генерации. Некоторые прожилки турмалина сопровождаются вкрапленностью сульфидов (пирита, халькопирита) размерами от 0,1 до 1,5 мм. Площадь турмалинизации составляет 3 км². Местами в цементирующей массе отмечаются вкрапленности пирита, редко – халькопирита, сопровождающиеся стебельчатым кварцем. В другом типе эксплозивных брекчий цементирующая масса представлена турмалином. Последний иногда образует прожилки мощностью от 1–2 мм до 0,5 см. В таких брекчиях также присутствует вкрапленность пирита и других сульфидов. Брекчии интенсивно аргиллизированы в виде прожилков и гнёзд серицита. Местами отмечается калиевый полевой шпат, мусковит и биотит. Редкие прожилки кварца мощностью 0,5–2 см содержат вкрапленность сульфидов до 0,5 мм. В турмалинизированных брекчиях с пустотами выщелачивания оп-

Таблица 1

Химические составы порфировых интрузий байгольского комплекса (D_3) Аинского рудного узла

Оксиды, мас. %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Гранит-порфиры, n=13											
X	74,11	0,16	13,56	1,75	1,09	0,06	0,29	0,43	3,79	4,30	0,04
s	12,24	0,07	0,85	0,61	0,51	0,04	0,18	0,40	0,36	0,67	0,05
Граносиенит-порфиры, n=11											
X	67,71	0,43	15,50	2,54	1,71	0,09	0,50	0,94	4,79	3,57	0,15
s	2,62	0,10	0,86	1,12	0,77	0,02	0,23	0,80	0,51	0,99	0,09

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Западно-Сибирского Испытательного центра (г. Новокузнецк).

ределены Mo до 0,01–0,02%, а также Cu, As, Pb до 0,1%, бор 0,5–1%. В пробе-протолочке из турмалинизированной брекчии обнаружено золото до 12 знаков (0,2 мг), а также единичные знаки тетрадимита, бисмутита, шеелита. Содержания золота в брекчиях варьируют от 0,1 до 2,5 г/т.

Характерна повышенная щёлочность этих интрузий (табл. 1). Гранит-порфиры относятся к умеренно-щелочной группе, пересыщенной кремнезёмом и глинозёмом с преобладанием калия над натрием. По химизму и минеральному составу это анорогенные граниты A_1-типа. Соотношения изотопов стронция в них составляют 0,70654, указывающие на контаминацию мантийной магмой корового материала. Содержания элементов-примесей в породах сведены в табл. 2. Концентрации золота в породах варьируют от 3 до 14 мг/т. Наиболее высокие концентрации золота (11, 14 мг/т) характерны для даек кварцевых монцодиорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. Ещё более высокие концентрации золота наблюдаются в пирите (табл. 3). При этом максимальные содержания золота и меди приурочены к пиритам дайковых образований монцодиоритового и диоритового рядов. При температурах кристаллизации диоритоидов в интервале 720–750°С все дериваты системы характеризовались весьма низкими значениями фугитивности кислорода (Lg fO_2 от –13 до –13,8), отношениями фугитивностей HF к HCl (от–16,2 до –16,8) и высокими восстановленностями флюидов ($K_{вос}$= 0,65–0,71), летучестями и парциальными давлениями воды и углекислоты (от 1 до 3,8 кбар). Обращает внимание высокая фугитивность HCl (1,2 кбар), которая считается одним из ведущих компонентов в переносе золота в растворах. Высокие активности и летучести HCl на магматическом этапе свидетельствуют о возможности переноса золота хлоридными комплексами. Оптимальное сочетание параметров флюидного режима анализируемых магматитов определяет поле их кристаллизации вблизи никель-бунзенитовой буферной смеси. Высоко редуцированное состояние расплавов создаёт условия для кристаллизации таких акцессориев, как ильменит и пирит. Известно, что в сильно восстановленных магмах сера присутствует в виде HS^-, которая более растворима в силикатных расплавах и способствует образованию сульфидных глобулей, селекционирующих золото из расплава. Содержание золота в пирите магматической стадии кристаллизации из порфировых интрузий составляет 0,53–0,66 г/т при общем количестве пирита не более 1–1,5%. В силу дефицита серы в расплаве основная масса золота переходит в гидротермальные растворы после полной кристаллизации пород. Содержания золота в пиритах порфировых пород сравнительно высоки (намного превышающие содержания золота и меди в пиритах золотогенерирующих гранитоидов синюхинского комплекса), однако в дайковых образованиях они значительно выше, чем в плутонических породах (см. табл. 3). Высокая активность HCl, судя по высокой её фугитивности во флюидах, предполагает существенную роль хлоридных комплексов, являющихся одними из главных в переносе золота и меди гидротермальными растворами. Известно, что переход хлора во флюидную фазу является функцией режима воды в магматическом процессе. Отделение водной газовой фазы из расплава, вследствие очень высоких коэффициентов распределения хлора между расплавом и газовой фазой (Rollinson, 1993), приводит к интенсивному высвобождению хлора из магмы. Последний, в силу высокой активности, образовывал комплексы, которые экстрагировали золото и медь из магмы. Таким образом, флюидный режим магматической составляющей в порфировых магмо-рудно-метасоматических системах (МРМС) мог способствовать образованию концентрированного золотого и медного оруденения. Следует также указать и на значительную роль в образовании комлексов меди и золота борных соединений и переносе во флюидах указанных металлов. Повышенные концентрации бора свойственны также и акцессорным пиритам (см. табл. 3). Активная роль бора подчёркивается значительной турмалинизацией пород порфирового комплекса.

На поздних стадиях эволюции глубинных магматических очагов ведущую роль в экстракции золота из остаточных флюидов и переносе золота играли комплексы серы. Экспериментальные данные и теоретические расчёты показывают, что при температурах свыше 500°С золото переносится только хлоридными растворами, так как H_2S при таких температурах находится в недиссоциированном состоянии и не даёт устойчивых

Таблица 2

Содержания элементов-примесей в породах порфировых комплексов (г/т)

Породы, привязка	Cu	Au	Pb	Rb	Ba	Nb	La	Sr	Zr	Ti	Y	Cr	Mo	Zn
	Байгольский комплекс (D_2)													
Лейкогранит-порфиры, n=3, массив Чойка	11,7	0,003	21,8	78,9	397	8,1	4,3	17,2	30,6	661	6,1	219	3,1	32,6
Гранит-порфиры, n=4, массив Чакпундобэ	65,4	0,008	25,2	50,5	125	9,5	6,6	15,7	40,2	475	25,8	1200	2,9	20,3
Кварцевые сиенит-порфиры, n=3, массив Чакпундобэ	72,7	0,009	30,2	65,7	146	10,7	5,8	18,8	42,7	581	30,6	1350	2,8	18,7
Монцодиорит-порфириты, n=2, массив Чуря	85,8	0,011	33,4	67,3	651	8,8	94,1	760	105	2030	34,7	1420	1,2	45,5
Сиенит-порфиры, n=2, дайки, массив Чуря	62,3	0,008	30,2	64,3	622	10,1	12,3	625	123	1206	32,3	826	1,3	30,3
Кварцевые диоритовые порфириты, n=3, дайки, м-в Кульбич	83,3	0,014	22,7	72,7	663	13,6	106	827	63,3	2823	35,8	1533	1,1	77,3
	Кувашский комплекс (D_2)													
Кварцевые диорит-порфириты, n=3, массив Кувашский	73,7	0,013	11,6	55,1	877	8,2	87,4	373	125	1882	41,6	55,6	0,9	102
Монцодиорит-порфириты, n=2, массив Кувашский	43,6	0,016	11,9	43,7	2483	16,2	78,4	365	626	1926	58,4	10,3	0,8	1524
Гранодиорит-порфиры, n=2, массив Кувашский	57,3	0,015	12,7	84,2	1123	10,7	53,1	276	283	874	55,4	9,7	0,9	125
Гранит-порфиры, n=4, массив Кувашский	71,2	0,004	14,5	121	853	9,5	14,6	176	273	426	67,5	3,6	3,2	73,7
Монцодиорит-порфириты, n=2, дайки Кувашского ареала	85,7	0,016	15,5	75,7	1273	14,2	98,3	953	126	2180	35,7	1205	1,1	85,3

Примечание. n – количество проб; анализы выполнены в лаборатории ИГТиГ СО РАН (г. Новосибирск).

Таблица 3

Содержания элементов-примесей в акцессорных пиритах байгольского комплекса (г/т)

Породы	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Mn	V	Cr	Mo	Ag	Bi	As	B	Au
Субвулканические интрузии														
Гранит-порфиры, n=3	230	157	206	117	22	513	10,6	87,5	0,5	88,6	5,7	224	10,1	0,53
Кварцевые сиенит-порфиры, n=2	186	124	129	85	13	426	13,1	25,6	0,8	55,7	4,8	181	15,7	0,66
Дайки														
Монцодиорит-порфириты, n=3	287	142	218	157	35,3	627	18,2	89,3	0,3	51,2	5,2	247	19,4	2,1
Гранит-порфиры, n=2	126	98,3	115,4	55,7	11,1	503	10,5	57,4	1,1	65,4	5,1	204	5,8	0,85

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории Новосибирской геологической экспедиции (г. Новосибирск).

соединений с золотом (Рябчиков, 1974). В остаточных растворах с температурами ниже 400°C H_2S диссоциирует и может переносить золото в растворах.

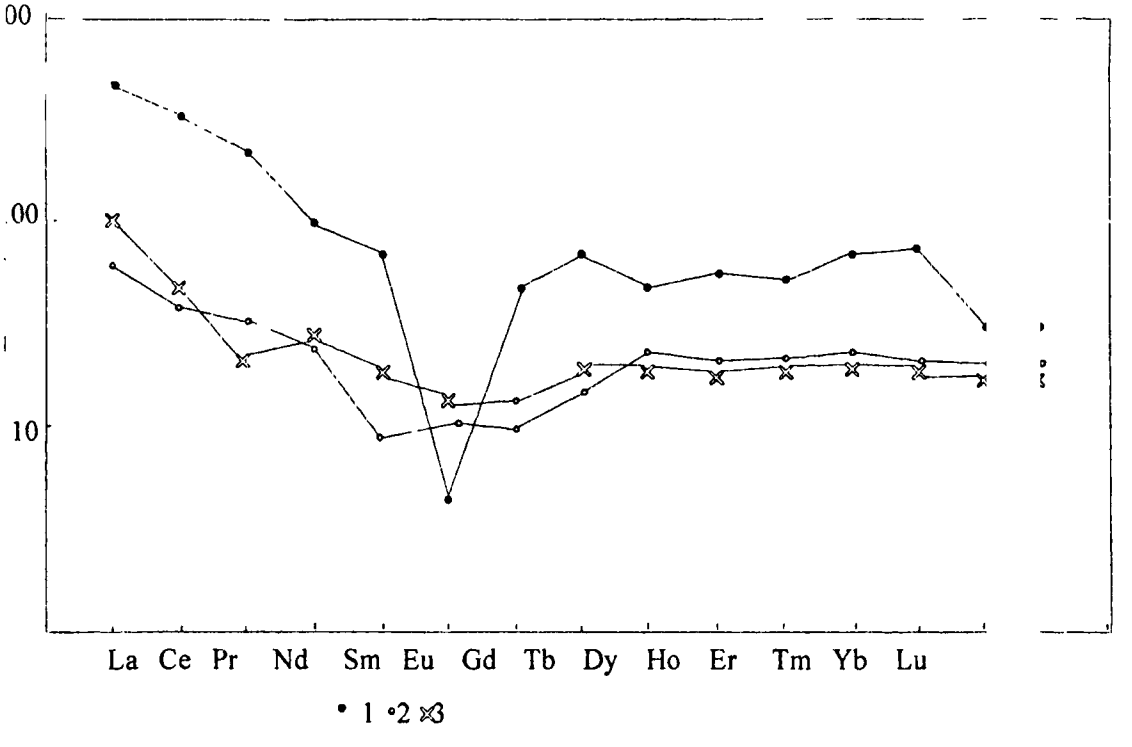
В целом породы порфирового комплекса характеризуются фракционированным типом распределения РЗЭ (табл.4) с повышенными значениями отношений $(Ce/Yb)_N$, $(La/Yb)_N$ и другими. Степень фракционирования лёгких РЗЭ значительно выше, чем тяжёлых. Высокая отрицательная европиевая аномалия в гранит-порфирах указывает на присутствие в рестите плагиоклаза (рис.1).

Таблица 4

Содержания редкоземельных элементов в породах порфирового байгольского комплекса (г/т)

Компоненты , г/т	Гранит-порфиры, n=3	Дайки	
		Кварцевые монцодиорит-диорит-порфириты, n=2	Кварцевые порфириты, n=2
La	53,5	25,24	26,72
Ce	118,7	53,26	54,21
Pr	15,8	6,25	6,13
Nd	65,3	33,4	32,6
Sm	12,2	8,1	7,4
Eu	0,41	1,12	1,21
Gd	7,2	3,5	3,3
Tb	2,1	1,11	1,26
Dy	13,6	8,41	8,12
Ho	3,12	1,72	1,65
Er	8,83	5,42	5,21
Tm	1,35	0,78	0,72
Yb	9,6	5,2	4,8
Lu	1,01	0,81	0,52
$(Ce/Yb)_N$	3,2	2,65	2,93
$(La/Yb)_N$	3,76	3,28	3,76
$(La/Sm)_N$	2,76	1,96	2,27
$(Gd/Yb)_N$	0,60	0,54	0,56
Eu/Eu*	0,267	0,19	0,23

Примечание. n – количество проб; отношения элементов нормированы по хондриту (Taylor, McLennan, 1985); анализы выполнены инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории ОИГиГ СО РАН (г. Новосибирск).



1. Модель распределения РЗЭ в породах байгольского комплекса (D_2). Элементы нормированы по хондриту / (Taylor, ennan, 1985): *1* – гранит-порфиры субвулканические; дайки: *2* – кварцевых монцодиорит-порфиритов, *3* – кварцевых диорит-порфиритов

На выклинках и в надинтрузивной зоне штоки порфировых интрузий сопровождаются флюидо-эксплозивными брекчиями, что связано с высокой щёлочностью пород и обилием летучих компонентов в магме. Оруденение, обнаруживаемое в таких обстановках, имеет различное соотношение меди, молибдена, золота и образует ряд от существенно медно-порфировых проявлений с золотом (Кузя) к медно-молибден-золото-порфировым (Кульбичское, Чакпундобэ, Байгол) до молибден-золото-порфировых (Чойское).

В Уйменском прогибе Чуринское рудное поле приурочено к вулканотектонической постройке, осложнённой системами трещин разной ориентировки в составе кольцевой структуры, дешифрируемой на космоснимках. Диаметр последней более 2,5 км. В центре этой кольцевой структуры находится шток субвулканических гранит-порфиров, имеющий вытянутую форму в меридиональном направлении на 2,3–2,5 км при ширине от 20 до 800 м. Гранит-порфиры не однородны и имеют разную зернистость, различные интрателлурические вкрапленники (в одних местах присутствует биотит и кварц, в других биотит, кварц и полевой шпат). В северном контакте порфировой интрузии выявлено тело флюидо-эксплозивных брекчий, в которых и проявлено вкрапленное и прожилково-вкрапленное золотое оруденение. Вблизи последних, реже в брекчиях, отмечаются дайки кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых монцодиорит-порфиритов и граносиенит-порфиров. Небольшой рой вышеуказанных порфировых даек локализован в непосредственной близости от флюидо-эксплозивных брекчий. Местами такие дайки приурочены и к дуговым трещинам, подчёркивающим кольцевую структуру.

Следует указать, что состав субвулканических гранит-порфиров близок таковому субвулканических образований Чакпундобэ (табл. 5). Для дайки граносиенит-порфиров, относящихся к A_1-типу гранитоидов, рассчитаны некоторые параметры флюидного режима по биотиту. Кристаллизация её происходила при сравнительно невысокой температуре (650° С). Характерны повышенные значения коэффициента восстановленности флюидов (0,70), низкие фугитивности кислорода (–13,2), довольно высокие парциальные давления воды (1,5 кбар) и углекислоты (3,7 кбар). Повышенные значения отношений суммы парциальных давлений воды и углекислоты к парциальному давлению воды (3,47 кбар) указывают на возможность вскипания флюидов, способствующего провоцированию взрывного механизма при высвобождении флюидов из магмы. Вероятно, это и имело место при формировании флюидо-эксплозивных брекчий. Последние располагаются вблизи распространения даек повышенной щёлочности. Здесь же широко распространены кварц-полевошпатовые прожилки и гнёзда вплоть до образования сплошных фельдшпатолитов.

Таблица 5

Химический состав интрузивных пород байгольского комплекса Чуринской МРМС

Оксиды, мас. %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Гранит-порфиры, n=4	74,57	0,21	12,76	1,71	0,54	0,04	1,03	0,52	2,43	4,32	0,07
Кварцевые монцодиорит-порфиры, n=3	61,85	0,71	15,93	4,14	2,51	0,15	3,25	1,12	2,14	4,59	0,19
Кварцевые диорит-порфиры, n=3	60,65	0,8	17,65	6,34	1,89	0,13	3,45	0,67	2,07	3,34	0,32

Примечание. n – количество проб; анализы выполнены в лаборатории Западно-Сибирского Аналитического центра (г. Новокузнецк).

Кувашский диорит-гранодиорит-гранитовый порфировый комплекс распространён в Ануйско-Чуйском прогибе. Петротипический Кувашский массив имеет зональное строение. В центре его развиты кварцевые диорит-порфириты и монцодиорит-порфириты, сменяющиеся по периферии гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и лейкогранит-порфирами. В Кувашском ареале отмечаются и простые более мелкие массивы, представленные кварцевыми диорит-порфиритами, монцодиорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами. В составе комплекса наблюдаются дайки пёстрого состава от кварцевых диорит-порфиритов до гранит-порфиров.

Кварцевые диорит-порфириты массивные, реже такситовые со структурами порфировидной до невадитовой. Основная ткань породы имеет призматическизернистую и гипидиоморфнозернистую микроструктуры. В интрателлурической фазе присутствуют клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, биотит. Клинопироксен представлен авгитом. Плагиоклаз нередко имеет прямую зональность с андезином № 34–37 в ядре и альбит-олигоклазом на периферии. Роговая обманка по оптике близка к обыкновенной. Биотит образует листочки и гломеропорфировые скопления. Основная ткань породы сложена зёрнами кварца, олигоклаза и калиевого полевого шпата. Монцодиорит-порфириты отличаются от ранее описанных пород более широким распространением калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки. Клинопироксен в них редок. Спектр акцессориев, как и в кварцевых диоритовых порфиритах, ограничен апатитом, ильменитом, сфеном, пиритом. Среди кварцевых диоритовых порфиритов Кувашского массива выявлено тело пироксенитов, а также многочисленные реститы базальтового состава.

Гранит-порфиры с интрателлурической фазой плагиоклаза (An_{17-19}), реже кварца размерами 2–4 мм. Последний, как правило, резорбирован. Основная ткань породы гипидиоморфнозернистая, сложенная кварцем, альбит-олигоклазом, микроклином, роговой обманкой, биотитом. В составе акцессорных минералов присутствуют монацит, ильменит, сфен, апатит, пирит, турмалин, циркон, ортит. Встречаются биотит-роговообманковые и биотитовые разности. В последних калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом. По содержаниям главных и рассеянных элементов гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры относятся к гранитоидам латитового ряда по классификации Л.В. Таусона (Таусон, 1977).

Таблица 6

Химические составы порфировых пород кувашского комплекса (D_2)

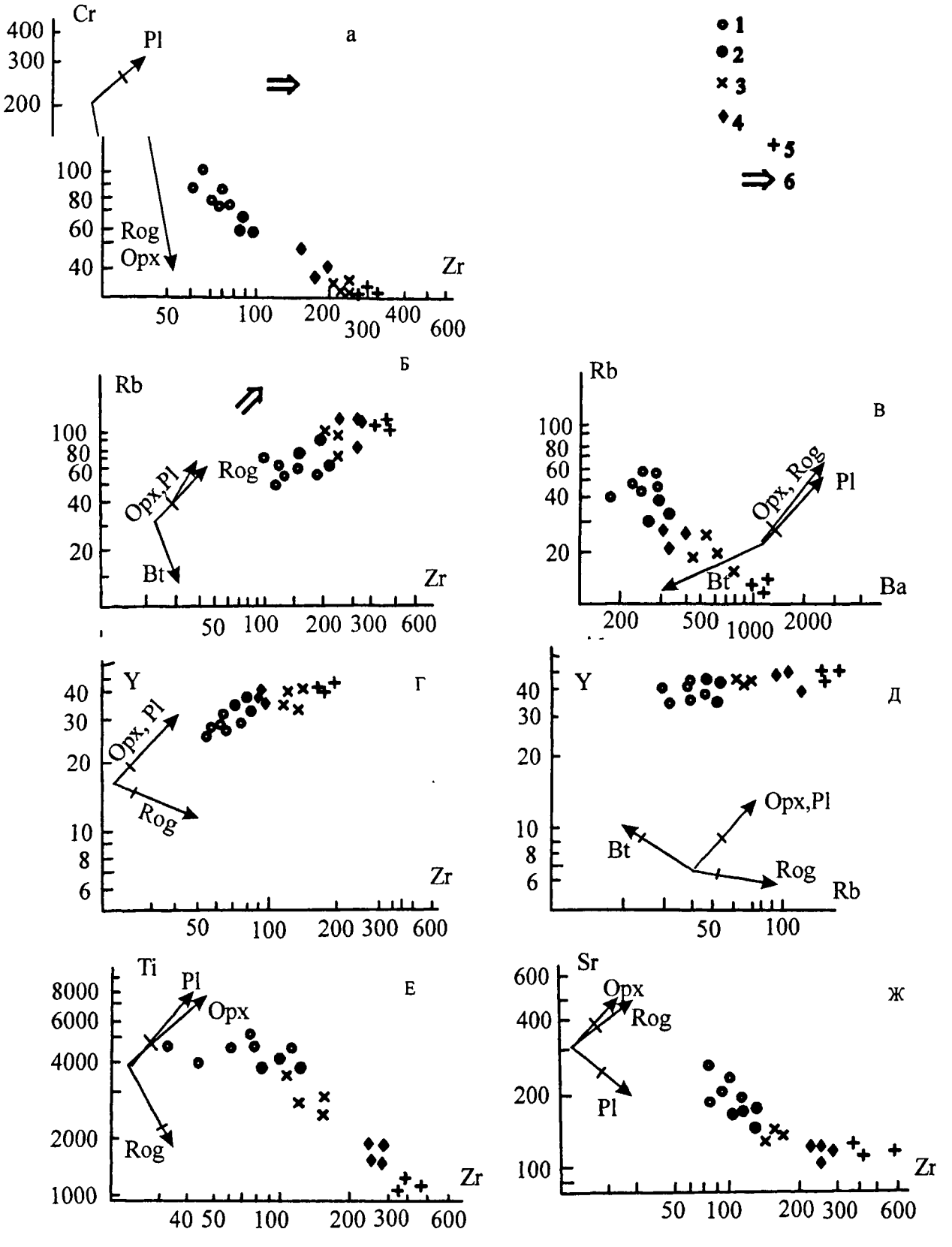
Оксиды, мас. %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Кварцевые диорит-порфириты, n=5	61,03	0,84	15,67	2,62	4,75	0,13	2,49	4,22	3,29	2,78	0,21
Кварцевые монцодиорит-порфириты, n=4	61,87	0,61	15,34	2,59	3,87	0,08	2,35	3,05	3,15	3,98	0,19
Гранодиорит-порфиры, n=4	64,73	0,47	14,40	2,29	4,26	0,05	1,39	3,57	3,72	3,28	0,12
Гранит-порфиры, n=3	71,77	0,45	13,29	1,26	2,16	0,06	0,61	1,54	3,43	3,51	0,13
Лейкогранит-порфиры, n=3	75,73	0,30	11,79	1,03	1,54	0,05	0,11	0,48	3,28	4,26	0,14

Примечание. n – количество проб, анализы выполнены в лаборатории Западно-Сибирского испытательного Центра (г. Новокузнецк).

Химический состав пород Кувашского ареала приведен в табл. 6. По химизму это известково-щелочные разности с некоторым уклоном в сторону повышенной щёлочности в монцодиорит-порфиритах. В последних концентрации калия превышают таковые натрия, а содержания калиевого полевого шпата увеличиваются с 10–15 до 20–30%. Для них характерны повышенные концентрации бора, молибдена (0,001–0,003%), меди (0,001–0,03%). Из акцессориев во всех разностях присутствует ильменит. Кварцевые диорит-порфириты и монцодиорит-порфириты по нормативному составу корунд-, гиперстен- и ильменитсодержащие. Последнее указывает на восстановленный характер магм. На тройной диаграмме Барта Qu-Or-Al (Titley, Anthony, 1989) диоритоиды региона попадают в поле калишпат-обогащённых порфировых комплексов, характерных для континентальных обстановок типа плутона Корнелиа (Wadsworth, 1968). На некоторых участках (Верх-Кудатский) наблюдаются рои даек кварцевых порфиров. Их химизм варьирует от нормальных известково-щелочных разностей до умеренно-щелочных с преобладанием калия над натрием.

На бинарных диаграммах (рис. 2) отчётливо видно, что в эволюции магматитов Кувашского массива ведущую роль играла не степень частичного плавления первоначального субстрата, а фракионирование породообразующих минералов – клинопироксена, роговой обманки и плагиоклаза. Некоторое отклонение трендов фракионирования от идеального направления, вероятно, связано с контаминацией корового материала или смешением различных по кислотности магм. Последнее подверждается трендом эволюции магматизма на рис. 3. Кварцевые диориты, располагающиеся ближе всех пород к критической линии плавления, указывают на то, что степень частичного плавления первоначальной базитовой магмы из протолита была низкой (менее 2%). Включение пироксенитов размером 4×6 м, а также реститы базальтоидов среди кварцевых диоритовых порфиритов и монцодиорит-порфиритов указывают на базитовый состав первоначальной магмы и протолита. Кроме того, из этой диаграммы видно, что эволюция расплавов на отрезке от кварцевых диоритов до гранодиоритов через гибридные монцодиорит-порфириты, вероятно, происходила в результатае смешения расплавов. Далее ход эволюции от гранодиорит-порфиров до гранит-порфиров осуществлялся путём фракционирования клинопироксена и плагиоклаза.

В заключение следует отметить, что рудогенерирующий порфировый магматизм региона формировался из мантийных магм с признаками смешения базитов и фельзических по составу расплавов. Порфировые комплексы несли в себе черты контаминации корового материала и фракионирования минералов в промежуточных очагах. Магматизм характеризовался значительной восстановленностью и флюидонасыщенностью с активной ролью хлора, серы (в форме HS^-), воды, углекислоты и бора во флюидах. Повышенная щёлочность расплавов и высокие концентрации летучих во флюидах создавали благоприятные условия для вскипания растворов и последующего взрывного механизма с образованием флюидо-эксплозивных брекчий, которые нередко становились главными металлотектами медно-золото-порфирового оруденения. Минерализованные порфировые штоки и рои даек служили подводящими каналами для формирования стратовулканов, а также своеобразными «клапанами» для фокусирования и высвобожде-



ис. 2. Бинарные диаграммы распределения элементов в породах Кувашского массива. *1* – Диоритовые порфириты, кварцевые диорит орфириты; *2* – монцодиоритовые порфириты; *3* – гранодиорит-порфиры; *4* – гранит-порфиры; *5* – лейкогранит-порфиры; *6* – направл волюции состава расплава при частичном плавлении; векторами показано изменение состава расплава при кристаллизации из него тог иного минерала; отрезки на векторах соответствуют 25%-ной раскристаллизации исходного расплава

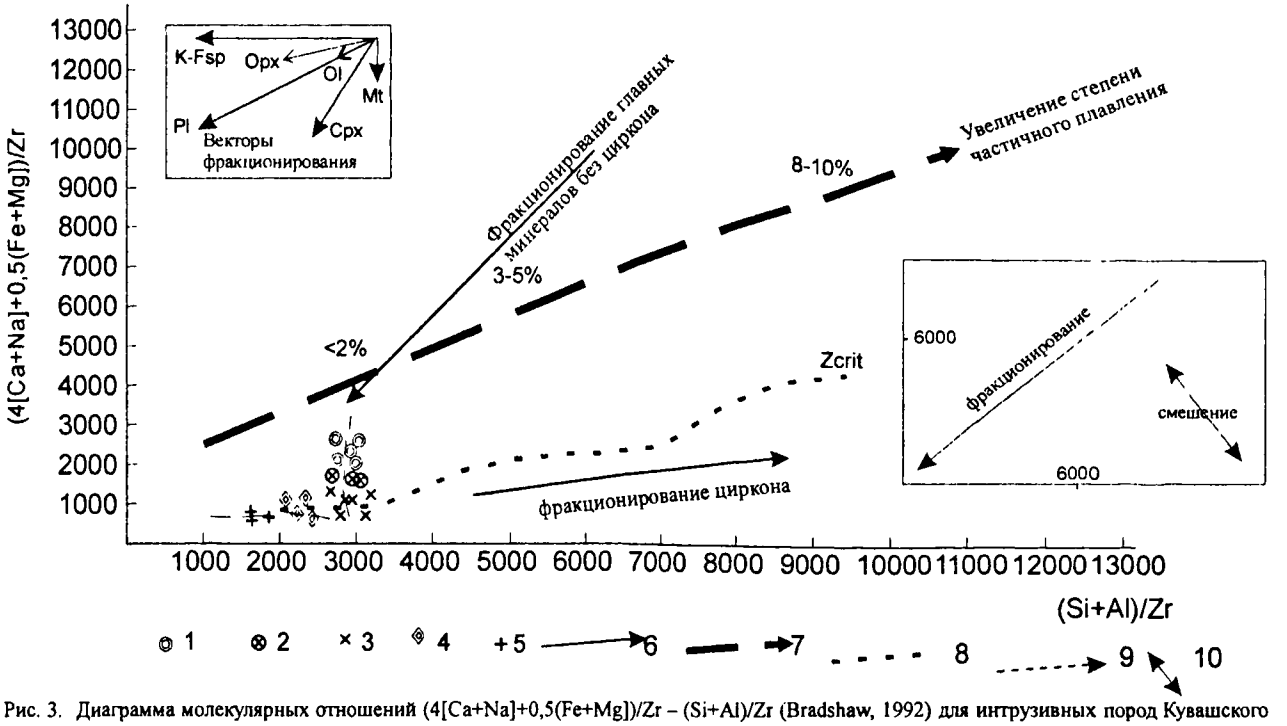


Рис. 3. Диаграмма молекулярных отношений (4[Ca+Na]+0,5(Fe+Mg])/Zr – (Si+Al)/Zr (Bradshaw, 1992) для интрузивных пород Кувашского ареала Порфировые породы Кувашского ареала: *1* – кварцевые диоритовые порфириты; *2* – моцодиоритовые порфириты; *3* – гранодиорит-порфиры; *4* – гранит-порфиры; *5* – лейкогранит-порфиры; *6* – эволюционные тренды фракционирования; *7* – тренд увеличения степени частичного плавления; *8* – критическая линия раздела фракционирования главных минералов и циркона (при 68% мас. % SiO_2); *9* – частные эволюционные тренды интрузивных пород кувашского комплекса; *10* – тренды смешения расплавов

ния восходящих флюидов. Рудные месторождения в штоках и в их раме располагаются в зонах литостатически-гидростатического перехода, где механическая энергия высвобождается в процессе неоднократно повторяющегося вскипания растворов, сопровождающегося взрывными процессами с образованием флюидоэксплозивных брекчий и обширной интенсивной микротрещиноватости пород (Burnham, 1979). В этих зонах происходили разбавление, смешение с вадозными водами, охлаждение и вскипание растворов, способствовавшие дестабилизации хлоридных комплексов и отложению золота и других металлов в раздробленных породах (Seward, 1984).

Литература

Гусев А.И. Девонские осадочно-вулканогенные формации Горного Алтая и Горной Шории и их рудоносность // Материалы научно-практической конференции «Фориационный анализ в геологических исследованиях». Томск, 2002. С. 43–44.

Рябчиков И.Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., 1974. С. 30–33.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Bradshaw T.K. The adaptation of Pearce element ratio diagrams to complex high silica systems // Contrib. Mineral. Petrology. 1992. V. 109. P. 450–458.

Burnham C.W. Magmas and Hydrothermal fluids // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York. 1979, P. 71–136.

Rollinson H Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation New York, 1993. 345 p.

Seward T.M. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems // Gold «82»: The geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. Harare, Zimbabwe, 1982. Symposium, Proceedings: Balkema, Rotterdam. 1984. P. 165–181.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Oxford, 1985. 350 p.

Titley S.R., Anthony E.Y. Laramide mineral deposits in Arizona // Geologic Evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest, 1989. V. 17.

Wadsworth W.B. The Cornelia pluton, Ajo, Arizona //Econom. Geology. 1968. V. 63. P. 101–115.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

[1]А.Г. Еханин, [2]В.В. Некос, [2]Г.И. Шведов, [2]Д.И. Лемешко, [2]С.Г. Рычкова, [3]О.Б. Фетисолва
[1]ГУ «Красноярскприродресурсы», Красноярск
[2]АО «Красноярскгеология», Красноярск
[3]Музей геологии Центральной Сибири, Красноярск

Золоторудная минерализация, пространственно и генетически связанная с интрузиями трещинного типа щелочных гранитоидов, установленная по данным геологосъемочных, поисковых работ и авторских исследований последних лет, позволит пополнить базу рудного золота новым для юга края промышленно-генетическим золото-редкометальным типом оруденения.

Особенностью интрузий щелочных гранитоидов, относящихся к сейбинскому комплексу пермь-карбонового возраста является приуроченность их к определенным структурам – зонам сочленения глубинных и региональных разломов (рис. 1). В пределах зон они образуют ареалы массивов, численность которых колеблется от 5 до нескольких десятков. Массивы щелочных гранитов сейбинского комплекса представлены чаще всего лейкократовыми и аплитовыми, реже биотит-роговообманковыми гранитами, состоящими на 50–80% из КПШ (микроклин-пертит), 20–30% кварца, от 1% до 10% роговой обманки, представленной щелочными разновидностями (рибекит, эгирин, реже гастингсит), в незначительном количестве слюдами (1–2%) – биотит, реже мусковит и акцессорными (апатит, активный циркон, сфен, флюорит, магнетит, ильменит, рутил, пирит) (табл. 1). Массивы сопровождаются контактовыми ореолами, представленными скарнами и роговиками. Ширина ореола контактового воздействия гранитоидов на вмещающие породы находится в прямой зависимости от размеров массивов и измеряется десятками метров. Химические составы гранитоидов сейбинского комплекса нанесены на диаграмму (рис. 2). Комплексность оруденения и глубокая метасоматическая проработка гранитоидов и вмещающих пород обусловлена здесь широко проявленной гидротермальной деятельностью, сопровождающей внедрение щелочных гранитоидов по тектонически осложненным участкам сопряжения глубинных разломов.

Гранитоиды сформировались в заключительную наиболее интенсивную (в карбоне) фазу герцинской активизации и образуют небольшие жило-, дайко- и штокообразной формы массивы, ориентированные вдоль зон разломов. Размеры их невелики и варьируют от сотен квадратных метров до 1–2 км^2. Согласно литературным данным (Коробейников и др., 1999), они являются производными подкоровых масс, богатых рудными эманациями и щелочами.

Наибольшей рудной насыщенностью и продуктивностью отличаются массивы ареалов северо-западной части Восточного Саяна (рис. 1). К ним относятся Сейбинский, Синачагский, Окуневский и Агульский. Традиционно щелочные граниты изучались на предмет широко с ними связанного редкометального, вольфрамового, молибденового, полиметаллического, флюоритового и волластонитового оруденений. Гранитоиды и комплекс метасоматически измененных пород, связанных с ними, на предмет золотоносности до настоящего времени специально не изучались. В качестве исключения может служить лишь рудопроявление Центральное. Оно приурочено к одноименному массиву в правобережье верховий р. Маны, входящему в состав Синачагского ареала, и локализовано в зоне сочленения Главного Восточно-Саянского, Минского, Манского глубинных разломов (рис. 1, 3). Центральное рудопроявление представлено золото – редкометальным типом оруденения и выявлено в середине 60-х гг. В.И. Ящуком, позднее оно изучалось А.А. Менякиным (1970). Этими исследованиями было установлено в породах массива и вмещающих его метасоматитах и скарнах содержание золота от десятых долей до 10–15 г/т, реже 25–50 г/т, что позволило оценить прогнозные ресурсы золота по рудопроявлению в количестве 8 т. Геологическая характеристика массивов Синачагского ареала сейбинского комплекса приведена в табл. 1. По результатам работ, проведенных авторами в полевой период 1998–2001 гг., в щелочных гранитоидах, вмещающих их метасоматитах и углисто-глинисто-кремнистых сланцах было установлено повышенное содержание золота (от первых до 600 и более знаков, которое изучено в протолочках). Химический состав выделенного из протолочек золота анализировался на микрозонде в ОИГГМе (г. Новосибирск). Золото преимущественно мелкое, свободное и отличается высокой пробностью (табл. 2).

Наиболее детально рудное и россыпное золото авторами было изучено в пределах Синачагского ареала развития щелочных гранитодов. Этот ареал пространственно совпадает с Верхнеманским золоторудным узлом, ранее выделенным В.М. Даценко. Размерность самородного золота в россыпях Верхнеманского золотоносного узла варьирует в широких пределах (Еханин и др., 2001; Некос и др., 2001). Преобладающая форма золотин пластинчатая, ноздреватая. Степень окатанности золота

Рис. 1. Схема расположения массивов щелочных гранитоидов сейбинского комплекса в северо-западной части Восточного Саяна: *1* – железные дороги; *2* – автомобильные дороги; *3* населенные пункты; *4* – контур Восточного Саяна; *5* основные глубинные разломы: *1* – Бирюсинский, *2* – Туманшетский, *3* – Канско-Агульский, *4* – Главный Восточно-Саянский, *5* Минский, *6* – Восточно-Саянский, *7* – Беллыкский, *8* – Тагосукский, *9* – Копско-Окуневский, *10* – Кандатский; *6* – ареалы распространения массивов сейбинского комплекса: I – Сейбинский, II Синачагский, III – Окуневский, IV – Агульский; *7* – массивы сейбинского комплекса: *1* – Черемушкинский, *2* Шеелитовый, *3* – Сейбинский, *4* – Северный, *5* – Малосиначагский, *6* Центральный, *7* – Промежуточный, *8* – Куроедовский, *9* – Верхнеманский, *10* – Флюоритовый, *11* Окуневский, *12* Гранитовый, *13* – г. Осиновой, *14 15* – Перевальный и другие, *16* – Китатский, *17* – Шандымский, *18* – Доломитовый, *19* – Ураиский, *20* «Радуга»; *21* – Пезинский; *22* – Гольцовый, *23* – Малоджебартинский

Таблица 1

Геологическая характеристика массивов щелочных гранитов сейбинского (окуневского) комплекса

Ареал	Массив (рудопроявление)	Размер, м	Характеристика слагающих массивы пород	Вмещающие породы	Контактовые и гидротермальные изменения	Оруденение (минерал, элемент)
1	2	3	4	5	6	7
Синячагский	Северный	900 х 500	Лейкократовые граниты, реже порфировидные	Эффузивы и карбонатно-сланцевые отложения бахтинской свиты – PR_2	Скарнирование, ороговикование, грейзенизация, сульфидизация, флюоритизация	Молибден, бериллий, тантал, ниобий
	Центральный	400 х 20	Лейкократовые граниты, сиенит-порфиры. Состав: микро- клин – пертит (50–75%), альбит (15–20%), кварц (30–35%), ганстингсит, арфведсонит до 10%, биотит, мусковит, хлорит, карбонаты, акцессорные – апатит, флюорит, сфен, циркон, магнетит, пирит	Карбонатно-сланцевые отложения бахтинской свиты – PR_2	Альбитизация, грейзенизация, скарнирование, ороговикование, амазонитизация, флюоритизация,	Тантал, ниобий, бериллий, золото, висмут, полиметаллы, молибден, шеелит, флюорит, волластонит
	Малосиначагский	450 х 150	Лейкократовые граниты	Карбонатно-сланцевые отложения бахтинской свиты – PR_2	Альбитизация, грейзенизация, скарнирование, ороговикование, флюоритизация	Тантал, ниобий, золото, шеелит, полиметаллы, молибден, флюорит
	Промежуточный	250 х 200	Лейкократовые мелко-, реже среднезернистые, иногда порфировидные (КПШ) граниты. Состав: микроклин – пертит 30–50%, альбит-олигоклаз 30–35%, кварц 30–35%, биотит – 2%, акцессорные – апатит, сфен, рутил	Карбонатно-сланцевые отложения бахтинской свиты – PR_2	Альбитизация, грейзенизация, сульфидизация	Тантал, ниобий, шеелит, висмут, молибденит, галенит, золото, флюорит
	Куроедовский	до 100	Щелочные биотит-роговообманковые сиениты	Известняки овсянковской свиты – V	Альбитизация, флюоритизация	Золото, галенит, молибденит, флюорит
	Верховьев ручья Промежуточного	150 х 100	В контакте гранитоидов Кутурчинского массива с карбонатно-сланцевыми отложениями бахтинской свиты – PR_2		Окварцевание, флюоритизация, грейзенизация (березитизация)	Золото, висмут, галенит, пирит, молибденит, флюорит
	Рудопроявление 12	делювиальные развалы	Лейкократовые мелкозернистые пегматоидные граниты. Состав: микроклин – пертит – 50%, кварц – 30–35%, альбит – 10–15%, роговая обманка – 1–2%, акцессории-сфен, ильменит	Габброиды кулибинского комплекса – PR_1	Альбитизация, окварцевание, флюоритизация	Золото, галенит, флюорит
	Рудопроявление 13	мощность – 1 м, аз. пад. 80, угол пад. 80	Дайка мелкозернистого гранита. Состав: микроклин – пертит – 18–40%, кварц – 35%, олигоклаз – 25%, мусковит – 2–3%, акцессории – магнетит	Среднезернистые биотитовые граниты кутурчинского комплекса	Альбитизация, окварцевание, флюоритизация	Золото, галенит, флюорит

слабая, часто оно встречается в срастании с кварцем. Известны и самородки весом до 70 г. Пробность золота Верхнеманской россыпи, по данным предвоенной эксплуатации, 880‰.

Авторами за период 1998–2001 гг. по Верхнеманскому золотоносному узлу было отобрано 156 золотин для микрозондового анализа, в том числе из россыпей – 96, а из коренных – 60 золотин, из которых на долю золото-редкометальной формации приходится 31, а на долю золото-кварцевой – 29 золотин (табл. 3). Золото россыпей выделялось из шлихов, а коренных объектов - из протолочек весом от 3 до 5 кг. Протолочки отобра-

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7
Окуневский	Окуневский	700 х 200	Граниты, пегматоидные граниты. Натровый метасоматоз, выразившийся в обильной альбитизации. Состав: микроклин – пертит – 60–30%, рибекит, эгирин (до 10%), кварц 25–30%, акцессорные: апатит, активный циркон, сфен, магнетит, ильменит	Мраморизованные известняки с прослоями кремнистых алевритов, глинисто-хлоритовых сланцев, зеленокаменные порфириты колпинской свиты – $Є_1$	Скарнирование, ороговикование, амфиболитизация, биотитизация, серицитизация, окварцевание, альбитизация	Полиметаллы, молибден, бериллий, иттрий, лантан, иттербий, церий, золото, флюорит, лейкофан, волластонит
	Флюоритовый	900 х 400			Альбитизация, ороговикование, скарнирование, амфиболитизация, серицитизация	Бериллий, флюорит, лейкофан, волластонит
	Гранитный	550 х 100			Альбитизация, ороговикование, скарнирование, амфиболитизация, серицитизация	Бериллий, флюорит, лейкофан, волластонит
	Осиновский	900 х 150			Ороговикование, скарнирование, амфиболитизация, серицитизация	Флюорит, волластонит
	№ 4460				Ороговикование, скарнирование	Флюорит, волластонит
Сейбинский	Шеелитовый	600 х 500	Биотит–роговообманковые граниты центральной части массива, лейкократовые граниты, аплитовидные граниты и микропегматиты краевой его части. Состав: КПШ 60–80%, кварц 20–32%, плагиоклаз (до 55), темноцветных минералов 2–10%, в основном роговая обманка (рибекит), меньше биотит, мелкая сыпь пирита, магнетита, молибденита	Известняки, доломитистые известняки с прослоями глинистых хлорит-глинистых и кремнистых сланцев колпинской свиты – $Є_1$	Мраморизация, скарнирование, ороговикование, флюоритизация	Шеелит, бериллий, танталониобаты, полиметаллы, молибден, золото, флюорит, флогопит-скаполитовые и флюорит–везувиановые жилы
	Сейбинский-I	450 х 180	Серые, розовато-серые, тонко-мелко-, реже среднезернистые роговобманковые граниты, порфировидные щелочные граниты, тонкозернистая полевошпат-кварцевая порода	Метаморфические сланцы полевошпат-амфиболового, амфибол-полевошпат – хлоритового состава с прослоями и линзами песчаников, известняков и черных углисто – кремнистых сланцев бахтинской свиты – PR_2	Мраморизация, скарнирование, ороговикование, флюоритизация	Шеелит, молибден, флюорит, волластонит
	Сейбинский-II	250 х 40				

Примечание: Таблица составлена с использованием данных геологосъемочных и поисковых работ, тематических исследований и собственные наблюдений

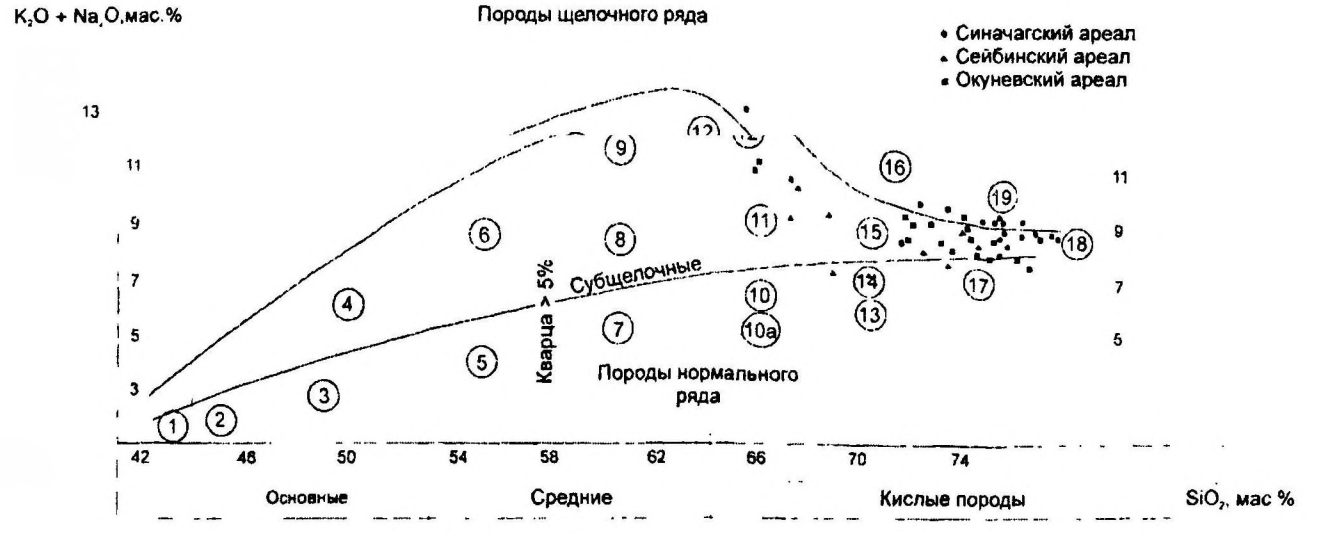


Рис. 2. Положение пород сейбинского комплекса в классификации и номенклатуре магматических горных пород на бинарной диаграмме SiO_2– (Na_2O+K_2O): *1*– перидотиты; *2* – пироксениты; *3* – габбро; *4* – субщелочные габброиды; *5* – диориты; *6* – субщелочные диориты и монцониты; *7* – кварцевые диориты – кварцевые монцониты; *8* – субщелочные кварцевые диориты – кварцевые монцониты; *9* – сиениты; *10* – гранодиориты (*10 а* – тоналиты); *11* – кварцевые сиениты; *12* – щелочные кварцевые сиениты; *13* – плагиограниты (трондъемиты); *14* – граниты; *15* – субщелочные граниты; *16* – щелочные граниты; *17* – лейкограниты; *18* – субщелочные лейкограниты; *19* – щелочные лейкограниты

Рис. 3. Схематическая геологическая карта размещения щелочных гранитоидов в правобережье верховьев реки Маны: *1* – современные отложения: валуны, галечники, пески, глины; *2* – неогеновые аллювиально-делювиальные отложения: валуны, глыбы, гальки, пески, глины; *3* – мраморизованные известняки овсянковской свиты венда; *4* – бахтинская свита, верхняя подсвита. Мраморизованные известняки, переслаивающиеся с кварц-графитистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами: на карте (а), на врезке (б); *5* – бахтинская свита, нижняя подсвита. Зеленокаменно измененные эффузивы среднего и основного состава. Актинолитовые, кварц-актинолитовые, альбит-актинолитовые, кварц-альбит-актинолитовые сланцы; *6* – сейбинский комплекс (P–C). Щелочные граниты, гранит-порфиры, апограниты (альбититы); *7–9* – кутурчинский комплекс: *7* – биотит-роговообманковые диориты (dS), *8* – биотитовые граниты (gS): крупнозернистые (а), среднезернистые (б), мелкозернистые (в), *9* – биотит-роговообманковые сиениты, граносиениты (eS); *10* – булкинский комплекс (nO), габбро, анортозиты; *11* – сланцы кварц-графитистые и углисто-глинисто-кремнистые: на карте (а), на врезке (б); *12* – аплиты грейзенезированные; *13* – альбититы грейзенезированные и флюоритизированные; *14* – порфириты; *15* – скарны: на карте (а), на врезке (б); *16* – роговики и ороговикованные углисто-кремнистые сланцы: на карте (а), на врезке (б); *17* – альбитизация (а), флюоритизация (б); *18* – грейзенизация; *19* – кварц-флюорит-мусковитовые жилы (на врезке); *20* – геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б), несогласного залегания (в); *21* – тектонические нарушения: установленные (а), предполагаемые (б); *22* – участки интенсивного дробления пород (на врезке); *23* – элементы залегания слоистости, полосчатости (а) и плоскостей сместителей разломов (б); *24* – рудопроявления золота: *1* – Центральное, *2* – Северное, *3* – Миллионная яма, *4* – Большесиначагское, *5* – Захаржельское, *6* – Странное, *7* – Промежуточное, *8* – Водораздельное; *25* – место расположения карты-врезки (участок «Центральный»)

Таблица 2

Содержание золота и его пробность в щелочных гранитоидах и контактово-измененных породах

Ареал	Проявление	№ пробы		Характеристика материала пробы	Вес пробы, кг	Кол-во знаков золота	Содержание Au по СЭМА, мг/т	Пробность от-до (n)[1] сред
Синачагский	Центральное	1	1998 год	Кварц-флюорит-мусковитовая жила в гранитах	4	>600	РФА- 18,0г/т ПА – 3,0 г/т	976–981 (4) 978
		2		Грейзенизированный гранит	4	14	н.а.[2]	973–978 (5) 976
		3		Скарнированный известняк	4	12	н.а.	974–977 (5) 976
		4		Углисто-кремнистый сланец	4	7	н.а.	н.а.
		5		Скарн	4	8	н.а.	976–979 (2) 977
		Р-2-26		Скарн	4	>200	ААА - 15,17г/т	901–1000 (4) 938
	Северное	3029-1		Грейзенизированный гранит	3	21	60	827–973 (5) 933
		3029-2		Сульфидизированный гранит	3	2	н.о.[3]	850–1000 (2) 925
	Промежуточное	03001		Грейзенизированный гранит	3	10	10	913–1000 (3) 949
		03003		Грейзенизированный гранит	3	1	5	н.а.
		03000		Массивная пиритовая руда в гранитах	3	3	30	906 (1)
Сейбинский	Шеелитовое	3028-1		Гранит с вкрапленностью молибденита	3	1	н.о.	988 (1)
		3028-2		Скарн сульфидизированный	3	0	н.о.	н.а.
		3028-3		Окварцованный сланец с сульфидами	3	19	н.о.	813–1000 (9) 926
		3028-4		Гранит	3	0	н.о.	н.а.
Окуневский	Окуневское	3027-5		Скарн сульфидизированный с галенитом	3	4	60	924–927 (2) 926
		3027-2/1		Роговик сульфидизированный	4	7	н.о.	963–981 (2) 972
		3027-1/1		Гранит	2	1	5	н.а.
		3027-4/1		Гранит с густой вкрапленностью галенита	3	37	40	783–1000 (7) 898
Таловское		3026-4		Грейзенизированный гранит (свалы)	3	41	5	842–989 (7) 930

Примечание. n[1] – количество анализов, н.а.[2] – не анализировалось, н.о.[3] – не обнаружено. Виды анализов: СЭМА – спектрозолотометрический; РФА – рентген-флуоресцентный; ПА – пробирный; ААА – атомно-абсорбционный.

ны из грейзенизированных гранитов (сейбинский комплекс), кварц-флюорит-мусковитовых прожилков, скарнов и скарнированных известняков и кварцевых жил. По россыпям размер золотин для анализа составлял – 1,0 + 0,5 мм, а по коренным – 0,5 + 0,1 мм. По каждой золотине выполнено два анализа: по центральной части и по кайме.

Обработка данных микрозондового анализа показала, что россыпное золото Верхнеманского золотоносного узла подразделяется на 7 самостоятельных классов пробности (табл. 3). Среди золотин из коренных рудопроявлений узла выделяется четыре класса. Они хорошо согласуются с классами золотин из россыпей с той лишь разницей, что диапазон класса значительно уже. Среди золотин золото-редкометальной формации преобладающим является весьма высокопробное золото с классом пробности 960–1000‰, на долю которого приходится 52% из всех проанализированных золотин.

Таблица 3

Распределение коренного и россыпного золота по пробности в Верхнеманском золотоносном узле

Россыпное золото											Коренное золото															
Класс пробности, ‰	Р. Мана (пойма)	Р. Мана (левая терраса)	Конгломераты Юлинской свиты	Рч. Становый	Р. Большая Синачага	Р. Средняя Синачага	Р. Малая Синачага	Р. Мина	Всего		Класс пробности, ‰	Золото-редкометальная формация					Золото-кварцевая формация								Всего	
												рудопроявления			итого		жилы					итого			
									Кол-во золотин	%		Северное	Центральное	Промежуточное	Кол-во золотин	%	Миллионная Яма	С-27	Свинцовая	Больше- синачагская	Захаржельская	Кол-во золотин	%	Кол-во золотин	%
360–400	3								3	3															
540–610	3				4			1	8	8	600–610									1	1	2	7	2	3
640–680	1				4			1	6	6															
730–760	2		1		3	1		1	8	8															
790–880	7	4	3	2	6	1			23	25	820–860	1	1		2	6	1		1	1		3	10	5	8
880–960	8	5		4	16	4	2	1	40	42	900–960	5	5	3	13	42	8	1	6	2	3	20	69	33	55
970–1000	3				2	3			8	8	960–1000	1	14	1	16	52	1		3			4	14	20	34
Всего	**27**	**9**	**4**	**6**	**35**	**9**	**2**	**4**	**96**	**100**		**7**	**20**	**4**	**31**	**100**	**10**	**1**	**10**	**4**	**4**	**29**	**100**	**60**	**100**

На долю класса 900–960‰ приходится 42% и класса 820–860‰ – 6% золотин. В золото-кварцевой формации преобладающим является класс 900–960‰, на долю которого приходится 69%, т. е. максимум пробности данного формационного типа (золото-кварцевого) выглядит контрастнее, чем золото-редкометальной формации. В отличие от золото-редкометальной формации в золото-кварцевой формации в кварцевых жилах Большесиначагской и Захаржельской установлены золотины с пробностью 607 и 605 соответственно. На долю класса 960–1000‰ приходится 14%, класса 820–860‰ – 10% золотин.

Среди золотин, проанализированных из речной сети Верхнеманского золотоносного узла, преобладающими классами являются: 880–960‰ (42%) и 790–880‰ (25%). По остальным пяти классам количество золотин колеблется от 3 до 8% (табл. 3). Наиболее разнообразна пробность золота в россыпи р. Маны. Она представлена семью классами и колеблется от 369 до 977, в среднем составляя 865‰. Преобладающим является золото с пробностью от 790 до 960‰, на долю которого приходится 67%. В качестве основной примеси установлено серебро от 3,93 до 13,09 %, ртуть – на уровне от «не обн.» до 0,768%. В россыпи р. Большой Синачаги пробность золота колеблется от 655 до 988, в среднем составляя 828‰. В золоте россыпи Большой Синачаги в качестве примеси установлено серебро от 4,12 до 34,31%. По россыпи Средней Синачаги пробность колеблется от 746 до 1000‰, в среднем составляя 910‰. По левой террасе р. Маны, что между устьями Большого и Малого Захаржелов, пробность золота колеблется от 850 до 920‰, в среднем составляя 887‰.

Особенностью золота Верхнеманского золотоносного узла является то, что в его пределах отсутствует золото с высокопробной каймой. Учитывая массу золота (более 2 тонн), добытого из россыпей в разные годы, невозможно объяснить поступление его за счёт лишь известных коренных объектов типа рудопроявления Центрального, где по данным микрозондового анализа, установлено весьма высокопробное (978‰) золото, доля которого в россыпи р. Маны составляет от 7 до 11%, и кварцево-жильных объектов с пробностью 880–960‰ – 42%, что в сумме всего дает 50% в общем балансе по этой россыпи. Оставшиеся 50% золота россыпи р. Маны связаны, вероятнее всего, с малосульфидной золото-кварцевой формацией. Рудных объектов данной формации в районе пока ещё не выявлено.

Наряду с золотом в щелочных гранитоидах сейбинского комплекса по данным атомно-абсорбционного анализа с пробирной пробоподготовкой установлены содержания платины до 0,9 г/т, а палладия до 0,2 г/т при соотношении платины к палладию как 2,4–2,7:1. Распределение платиноидов по массивам показано в табл. 4.

Повышенные содержания ЭПГ, в первую очередь, платины, а также стабильные отношения Pt:Pd (2,5:1) для всех гранитоидных массивов позволяют высказать предположение, что субщелочные граниты сейбинского комплекса являются еще и платиноносными. Подтверждением этому также служат находки сперрилита ($PtAs_2$) в тяжелых концентратах из россыпей Большая Синачага и Мана (рис. 4). Размеры кристаллов сперрилита незначительные и редко превышают 0,1 мм. Форма зерен самая разнообразная и характерно то, что среди них преобладают комбинации форм, а простые формы исключительно редки. Среди сложных форм отмечаются комбинации куба и октаэдра, куба и тетраэдра, куба и дидодекаэдра и еще более сложные. Окатанность зерен в подавляю-

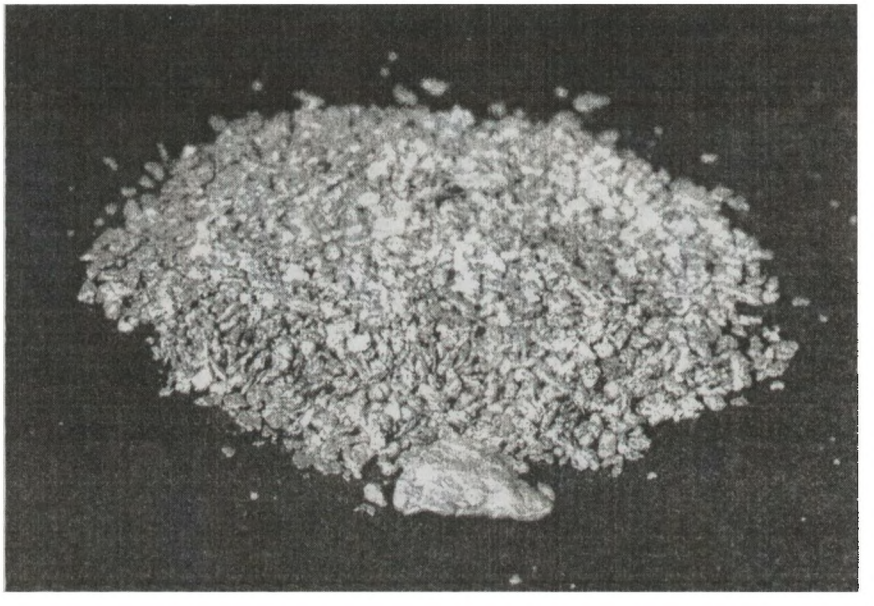
Таблица 4

Платинометальное оруденение в гранитоидах сейбинского комплекса

Массив	Кол-во анализов	Pt	Pd	Pt:Pd
Промежуточный	11	0,005–0,9* / 0,119	0,005–0,11 / 0,044	2,7:1
Центральный	5	0,007–0,024 / 0,012	0,005	2,4:1
Шеелитовый	3	0,018–0,5 / 0,179	0,006–0,2 / 0,071	2,5:1
Окуневский	2	0,023–0,17 / 0,097	0,007–0,071 / 0,039	2,5:1

Примечание: * – в числителе – минимальные и максимальные содержания, в знаменателе – среднее

а



б

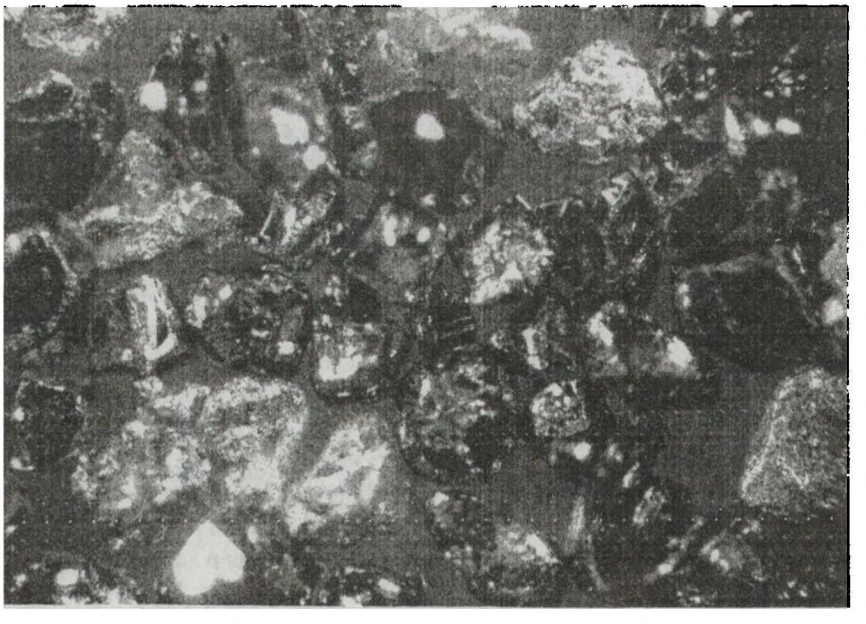


Рис. 4. *а* – золото из россыпи р. Большой Синачаги, увеличение 2ˣ, *б* – морфология зерен сперилита (темно-серый) и золота (светло-серое) из россыпи р. Мана, увеличение 190ˣ

Таблица 5

Химический состав сперрилита россыпей р. Мана и р. Большая Синачага

Россыпи	Pt	Ir	As	Os	Pd	Rh	Ru	Sb	S	Сумма
р. Мана	56,93	0,03	43,33	0,02	0,00	0,06	0,01	0,05	0,00	100,44
	56,71	0,06	43,28	0,04	0,00	0,12	0,00	0,03	0,02	100,24
	56,57	0,10	44,43	0,07	0,00	0,13	0,00	0,05	0,00	101,35
р. Большая Синачага	56,70	0,00	43,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	100,15
	56,54	0,00	43,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,03	99,80
	56,27	0,00	42,96	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	99,27

Таблица 6

Химический состав микровключений в сперрилите

№ ан–за	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	Минерал
11–2–2/1	30,89	30,60	2,50	0,06	0,05	0,53	0,05	13,92	0,08	0,00	78,68	Сфен?
11–2–2/2	31,20	30,33	2,39	0,06	0,09	0,51	0,04	12,19	0,07	0,00	76,88	Сфен?
16–5–2	97,81	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,00	97,87	Кварц
17–1–2	52,69	0,11	4,95	0,06	14,29	0,21	13,06	8,33	0,53	0,12	94,35	Пироксен?
18–1–2/1	36,97	0,07	19,90	0,17	7,47	30,17	0,26	2,83	0,10	0,00	97,94	Спессартин
18–1–2/2	36,93	0,04	19,73	0,24	7,53	30,08	0,23	2,83	0,07	0,00	97,68	Спессартин
18–1–2/3	36,75	0,13	18,95	0,34	7,40	29,71	0,30	3,78	0,06	0,00	97,42	Спессартин
18–3–2/1	64,34	0,05	19,00	0,10	1,85	0,00	0,24	0,22	0,50	4,80	91,10	Адуляр
18–3–2/2	62,44	0,05	18,16	0,11	0,61	0,00	0,26	0,13	0,16	12,94	94,86	Адуляр

щем большинстве слабая, что свидетельствует о близости коренного источника. Необходимо отметить, что вследствие хрупкости сперрилит относиться к шлиховым минералам ближнего сноса.

Химический состав диарсенида платины из россыпей Маны и Большой Синачаги и минералов-включений в нем приведены в табл. 5 и 6 соответственно. Обращает на себя внимание чистота состава сперрилита от примесей других ЭПГ, что не характерно для этого минерала, ассоциирующего с ультраосновными массивами. Среди включений в нем также отсутствуют минералы, типоморфные для ультраосновного магматизма: орто- и клинопироксены, оливин, хромшпинелиды и т.п. Среди них были диагностированы кварц, гранат (спессартин) и сфен (?) и это служит дополнительным подтверждением того, что генетически сперрилит может быть связан с золотоносными щелочными гранитами сейбинского комплекса.

Полученные данные явились основанием для проверки золотоносности щелочных гранитоидов Шеелитового и Окуневского массивов, входящих в состав широко известных Сейбинского и Окуневского ареалов. Последние приурочены к зонам сочленения Восточно-Саянского с Беллыкским, Копско-Окуневским и Тагосукским глубинными разломами.

Массив Шеелитовый входит в состав Сейбинского ареала и расположен в верховьях р. Левая Ко. Ранее изучался многими исследователями на редкие металлы, молибден, полиметаллы, флюорит (рис. 1, 5; табл. 1). В отношении золотоносности пород массива лишь известно, что в 1979 г. Н.С. Мишко была отобрана с отвала старой канавы проба сильно лимонитизированной породы, которая, по данным пробирного анализа, показала содержание золота 3 г/т. В протолочках, отобранных нами в пределах этого массива, золото установлено от 1 до 19 знаков на 3-килограммовую пробу (табл. 2).

Окуневский массив входит в состав одноименного ареала и расположен в левобережье Казыра в междуречье его притоков – Нижней и Верхней Тридцатых (рис. 1, 6; табл. 1). В разные годы он изучался на редкие металлы, полиметаллы, флюорит и волластонит. Данных относительно связи массивов Окуневского ареала (а их насчитывается около трех десятков) с россыпной золотоносностью нет. Известно лишь, что в конце XIX и начале XX столетий по косам р. Казыра в пределах площади развития ареала местные старатели намывали золото от 1 до 3 грамм на человека в день. Геологосъемочными работами на площади ареала выявлены ореолы рассеяния и потоки золота. По результатам собственных исследований в породах Окуневского массива золото установлено в количестве от 1 до 37 знаков. Золото мелкое, свободное и отличается высокой пробностью (табл.2).

Общие геологические данные северо-западной части Восточного Саяна и имеющиеся материалы по золоторудной (золото-редкометальной) минерализации, связанной с интрузиями щелочных гранитоидов, позволяют

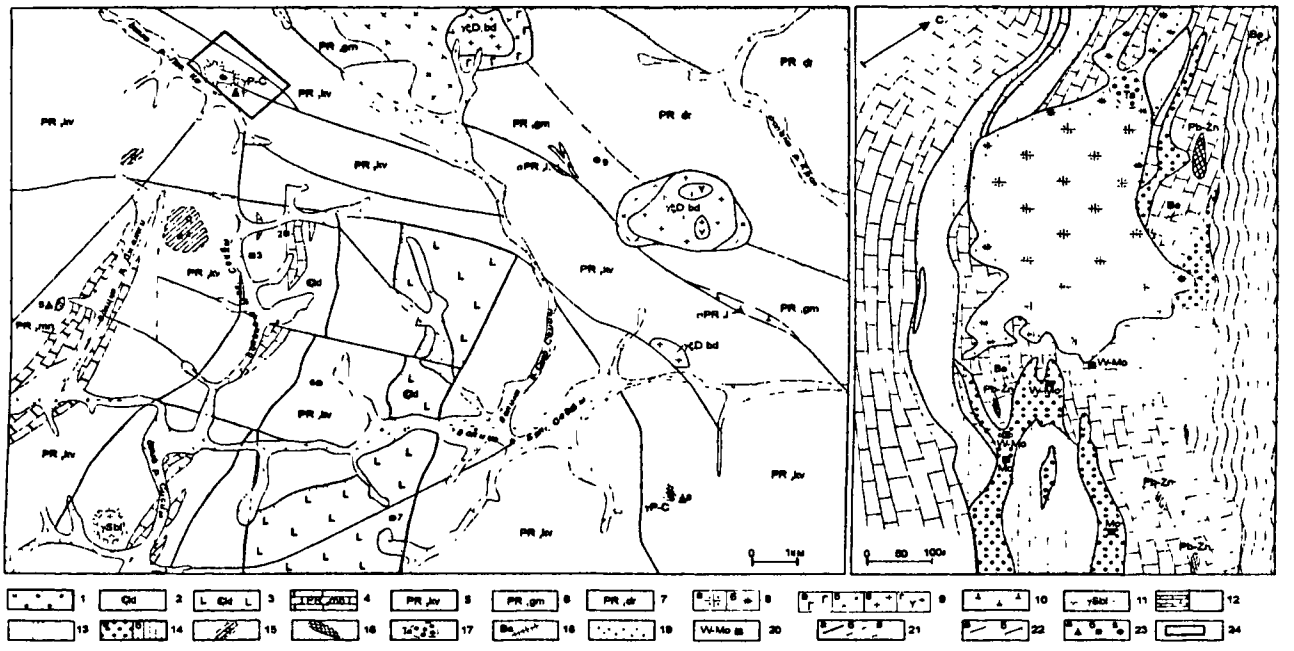


Рис. 5. Схематическая геологическая карта размещения массивов щелочных гранитоидов в правобережье верховий реки Сисим: *1*– аллювиальные отложения: супеси, галечники, глины; *2* – верхнеколпинская подсвита: известняки, конгломераты, туфоконгломераты с прослоями эффузивов; *3* – нижнеколпинская подсвита: диабазы, порфириты, их туфы и лавобрекчии с линзами известняков; *4* – манская свита: мраморизованные известняки с прослоями углеродистых сланцев; *5* – кувайская серия, нерасчлененная: диабазы, филлиты, орто- и парасланцы, туфосланцы с прослоями известняков и углеродисто–кремнистых сланцев; 6–жайминская свита: кварц–хлорит–амфиболовые сланцы с прослоями углеродистых сланцев и известняков; *7* – дербинская свита: мраморы, известняки, кристаллические сланцы; *8* – сейбинский комплекс: *а* – аляскитовые граниты, *б* – апограниты; *9* – буеджульский комплекс: *а* – габбро, *б* – диориты, *в* – граниты, *г* – граносиениты; *10* – лысанский комплекс: амфиболитизированные габбро и горнблендиты; *11* – беллыкский комлекс: граниты, порфировидные граниты, гранодиориты, *12* – *а* – известняки, *б* – сланцы (на врезке); *13* – ороговикование и скарнирование (на карте); *14 а* – скарны, *б* – роговики (на врезке), *15* – участки интенсивного окварцевания; *16* – сульфидные залежи; *17* – танталовое рудное тело; *18* – скаполит-флюоритовые бериллоносные жилы; *19* – пирохлор-фергюсонит-циркониевая минерализация; *20* – молибден-вольфрамовое проявление; *21* – тектонические нарушения: *а* – прослеженные, *б* – предполагаемые, *в* – скрытые под четвертичными отложениями; *22* – геологические границы: *а* – согласного, *б* – несогласного залегания; *23* – рудопроявления: *а* – молибдена (Шеелитовое – 1, Джетское – 5, Сейбинское – 8), *б* – полиметаллов (Федоровское-I – 2 , Федоровское-II – 3, Оловянное – 4), *в* – золота (Буреломное – 6, Сейбинское –7, «Крольский тоннель» –9); *24* – место расположение карты-врезки (участок Шеелитовый)

наметить поисковые критерии и признаки и по их совокупности и степени геологической изученности определить перспективные площади и участки. Для выявления нового на юге Красноярского края золото-редкометального типа месторождений необходимо проведение дальнейших целенаправленных исследований и поисков, подобных таковым, проведенным на Северо-Востоке России и увенчавшихся открытием Школьного золото-редкометального месторождения (Сидоров и др., 2000). При этом важным преимуществом золото-редкометальных объектов, подобных Школьному, по сравнению с большеобъемными месторождениями золото-сульфидных вкрапленных руд, является простая технология переработки и возможность широкомасштабного применения «кучного выщелачивания».

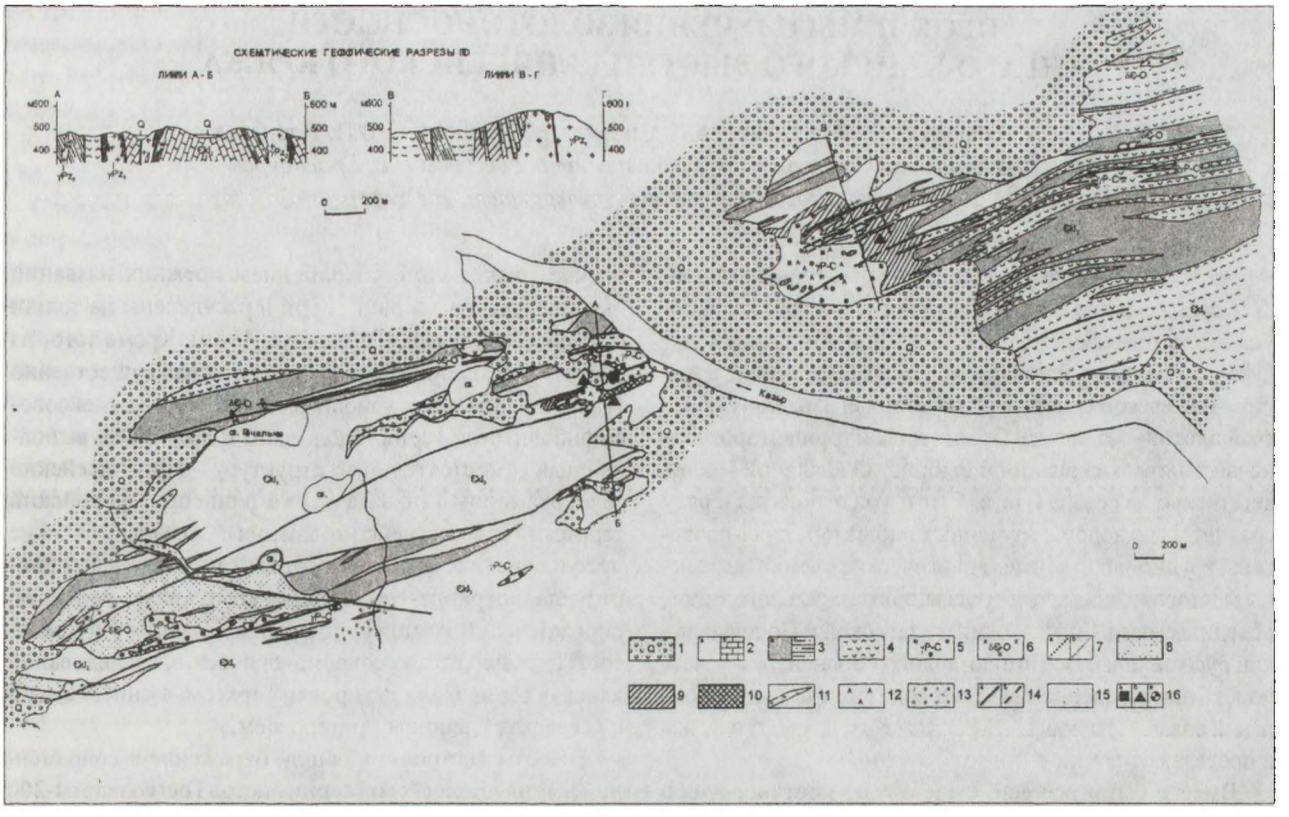


Рис. 6. Схематическая геологическая карта размещения массивов щелочных гранитоидов в Копско-Окуневской зоне: *1*– современные глины, суглинки, супеси, пески, галечники; *2–4* – нижний кембрий, колпинская свита, верхняя подсвита ($Є_1kl_2$), *2* – известняки, мраморизованные известняки (на карте (*а*), на разрезах (*б*)); *3* – кварцево-серицитовые, углисто-глинисто-карбонатные и кремнистые сланцы: на карте (*а*), на разрезах (*б*); *4* – диабазы, порфириты и их туфы; *5* – сейбинский (окуневский) интрузивный комплекс (гР–С). Рибекитовые граниты, граносиениты, биотит–роговообманковые граниты, гранит–порфиры в значительной степени альбитизированные, альбититы; *6* – ольховский интрузивный комплекс (д$Є_3$–О). Диориты, кварцевые диориты амфиболитизированные; *7* – дайки среднего, основного (*а*) и кислого (*б*) состава, *8* – роговики кварц-амфибол-полевошпатового состава; *9* – метасоматиты пироксенового, амфибол-полевошпат-пироксенового состава, скарны волластонитовые, гранатовые, везувиановые, скаполитовые; *10* – залежи волластонитовых руд; *11*– метасоматические кварциты; *12* – окварцевание; *13* – альбитизация; *14* – тектонические нарушения: прослеженные (*а*) и предполагаемые (*б*); *15* – бериллиеносные флюоритовые залежи и жилы; *16* – рудопроявления свинца и цинка (*а*), молибдена (*б*), редких земель (*в*)

Литература

Еханин А.Г., Некос В.В., Филиппов Г.В., Шведов Г.И. Особенности состава самородного золота верховий реки Маны (Восточный Саян). Труды Второго Международного симпозиума «Золото Сибири»: геология, геохимия, технология, экономика. Красноярск. 2001. С. 211–214.

Коробейников А.Ф., Додин Д.А., Пшеничкин А.Я. Комплексные золото-платиноидные и золото-редкометальные месторождения – их распространенность и перспективы использования. Труды Первого сибирского симпозиума «Золото Сибири»: геология, геохимия, технология, экономика. Красноярск. 1999. С. 39–40.

Некос В.В., Филиппов Г.В., Шведов Г.И. Золотоносность щелочных гранитоидов северо-западной части Восточного Саяна. Материалы VII научно-практической и методической конференции, посвященной 100-летию Красноярского отдела РГО «География на службе науки, практики и образования». Красноярск. 2001. С. 171–174.

Сидоров А.А., Волков А.В. Золото-редкометальные месторождения в гранитоидах и их потенциальная роль в создании сырьевой базы России в XXI веке. «Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века». Тез. докладов Всероссийского съезда геологов. Т. 2 «Минерально-сырьевая база России» Санкт-Петербург, 2000. С. 197–198.

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗОЛОТОНОСНОСТИ АНГАРО-КАНСКОГО ВЫСТУПА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

[1]К.А. Заблоцкий, [2]А.Г. Еханин, [1]А.Н. Смагин, [1]В.Ф. Кошкин, [3]В.П. Парначев
[1]АО «Красноярскгеология», [2]«Красноярскприродресурсы»; г. Красноярск
[3]Томский государственный университет, г. Томск

Ангаро-Канский выступ (срединный массив) представляет собой южное окончание Енисейского кряжа, занимающее в правобережье р. Енисей Кан-Ангарское междуречье. Выступ в основном по разломам граничит с Ангаро-Тасеевской синеклизой на востоке, Западно-Сибирской плитой – на западе, Приангарской группой эрозионно-тектонических впадин и Рыбинской впадиной – соответственно на севере и юге. Структура относится к ряду сравнительно хорошо изученных площадей. Здесь проведены крупномасштабные геологические съемки, выявлены месторождения золота россыпного и жильного типов, объединяемые в Богунайский, Кузеевский и Посольненский рудные узлы. Все это позволило обосновать и начать поиски промышленно значимых золоторудных месторождений силами Ивановской ГРЭ АО «Красноярскгеология» в пределах этих узлов.

Вместе с тем всё ещё существуют противоречия в представлениях о геологическом строении Ангаро-Канского выступа, что сказывается как на прогнозной оценке, так и на направленности поисковых работ на золото в регионе.

Первая схема геологического строения региона была предложена ещё в прошлом веке Ю.А. Кузнецовым (1988), в соответствии с ней Ангаро-Канский выступ сложен согласно залегающими стратифицированными метаосадочными и метамагматическими образованиями канского и енисейского метаморфических комплексов. Поздние гранитоиды рассматривались как самостоятельные Таракская, Посольнинская, Нижнеканская и Белогорская интрузии. Менее развитые основные, преимущественно диабазовые, интрузии характеризовались как формации древних ортоамфиболитов, уралитовых диабазов таракского типа и «юных» диабазов (оливин-гиперстеновых диабазов, реже габброноритов и гипербазитов). Отметим, что в ареале развития канской серии в 30–40-е годы прошлого века были открыты и эксплуатировались Богунайское, Кузеевское и Любимовское месторождения золото-сульфидно-кварцевого жильного типа.

Последующими исследованиями Е.К. Ковригиной, Н.С. Подгорной, Ю.И. Парфенова, А.И. Владимирова, Т.Я. Корнева, К.А. Заблоцкого, А.Д. Ножкина, М.И. Волобуева и других из состава метаморфических комплексов были выделены базитовые (кимбирский дунит-пироксенит-габбровый, ярлычихинский и шиверский перидотит-пироксенит-габбровые) и гранитоидные (богунаевский чарнокитовый, березовский гнейсо-гранитовый) комплексы. Уменьшившиеся в объеме метаморфические комплексы с сохранением прежних названий были переведены в ранг серий и расчленены на толщи и пачки (Заблоцкий, Сапрончук, 1989). Кроме того, из состава этих серий была выделена новая существенно базальтоидная с метариолитами юксеевская гнейсово-амфиболитовая серия (Заблоцкий и др., 1986), выполняющая самостоятельную структуру – Приенисейский зеленокаменный пояс, а также раннепротерозойский таракский гранит-гнейсо-гранитовый, позднерифейские посольненский гнейсо-гранитовый, нижнеканский диорит-плагиогранит-гранитовый комплексы, вендский порожненский комплекс щелочных сиенитов и трахитов. По результатам геохронологических исследований канская серия была датирована археем, а енисейская и юксеевская – ранним протерозоем.

Все эти построения нашли отражение в современной легенде Енисейской серии листов Госгеолкарты-200 нового поколения (Качевский, 1988) и корреляционных схемах Западно-Сибирского петрографического совета (Региональные..., 1999; Схемы..., 2002 и др.), в соответствии с которыми Ангаро-Канский выступ рассматривается в виде единой антиклинорной структуры, центральная часть которой сложена породами канской, а крылья – енисейской серией. Получил права гражданства Приенисейский зеленокаменный пояс, выполненный метавулканогенными образованиями юксеевской серии. Признано наличие в составе канской и енисейской серий метавулканитов мафитового и дацит-риолитового состава. Однако возможность формирования этими метавулканитами самостоятельных вулкано-тектонических структур, как и их металлогеническая специализация в данных обобщениях не рассматриваются.

При анализе металлогении региона не отрицаются мантийные источники золота, поставляемые в земную кору базальтовой магмой. Последующее перераспределение золота и концентрация его в месторождениях связываются с процессами рифейско-вендской тектоно-магматической активизации (Ли, Шохина, 1985; Заблоцкий, 2000 и др.). Частным проявлением этой активизации на площади выступа является система зон разломов Саяно-Енисейского сдвига. Все три вышеупомянутые золоторудные узла в подавляющей своей массе размещаются среди метаморфических пород канской и енисейской серий и пространственно контролируются Приенисейским разломом, представляющим собой фрагмент Саяно-Енисейского сдвига (Заблоцкий, 2000). В зоне влияния этого разлома располагаются также верхнепротерозойские Нижнеканский, Белогорский и Посольнинс-

кий гранитоидные массивы. Характеристика метаморфических толщ, массивов и проявлений золота Богунайского, Кузеевского и Посольнинского рудных узлов приведена во многих работах Л.В. Ли, С.С. Сердюка, Е.К. Ковригиной, В.М. Голубева, Т.Я. Корнева, В.М. Даценко, К.А. Заблоцкого, В.Г. Звягина и других.

Следует отметить, что большинство исследователей месторождений золота в докембрийских структурах считают проявления метаморфизма, магматизма и оруденения близкоодновременными (Критерии..., 1986). Это позволило И.В. Кунаеву и В.И. Бергеру (1984) выделять подобные образования в качестве метаморфогенно-плутоногенного золоторудного комплекса. Принимая эту классификацию за основу, подчеркнём, что в ней не рассматриваются глубинные источники золота и пути его транспортировки из мантии в пределы земной коры.

В конкретном случае на Ангаро-Канском выступе поставщиками золота могут быть основные и ультраосновные магмы, отмечаемые в виде субвулканических и покровных вулканических фаций в связи с каждой из трех выделяемых метаморфических серий. В дальнейшем перераспределении золота могут участвовать низкощелочные диориты и плагиограниты, характеризующиеся натриевым уклоном щелочности и выделяемые Б.А. Дьячковым и др. (1991) в золотоплагиогранитный петрогеохимический тип формаций. Проявляемые в несколько этапов (канское, енисейское и юксеевское время) процессы метаморфизма и гранитоидного магматизма играют мобилизационную и распределительную роль в формировании регенерированных золоторудных проявлений и этим, как и составом вмещающих пород, обуславливают разнообразие их морфологических и минералогических типов.

Согласно вышеизложенным представлениям о формировании золотого оруденения в пределах Ангаро-Канского выступа можно ожидать широкую гамму генетических типов месторождений золота от золото-кварцевой до золото-сульфидной формаций включительно и от серии мелких кварцевых жил до штокверков и колчеданных золотоносных стратиформных залежей.

На современной стадии изученности Ангаро-Канского выступа в пределах золоторудных узлов выявлены лишь малосульфидные золото-кварцевые жилы, их серии и такого же состава слабо изученные одиночные минерализованные зоны и штокверки. Непосредственно над минерализованными зонами и штокверками обнаружены фрагменты остаточных кор химического выветривания, видимо, линейного типа, золотоносность которых в процессе выполняемых поисковых работ необходимо изучить в первую очередь.

В числе открытых в пределах Ангаро-Канского выступа минеральных типов руд пока не известны зоны золото-сульфидной вкрапленности и золото-колчеданные залежи в базитах и ультрабазитах, обычно встречающиеся в вулканогенных структурах на докембрийских щитах и выступах (Критерии..., 1986). Объяснить это можно отсутствием целенаправленных работ, слабой изученностью проблемы и развитием по подобным рудным телам кор химического выветривания, маскирующих такие объекты с поверхности. Исходя из вышеизложенного, при проведении поисковых работ на золото в регионе на первом этапе необходимо решить проблему выявления, оконтуривания и изучения полей развития ультрамафитовых и мафитовых пород эффузивного и интрузивного облика. Судя по мировой практике изучения раннедокембрийских структур, золотоносные колчеданные залежи и зоны могут иметь размеры, отвечающие крупным месторождениям золота, но характеризующиеся низким, порой непромышленным содержанием металла. Более поздними процессами золото может концентрироваться в более мелких, но с высоким содержанием металла регенерированных месторождениях. Тем не менее первичные сульфидные зоны и залежи могут частично сохраняться и иметь реальное поисковое значение (Корнев и др., 2000). Выявление таких зон и залежей также актуально в связи с широким развитием по сульфидоносным породам кор химического выветривания. Золото в таких корах высвобождается из сульфидов и может извлекаться с применением простейших методов выщелачивания. Это успешно осуществляется, например, на месторождении Олимпиада в северной части Енисейского кряжа.

Для успешного решения перечисленных задач необходимо специальное изучение фондовых материалов, повторная интерпретация результатов аэро- и наземных геофизических работ, а затем проведение специализированных поисков. Такие исследования позволят выявить, оконтурить, определить стратиграфическое положение и формационную принадлежность потенциально золотоносных вулканогенных толщ, откартировать слагаемые ими структуры. Установленные в других регионах поисковые признаки, выявленные в последние годы и в пределах Ангаро-Канского выступа, позволяют надеяться на открытие здесь крупных жильно-штокверковых месторождений золота типа Поркьюпайн и Керкленд-Лейк Канады, столь характерных для древних вулканогенных структур (Критерии..., 1986; Шер, 1972), а также месторождений золота в корах химического выветривания.

Разработка новой концепции геологического строения Ангаро-Канского выступа связана с выявлением Приенисейского зеленокаменного пояса, породы которого обнаруживают слабую золотоносность (Заблоцкий и др., 1986). В начале 90-х годов прошлого века Т.Я. Корнев и Г.Г. Карпов (1991) выделили в пределах выступа архейский Кузеевский зеленокаменный пояс, сложенный породами каннской серии. Именно в контурах этого пояса располагаются все проявления и месторождения Богунайского, Кузеевского и Посольненского рудных узлов. Эти авторы считают источником золота породы коматиит-толеитовой и тоналит-гнейсовой формаций нижней кузеевской толщи канской серии. В стро-

ении кузеевской толщи ими установлены три пачки коматиит-толеитов мощностью по 500–700 м каждая, подстилаемых и перекрываемых горизонтами гнейсов мощностью от 500 до 1500 м. Выше залегает верхняя атамановская гнейсовая толща той же канской серии.

В составе вулканогенных пачек выделяются метаморфизованные долериты, базальты, туфы, их гранитизированные разности, пироксеновые плагиогнейсы и кристаллосланцы. Процессы наложенного гранулитового метаморфизма и гранитизации основательно изменили первичный состав, что чрезвычайно затрудняет идентификацию исходных пород, особенно коматиитов, высокомагнезиальных пикробазальтов и пикритов. Присутствие последних предполагается по наличию серпентинитовых, оливин-пироксеновых, тремолит-актинолитовых и тальк-серпентиновых пород (Корнев, Карпов, 1991).

Метаморфизованные вулканиты и вмещающие их гнейсы прорываются гранитоидами. Становление гранитоидов обычно завершается фазой деформаций, что приводит к появлению элементов наложенной метаморфической зональности. Можно предположить, что три коматиит-толеитовых пачки отвечают трем самостоятельным циклам вулканизма и слагают три столь же самостоятельных, разобщенных и разновозрастных структуры. Вместе с тем не исключается, что коматиит-толеитовые породы являются продуктами одного цикла вулканизма и представляют собой пакет надвиговых пластин.

Всё вышеизложенное свидетельствует о сложности и дискуссионности существующих представлений о геологическом строении Ангаро-Канского выступа, что обусловливает необходимость его основательного доизучения с целью уточнения стратиграфической последовательности толщ, этапности проявления метаморфических и магматических процессов, формационной принадлежности и металлогенической специализации магматических и метаморфических комплексов. Это позволит правильно сориентировать методику поисков, наметить новые золотоносные площади и локальные объекты и, в конечном итоге, выявить новые крупные месторождения золота.

О целесообразности исследования золотоносности Ангаро-Канского выступа, в частности, выделяемых в его пределах зеленокаменных поясов, убедительно свидетельствует мировой опыт изучения подобных структур. Многочисленные работы последнего десятилетия утверждают, что на земном шаре, пожалуй, уже нет докембрийских щитов и выступов, геологическое и металлогеническое изучение которых не привело бы к выявлению зеленокаменных поясов, большей частью несущих промышленное оруденение того или иного типа, в том числе и золота.

Зеленосланцевый и эпидот-амфиболитовый метаморфизм и преимущественно вулканогенный состав пород юксеевской серии также позволяют предположительно идентифицировать её в качестве зеленокаменного пояса (Схемы..., 2002) и рассматривать блок, сложенный этими породами, в качестве террейна. Несомненно, эти определения требуют уточнения как в отношении возраста, так и формационной принадлежности.

Наконец, по представлениям Т.Я. Корнева (Корнев, Еханин, 1997), метаморфические и магматические образования енисейской серии Енисейского кряжа коррелируются по возрасту и составу с караганской серией Канского зеленокаменного пояса одноименной глыбы. Эти представления пока слабо аргументированы и поддерживаются не всеми исследователями, но могут быть приняты в качестве рабочей гипотезы при дальнейших исследованиях и производстве ГДП-50 и ГДП-200.

Вышеизложенные материалы обосновывают целесообразность дальнейшего всестороннего изучения всех интрузивных и метаморфических ассоциаций перечисленных структур. Эти исследования лучше начинать с более информативных и рудоносных фаций архейского Кузеевского зеленокаменного пояса в понимании Т.Я. Корнева и Г.Г. Карпова (1991). Высокий уровень изученности именно этой структуры обещает открытие месторождений как золота, так и других полезных ископаемых, а также выявление комплекса прогнозно-поисковых критериев, необходимых для продолжения работ.

Дополнительно отметим, что в последние годы сотрудниками ВСЕГЕИ успешно проводятся работы по выявлению изотопных критериев для прогнозирования крупных и уникальных эндогенных месторождений на основе представлений об обязательности корово-мантийного взаимодействия руд и пород при их образовании (Ежегодник..., 1999). Подобные изотопные методы следует использовать и при проведении исследований в пределах Ангаро-Канского выступа, поскольку они, наряду с другими признаками, могут указывать на необходимость уточнения или изменения методики поисков.

Необходимость проведения исследований подтверждается и тем обстоятельством, что углубленное изучение зеленокаменных поясов российской части Балтийского щита позволило в последние годы выявить там ряд небольших месторождений золота, характеризующихся прогнозными запасами в каждом по 10–15 т (Ежегодник..., 1999). Эти месторождения группируются в компактные золотоносные площади с общим крупным рудным потенциалом. Следует принять к сведению, что здесь выделено шесть основных продуктивных генетических типов проявлений золота. Из них дайково-сланцевый, гранитоидно-дайковый, коматиит-сланцевый и джеспелит-сланцевый типы образуют группу собственно золоторудных, а лептит-сланцевый и базит-коматиитовый – золотосодержащих колчеданных проявлений.

На Воронежском массиве, в зонах сочленения архейских зеленокаменных поясов и протерозойских прогибов, прогнозируются месторождения золота с запасами 40–50 т, что в перспективе может превратить регион в ведущего поставщика золота в европейской части России. Благоприятны для обнаружения крупных проявлений золота архейские зеленокаменные комплексы Ал-

данского щита, изучение которых только начинается (Ежегодник..., 1999).

На основании обзора новейших материалов по золотоносности докембрийских структур зарубежных стран ЦНИГРИ разработана классификация модельных геолого-генетических типов месторождений золота в архейских зеленокаменных поясах. В дополнение к ней ВСЕГЕИ (Ежегодник..., 1999) также создана новая классификация месторождений, выполненная с учетом состава, формы золотого оруденения и характера вмещающих комплексов (Ежегодник..., 1999). Эти классификации следует применять при создании карт золотоносности, проведении поисков и прогнозировании золотого оруденения на Ангаро-Канском выступе и на других подобных структурах, что несомненно повысит эффективность планируемых и проводимых там работ.

Изложенные выше аргументы вполне могут служить основанием для постановки специальной работы «Прогнозно-поисковая оценка перспектив золотоносности зеленокаменных поясов Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа». В методическом плане эта работа как минимум должна включать следующие этапы исследований:

1. Заложение и отработка поисково-геофизических профилей.

2. Химическое, геохимическое и изотопное изучение коматиит-толеитовой и тоналит-гнейсовой формаций для уточнения возраста пород и руд, определения условий их образования, источников рудного вещества, выявления изотопных и других критериев наличия или отсутствия крупных месторождений золота.

3. Создание карты золотоносности Ангаро-Канского выступа с использованием новых классификаций месторождений золота в архейских зеленокаменных поясах, с картами-накладками прогнозного и морфоструктурного анализа, каталогами известных проявлений золота и прогнозируемых поисковых объектов, ранжируемых по перспективности и очередности изучения.

4. Заверка новых объектов полевыми (маршруты, горные работы, литохимическое опробование) и камеральными (аналитические исследования, систематизация и анализ имеющихся материалов) методами.

5. Поисковая оценка выявленных проявлений золота.

В результате исследований будут уточнены площади распространения потенциально золотоносных вулканогенных пород, установлены их петрогеохимические и металлогенические особенности, могут быть выявлены зоны золото-сульфидной вкрапленности, золото-колчеданные залежи, а также развитые по ним коры химического выветривания.

Литература

Вулканизм зеленокаменных поясов / О.Г. Лазур, О.А. Нестоянова, И.П. Новицкий, В.М. Чайка. М.: Наука, 1988. 168 с.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Майоров В.Н. Методы оценки рудоносности гранитоидных формаций Колба-Нарымского пояса // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1991. С. 96–104.

Ежегодник ВСЕГЕИ / Под ред. С.А. Топорец и Б.А. Борисова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 148 с.

Заблоцкий К.А. О золотоносности Ангаро-Канской части Енисейского кряжа // Инвестиционный потенциал минерально-сырьевого комплекса Красноярского края. Красноярск: КНИИГГиМС, 2000. С.143–149.

Заблоцкий К.А., Ножкин А.Д., Сопрончук В.Р. Раннедокембрийские стратифицированные образования юксеевского комплекса // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 5–14.

Заблоцкий К.А., Сопрончук В.Р. Реконструкции первичного состава раннедокембрийских метаморфических пород юга Енисейского кряжа // Проблемы геологии и металлогении Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1989. С. 100–108.

Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы (геология и петрология вулканитов) / Под ред. С.Б. Лобач-Жученко. М.: Наука, 1988. 215 с.

Качевский Л.К. Легенда Енисейской серии государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (второе издание). Кн. 1. Красноярск: ГП «Красноярскгеолсъемка», 1998.

Корнев Т.Я., Карпов Г.Г. Вулканиты ультраосновного состава Енисейского кряжа // Рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 8–16.

Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон конгашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. 89 с.

Корнев Т.Я., Романов А.П., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Перспективные медно-никелевые и благороднометалльные формации Канского зеленокаменного пояса // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск: СНИИГГиМС, 2000. С. 91–98.

Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: Недра, 1986, 751 с.

Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1988. Т. 1. 221 с.

Кунаев И.В., Бергер В.И. Эндогенные полезные ископаемые // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8: Восток СССР. Л.: Недра, 1984. С. 325–330.

Ли Л.В., Шохина О.И. Геохимия золота в метаморфических и магматических сериях докембрия. М.: Недра, 1985. 133 с.

Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1999. 260 с.

Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. 178 с.

Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 296 с.

ГРАНИТ-ЛЕЙКОГРАНИТНАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ И СВОЕОБРАЗИЕ ЕЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Ю.В. Индукаев
Томский государственный университет, г. Томск

Во многих регионах складчатых консолидированных систем в континентальную стадию их эволюции проявляются породные ассоциации гранит-лейкогранитной магматической формации. Ее гипабиссальные и субвулканические интрузии контролируются глубинными разломами, рассекающими породные комплексы ранее консолидированных складчатых структур. Рассматриваемая формация особенно отчетливо проявляется в складчатых системах Азиатского континента. Она имеет отчетливо выраженный редкометалльный металлогенический характер. Рудные месторождения представлены различными генетическими типами (скарновыми, грейзеновыми и др.). Если взять в качестве примера территорию в пределах монгольской призмы тектоносферы, то только скарновые редкометалльные месторождения в связи с рассматриваемой магматической формацией пользуются здесь широким распространением. Они локализуются в отдельных палеоструктурах и связаны с телами гранит-лейкогранитной формации. Так на монгольской территории наиболее распространены редкометалльные месторождения: W, Sn, Pb, Zn, и др. Отметим в качестве примера наиболее важные скарново-рудные формации (Индукаев, 1999).

1. Шеелит-сульфидная скарновая формация, ассоциирующаяся с гранит-лейкогранитной магматической формацией стандартного типа гипабиссальной фации глубинности. Скарновые минералы представлены гранатом, пироксеном и везувианом, апоскарновые – эпидотом, кальцитом, отчасти кварцем. Главными рудными минералами являются: шеелит, отчасти молибденит и многочисленные сульфиды (PbS, ZnS, FeS_2). В качестве реликтовых минералов в эндоконтактовых метасоматитах отмечаются: сфен, циркон, плагиоклаз. Рудные залежи пластообразной формы преимущественно встречаются в экзоконтактовой зоне. Месторождения отмечаются в Монголо-Забайкальской (Северо-Восточной) и Юго-Восточной металлогенических провинциях мезозоя, в метотинской и других металлогенических зонах. Примером месторождений формаций являются Бэйса, Тологой и др.

2. Вольфрамит-шеелитовая скарновая формация связана с формированием гранит-лейкогранитных плутонов повышенной щелочности, гипабиссальной фации глубинности. Пластообразные и жильные тела главным образом локализуются в экзоконтакте. Рудные минералы представлены шеелитом, вольфрамитом, молибденитом, а нерудные – гранатом, кварцем, кальцитом. Наряду с этим отмечаются флюорит и мусковит. Вольфрамит больше всего ассоциирует с кварцем, а шеелит с кальцитом. Примером являются месторождения Цаган-Ула, Сангал-Туин-Гол в Северо-Монгольской области среднепалеозойской металлогенической провинции.

3. Шеелитовая скарновая формация, ассоциирующаяся с гранодиорит-гранитными и гранит-лейкогранитными массивами, получила развитие в Монголо-Забайкальской (Северо-Восточной) провинции, в Ульдзинском, Буянтинском и других рудных узлах. Главным рудным минералом является шеелит и в меньшей степени отмечается молибденит. В качестве нерудных распространены: гранат, пироксен, эпидот, кварц и др. Примером месторождений являются Эрдэнэ, Арс-Худук и т.д.

4. Шеелитовая скарновая формация с медно-висмутовой специализацией, связанная с гранит-лейкогранитным формационным типом плутонов, получила распространение в Монголо-Забайкальской редкометалльной провинции мезозоя (Харайрагский регион и др.). В рудных телах полезными компонентами являются W, Cu, Bi. Представителем данной формации может быть месторождение Их-Дулан-Обо.

5. Касситерит-сульфидно-шеелитовая скарновая формация, связанная с плутонами гранит-лейкогранитной формации (гипабиссальной фации), развита в Улан-Баторской, Жанчивланской, Баян-Обинской зонах Монголо-Забайкальской провинции. Пластообразные и жильные скарново-рудные тела, главным образом, локализуются в экзоконтактовой зоне. В скарново-рудных телах рудная составляющая представлена шеелитом, касситеритом, магнетитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, нерудная часть – гранатом, везувианом, пироксеном, скаполитом, амфиболом, кварцем, флюоритом. В эндоскарновых метасоматитах большим распространением пользуются: плагиоклаз, скаполит, серицит, циркон, сфен и др. Главными рудными компонентами являются Sn, W, а второстепенными – Pb, Zn и отчасти Cu. Представителем данной рудной формации является месторождение Баян-Обо.

6. Редкометалльно-магнетит-полиметаллическая скарновая формация. Она распространена, главным образом, в Северо-Восточной (Монголо-Забайкальской) нижне мезозойской провинции преимущественно в периферической ее части (Баянджаргалантский район). Месторождения тесно связаны с плутонами граносиенитового, сиенит-лейкогранитного формационных ти-

пов, повышенной щелочности, приповерхностной фации глубинности. Пластообразные залежи отмечаются преимущественно в экзоконтактовой зоне. Главными рудными минералами скарново-рудных тел являются касситерит, магнетит, сфалерит, галенит, иногда шеелит, второстепенными – станин, халькопирит, золото. Здесь же отмечаются везувиан, флюорит и другие минералы. Скарновые минералы представлены гранатом и пироксеном, а апоскарновые – амфиболом, кальцитом, кварцем и т.д. Полезными компонентами руд являются: Sn, Pb, Zn, W, Fe, Au, Ag, Bi, Cu. В данном случае рассматриваемая формация может быть охарактеризована месторождениями: Орцог-Обо (Баян-Джаргалантским), Тумурта, Дзун-Тойрем.

7. Касситеритовая скарновая формация встречается в мезозойской, юго-восточной редкометалльной провинции, в периферической ее части (Солонкерский район) и ассоциирует с гранит-лейкогранитным формационным типом плутонов (Li-F граниты). Главными рудными компонентами являются: Sn, W. Примерами месторождений формации являются: Бурун-Ценское, Нергуй-Толгой.

8. Скарновая фенакит-флюорит-бертрандитовая рудная формация связана с гранит-лейкогранитовым (с граносиенитами, щелочными гранитами и сиенитами) формационным типом. Плутоны характеризуются повышенной щелочностью и относятся к гипабиссальной и поверхностной фациям. Оруденение данной формации отмечается в Северо-Восточной (Монголо-Забайкальской) рудоносной провинции, в периферической ее части. Главными компонентами руд являются Be и CaF_2.

Таким образом, из выше сказанного следует, что разнообразные скарновые месторождения довольно широко развиты в пределах Монголии. Они сводятся в разнообразные рудные формации, внутри которых выделяются минералогические типы, отличающиеся друг от друга парагенезисами главных типоморфных (индикаторных) минералов скарново-рудных тел и околорудных метасоматитов. Появление разнообразных парагенных ассоциаций минералов является отражением и формой проявления результатов существования разнообразия физико-химических условий минералообразования в отдельные этапы и стадии формирования месторождений. Изучение парагенезисов минералов позволяет восстановить химизм процессов, кислотно-щелочные, окислительно-восстановительные и другие условия минералообразования.

Принадлежность интрузии к конкретному формационному типу и условия ее становления однозначно определяют возможный спектор сопутствующего оруденения. Это позволяет утверждать, что существует связь между характером оруденения и вещественным характером «материнского» магматизма.

Другим таким регионом, где рассматриваемая магматическая формация пользуется распространением является Горный Алтай. Так, например, в пределах складчатых консолидированных структур Алтая известны сподуменовые (Li-F) граниты, эльваны и онгонитовые дайки микрогранит-порфиров (калгуниты) Алахинского штока (Калгутинского месторождения).

Магматические тела приурочены к тектоническим зонам субширотного простирания. В пределах зон магматические тела группируются в пояса. Они имеют следующие названия: Усть-Каменогорский, Алахинский, Джумалинский, Тулатинский. Пояса содержат мелкие массивы и многочисленные дайковые тела. Последние по простиранию прослеживаются на расстоянии от 1 до 2,5 км, при мощности от 0,5 до 8 м. В вещественном отношении дайки представлены онгонитами и реже эльванами. В свою очередь штокообразные элипсовидные и изометричные массивы сложены турмалин-мусковитовыми, турмалин-топаз-мусковитовыми, мусковитовыми, сподуменовыми и биотит-мусковитовыми гранитами (с лейкогранитами) и гранит-порфирами. Онгонит-гранитные пояса рассекают толщи и плутоны разного возраста и состава.

Важнейшей геохимической особенностью пород отмеченных поясов является повышенное содержание редких элементов. Характерно возрастание содержания Li и F от мелкозернистых гранитов к тонкозернистым их разновидностям апикальных частей тел и от них к онгонитам (Крылова, 1988). Онгониты содержат: Cs (в 210 раз выше кларкового), а также Li, Mo, W, Rb, F, Be, Ta, Nb, P. Наряду с этим отмечается весьма низкое количество Y, Yb, La, Co, Zr, V, Ba, Sr, (0,1–0,5 кларкового). Минералом концентратом Cs является биотит (0,05%), Rb – мусковит (0,14–0,29%), Li – биотит (0,15%) и мусковит (0,081–0,25%).

В юго-восточной части Горного Алтая на водоразделе рек Джумалы, Калгуты, Аргамжи и Ак-Кола сформировался в пределах Калгутинского рудного узла редкометалльный дайковый пояс. Он отчетливо дискордантен по отношению к Кулгутинскому массиву, рассекая его краевую часть. Рассматриваемый пояс вытянут на 10 км и характеризуется неоднородностью распределения дайковых тел. В периферической части пояса отмечаются редкие (1–3 дайки на 1 км), короткие (первые десятки метров) и маломощные дайковые тела СВ простирания. В центральной части пояса резко увеличивается количество даек, возрастает их мощность, появляются относительно мощные и протяженные «стрежневые» дайки, пространственно с ними сопряжены тела промышленного молибден-вольфрамового оруденения. В составе пояса преобладают мелкопорфировидные апатитсодержащие эльваны и онгониты с размерами вкрапленников до 2–3 мм в длину. Они слагают до сотни дайковых тел. Крупнопорфировидные разности этих пород отмечаются в юго-западной периферийной части центральной полосы дайкового пояса. Кроме отмеченных

пород локально встречаются тела среднедевонских субвулканических альбитизированных порфиров и кварцевых порфиров. Интенсивность редкометалльного (W-Mo) оруденения возрастает от периферии к центру дайкового пояса. В этом же направлении возрастает интенсивность магматизма дайковой фазы, появляются «ультраредкометалльные» разновидности мелко- и крупнопорфировых онгонитов и эльванов.

Учитывая приведенные данные и информацию по другим регионам (Казахстан, Восточное Забайкалье, Монголия, страны Скандинавии, США и др.) (Абрамов и др., 2000; Зарайский и др., 2000; Коваленко и др., 2000), можно отметить общие особенности и характерные черты гранит-лейкогранитной магматической формации. Более ранними дифференциатами массивов формации являются биотитовые граниты, граниты, редко гранодиориты, адамеллиты. Более же поздними дифференциатами формации в одних случаях являются лейкограниты и аляскиты, а в других ситуациях дифференциация имеет продолжение, завершаясь литийфтористыми гранитами.

В случае проявления описываемой формации в первом варианте с лейкогранитами и аляскитами ассоциируют грейзеновые месторождения (Sn, W, Mo, Be, Bi).

В том случае, когда наиболее поздними продуктами дифференциации являются Li-F граниты, наряду с грейзеновым редкометалльным оруденением, возможна Nb-Ta минерализация. Последняя связана с литий-фтористыми альбит-амазонитовыми гранитами и альбититами.

Что касается онгонитов, то они являются вулканогенными аналогами редкометалльных литий-фтористых гранитоидов. Они были установлены и изучены в Монголии, США, Скандинавии, России (Горный Алтай и др.), Казахстане и т.д. Близки к онгонитам известные кайнозойские топазовые риолиты запада США (Коваленко и др., 2000).

Литий-фтористые граниты формируются только в условиях существования континентальной коры. Причем для большинства массивов Центральной Азии это будет континентальная кора каледонского возраста. Наряду с этим, есть группа массивов (Харагульский, Безымянский) в докембрийской (докаледонской) континентальной коре.

В.И. Коваленко и др. (2000) считают, что источником Li-F редкометалльных гранитов с повышенным Rb/Sr отношением была каледонская или докембрийская континентальная кора, несколько обогащенная слюдой. Даже небольшая дополнительная примесь слюды к среднему составу каледонской коры резко повышает в источнике Rb/Sr отношение и начальное отношение Sr. При переходе значительной части слюды в расплав последний может обогатиться типоморфными элементами литий-фтористых гранитов: F, Li, Cs, Sn,Ta. Таким источником в коре могли быть пелиты. Например, для позднепалеозойских Li-F гранитов Югодзырского района такой источник весьма вероятен (Коваленко и др., 2000).

Чрезвычайно высокое Rb/Sr отношение в Li-F гранитах, при относительно низких начальных изотопных отношениях Sr, теоретически могло возникнуть:

1. В результате метасоматического преобразования пород источника непосредственно перед их плавлением.

2. В процессе частичного плавления пород источника в результате фракционирования элементов между расплавом и реститовыми минералами.

3. В самом гранитном расплаве в ходе его кристаллизационной дифференциации.

В течение всего времени образования литий-фтористых гранитов в Центральной Азии имела место активная внутриплитная деятельность с извержением огромного объема мантийных базитовых магм. Вероятно, что мантийные плюмы, ответственные за эту деятельность, способствовали перегреву континентальной коры и выплавлению из нее гранитоидных магм. Учитывая крайне высокую степень дифференциации магм литий-фтористых гранитов, сравнимую с пегматитами, можно предполагать, что прогрев плюмами континентальной коры был также благоприятен для более длительной дифференциации гранитных магм, вплоть до образования Li-F гранитов.

По мнению Г.П. Зарайского и др. (2000), интрузивные тела рассматриваемой магматической формации формировались из родоначальной магмы, которая генерировалась в гранитогнейсовой земной коре, скорее всего в ее низах на глубине около 25 км. Это осуществлялось в результате парциального или палингенного плавления изначально кремнекислого субстрата под действием восходящего по зонам глубинных разломов водно-фторидного флюида мантийного происхождения. В связи меньшей плотности возникавший гранитный расплав поднимался вверх из области плавления по сколам более древних жестких, консолидированных комплексов пород и внедрялся в виде крупных гипабиссальных интрузий.

В настоящее время развивается представление о рудообразующих магматических системах как относительно закрытых. В них кристаллизационная дифференциация сопровождается накоплением солей в остаточных расплавах, что завершается отделением плотных солевых фаз, и избирательно экстрагирует рудогенные элементы, что приводит в конечном итоге к образованию их месторождений. Именно в закрытых системах наиболее интенсивно происходит накопление солей в остаточных расплавах и осуществляется сильный эффект избирательной концентрации металлов (TR,W, Mo, Sn и др.), фторидными расплавами, отделяющимися от магм. В этом собственно и заключается металлогеническое значение данного процесса. Эволюция отмеченных магматических систем непосредственно связа-

на с повышением в них концентрации солевых компонентов, что является причиной развития здесь жидкостной несмесимости, ведущей как к расслоению интрузивов, так и к отделению силикатно-солевых расплавов от остаточных магм. Возникающие в солевых расплавах соотношения петрогенных металлов (Na/K, Fe/Mg и др.) контролируют и состав силикатов, кристаллизующихся из этих солевых («флюидных») расплавов, определяя в конечном итоге наблюдаемые закономерные петрохимические соотношения состава ассоциирующихся рудоносных и безрудных пород.

В процессах эффективной экстракции тех или иных рудогенных металлов фториды самого разнообразного состава играют определяющую роль, хотя сами по себе они лишь отчасти сохраняются в рудоносных горизонтах в виде труднорастворимых соединений (CaF_2 и др.) и включений в силикатных и других минералах.

Эксперименты (Маракушев, 1999) показали, что с добавлением фторидов силикатные расплавы теряют свои свойства идеальных растворов, в результате чего в них проявляется жидкостная несмесимость, приводящая к дифференциации на силикатные, силикатно-солевые фазы, характеризующиеся крайне неравномерным распределением между ними металлов (например, W).

Согласно С.С. Абрамову (2000), высокофтористые кислые породы, сформированные в различных геообстановках обладают рядом сходных геохимических и петрохимических черт, указывающих на сходство условий их формирования. Они формируются в широком диапазоне значений активности кислорода и концентрации галогенов в магмах. Эти два параметра наиболее сильно связаны с типом минерализации гранитоидов. Главным фактором преобразования магм является процесс накопления фтора, а в некоторых случаях хлора. Реконструкция процессов дегазации высокофтористых кислых пород показывает, что кристаллизация магм приводила к выделению флюидов. Последние мигрировали в верхние частично закристаллизовавшиеся части плутонов. В результате происходит фильтрация флюида в условиях градиента температур и давлений через магмы (и породы) апикальных частей. При дегазации крупных интрузивных камер кислого состава через их апикальные части осуществляются следующие динамические соотношения: 1) вертикальная скорость перемещения флюида превосходит скорость диффузионного обмена фтором между флюидом и магмой; 2) скорость массопереноса превосходит скорость теплопереноса при взаимодействии флюид – магма. При этом химическое равновесие в отношении фтора между фильтрующимся флюидом и магмой апикальных частей достигается намного быстрее в сравнении с термическим. По мере подъема флюида на фоне падения температур растворимость HF в нем понижается. В связи с этим в магме, служащей проницаемой матрицей флюида, концентрация HF растет.

В результате длительной фильтрации флюида через породы кровли в последних происходят метасоматические преобразования и дальнейшее плавление. Комплекс метасоматических явлений выражается в развитии мегабластов калиево-фтористых шпатов, перекристаллизации биотита, появлении гранофировых кварц-полевошпатовых срастаний. Оценка температур, геохимические данные свидетельствуют о достижении начала плавления метасоматизированных пород в тыловой зоне метасоматитов. Основным механизмом плавления было магматическое замещение. По всем породам независимо от исходных составов формировался кислый высокофтористый геохимически однотипный расплав.

Неглубоко залегающая кислая магматическая система, насыщенная в отношении летучих, должна эволюционировать по одному из вариантов. В одном из случаев магма может достигать поверхности. В других ситуациях она может оставаться на глубине, в состоянии пассивной дегазации (то есть служить флюидопроводом). Возможность реализации какого-либо из вариантов определяется многими факторами. Среди последних можно назвать: исходную насыщенность магм флюидом, вязкость расплава, прочность пород кровли и др.

Дегазация флюида через магмы апикальных частей магматических камер пород кровли в условиях градиентов температур и давления кардинальным образом меняет химический и геохимический состав магм, определяет значение активности кислорода и концентрацию галогенов в магме. Эти два параметра наиболее сильно связаны с типом минерализации гранитоидов. В зависимости от этого меняются коэффициенты распределения Mo, W, Cu, Sn между расплавом и кристаллами, определяя, в конечном счете, какой рудный элемент будет удаляться вместе с флюидами из магм. Переходу олова, например, из расплава во флюид способствуют восстановительные условия, определяющие его миграцию в форме легкорастворимых комплексов Sn^{2+}, тогда как Sn^{4+} связывается в составе силикатов. Для экстракции Mo из расплава благоприятны окисленные флюиды, транспортирующие его в виде Mo^{6+}.

Литература

Абрамов С.С. Моделирование процессов флюидно-магматической дифференциации при образовании высокофтористых магм // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. 3. С. 7–9.

Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Зельтманн Р. и др. Эволюция редкометалльных гранитов и величина отношения Zr/Hf как показатель степени их кристаллизационной кристаллизации // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. 3. С. 47–50.

Индукаев Ю.В. Магматизм, скарновые рудные формации и геодинамические условия их образования в пределах монгольской призмы тектоносферы // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов. Томск, 1999. С. 48–50.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. и др. Источники магм редкометалльных Li-F гранитоидов по изотопным (SR, ND) данным // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар, 2000. Т. 1. С. 102–105.

Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М : Наука, 1999. 255 с.

Крылова О.А. Литий-фтористые граниты, онгониты и эльваны Алтая // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск, 1998. Т. 3. С. 99–100.

ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ШИЛЬДЫРХЕЙСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

[1]Е.В. Кислов, [1]Д.А. Орсоев, [1]В.Ф. Посохов, [2]А.С. Мехоношин
[1]Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
[2]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

В геологической истории Саяно-Байкальской складчатой области многократно, широко и разнообразно проявился плутонический ультрамафит-мафитовый магматизм, причем наиболее развит он был в протерозое и палеозое. Ультрамафит-мафитовые массивы этой области приурочены к выходам протерозойских толщ и традиционно объединяются в два пояса: Байкало-Муйский и Селенгино-Каларский.

На юго-западном фланге Селенгино-Каларской зоны находится Шильдырхейский дунит-троктолит-габбровый интрузив (рис. 1). Он приурочен к глубинному Боргой-Большереченскому разлому (Булгатов др., 1978) и располагается в пределах восточных отрогов хребта Хамар-Дабан, близ устья ручья Шильдырхей, впадающего в р. Удунга.

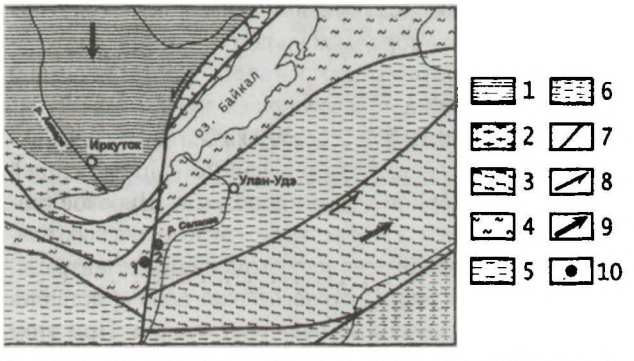


Рис. 1. Тектоническая схема Западного Забайкалья (Bulgatov et al., 1993, с дополнениями): *1* – Сибирская платформа; *2* – выступы фундамента Сибирской платформы; *3* – микроконтиненты с более молодыми складчатыми структурами. Складчатые структуры: *4* – байкалид; *5* – каледонид; *6* – герцинид; *7* – разломы; *8* – направления сдвига; *9* – направление движения крупных тектонических блоков; *10* – ультрамафит-мафитовые массивы (1 – Шильдырхейский, 2 – Хоштогольский)

Шильдырхейский массив впервые был закартирован геологами Ново-Селенгинской ГСП под руководством Д.Д. Сагалуева (1959) при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 в 1956–1957 гг. Затем, в 1967–1968 гг., этот массив был исследован геологами Оймурской поисково-разведочной партии под руководством Э.Л. Прудовского (1968). В дальнейшем интрузив изучался Ю.Ф. Ефремовым с соавторами (1972), Э.Г. Конниковым и Л.А. Цой (1985), П.А. Балыкиным с соавторами (1986).

Образование Шильдырхейского интрузива связано с Боргой-Большереченским левосторонним взбросо-сдвигом, переходящим севернее в Байкальский глубинный разлом (Bulgatov et al., 1993). В целом все эти нарушения составляют единую дизъюнктивную структуру, вдоль которой осуществлялось перемещение Сибирской платформы в южном, а блоков горных масс Забайкалья – в северном и северо-восточном направлениях (см. рис. 1).

Шильдырхейский массив (рис. 2) – эллипсоидальное в плане тело площадью около 20 км^2, обрезанное на востоке дизъюнктивным нарушением субмеридионального простирания. Предполагается, что восточная часть плутона перемещена и представлена Хоштогольским массивом, расположенным в 14 км севернее. Ю.Ф. Ефремов с соавторами (1972) детально закартировал верхнюю часть бассейна р. Удунга, в пределах которой располагаются Шильдырхейский и Хоштогольский массивы, а Боргой-Большереченский разлом представлен сложной системой небольших по протяженности разрывов, образующих единую зону шириной 2,5–3 км. Оба интрузивных тела по составу слагающих их пород, наблюдающемуся полукольцевому строению, размерам смежных сторон и вмещающим породам являются зеркальным отражением друг друга (Ефремов и др., 1972). Небольшие вытянутые вдоль зоны разлома выходы катаклазированных габбро, закартированные Ю.Ф. Ефремовым с соавторами (1972) между этими массивами, интерпретированы как «растащенные» при сдвиге пластины единого габброидного плутона.

Движения вдоль Боргой-Большереченского разлома происходили с протерозоя до кайнозоя, о чем свидетельствуют, в частности, локальные выходы неогеновых базальтов в Боргойской впадине, а также формирование в это же время у восточного борта структуры мощной толщи «диких» моласс чандинской свиты (Булгатов и др., 1978).

Шильдырхейский плутон находится в центральной части мульдообразной антиклинали и имеет с вмещающими преимущественно карбонатными отложениями субсогласный контакт. Он характеризуется отчетливо выраженным ритмическим расслоенным внутренним строением с крутым падением (60–80°) трахитоидности и полосчатости на восток и юго-восток. В восточной части массива отмечается некоторое выполаживание углов падения с признаками замыкания элементов внутренней структуры, что свидетельствует о наличии в этом месте структурного центра плутона, восточная часть которого срезана разломом. Таким образом, в современном виде Шильдырхейский массив представляет собой, вероятнее всего, лишь западную половину интрузивного тела, первоначально имевшего воронко- либо лополитоподобную форму.

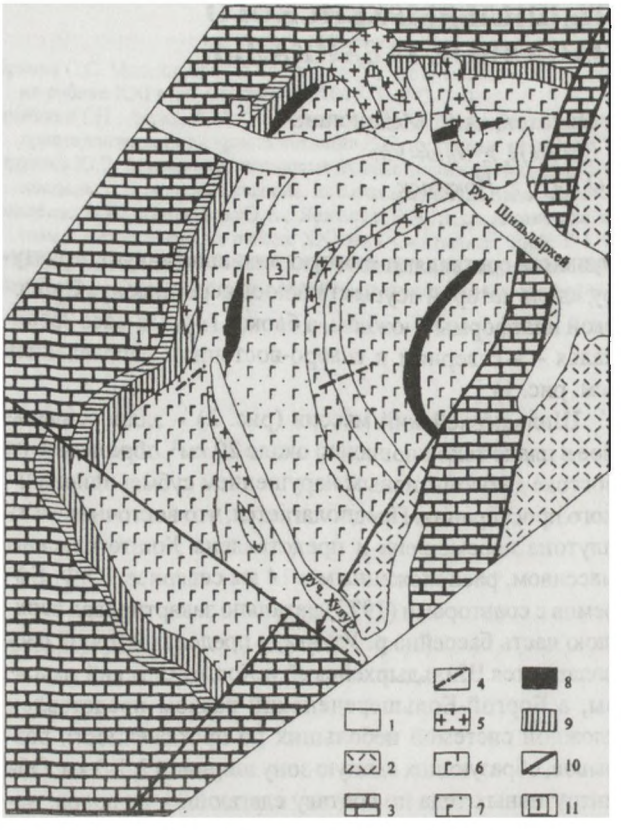


Рис. 2. Геологическое строение Шильдырхейского массива (Конников, Цой, 1985, с дополнениями): *1* – четвертичные отложения; *2* – эффузивы цаган-хунтейской свиты; *3* – терригенно-карбонатные отложения темникской свиты; *4* – дайки порфиритов; *5* – граниты. Породы Шильдырхейского интрузива. *6* – оливиновые габбро; *7* – ритмическое чередование меланократовых и лейкократовых оливиновых габбро, троктолитов и анортозитов, *8* – плагиодуниты и плагиоперидотиты; *9* – такситовые габбро; *10* – пироксениты; *11* – разломы; *12* – участки взятия образцов (*1* – водораздел руч. Хулур и Комбин-Горхон, *2* – левый борт верхнего течения руч. Шильдырхей, 3 – западный склон г.Шулута)

В концентрически-зональном строении массива можно выделить несколько пачек пород. Первая пачка с преобладанием троктолитов, оливиновых габбро и наличием прослоев (до 10–15 м) анортозитов, плагиоперидотитов, плагиодунитов. Вторая с преобладанием безоливиновых габбро. Третья – с преобладанием оливиновых габбро, нередко меланократовых. Между всеми разновидностями пород устанавливаются постепенные переходы. Расслоенная серия прорывается маломощными дайками оливиновых габбро и безоливиновых (обычно обогащенных амфиболом) меланогаббро и плагиопироксенитов.

Ультраосновные породы представлены преимущественно плагиоверлитами, реже плагиодунитами. Мощность прослоев колеблется от нескольких метров до 10–15 м. Наиболее развиты они в центральной части интрузива. Это от средне- до мелкозернистых пород, состоящие более чем на 90% из кумулусных идиоморфных, как бы оплавленных зерен хризолита, интерстициальные промежутки между которыми выполнены битовнитом и умеренно магнезиальным авгитом.

Лейкократовые троктолиты и оливиновые габбро образуют довольно монотонный горизонт мощностью не менее 1 км, сменяющийся контрастно расслоенной серией более меланократовых разновидностей этих пород с прослоями плагиоперидотитов. В целом в этой группе преобладают лейкотроктолиты, содержащие 70–80% битовнита, 10–20% хризолита, 3–10% авгита. Для них характерно ориентированное положение идиоморфных короткостолбчатых кристаллов плагиоклаза и более высокая степень идиоморфизма оливина относительно авгита. С лейкотроктолитами и оливиновыми лейкогаббро тесно ассоциируют анортозиты, образующие незначительные по мощности (до 5–10 м) прослои. В оливинсодержащих анортозитах плагиоклаз представлен преимущественно битовнитом, а авгитсодержащих – лабрадором.

Оливинсодержащие и безоливиновые габбро в среднем характеризуются более меланократовым составом по сравнению с троктолитами и оливиновыми габбро. Количественные соотношения породообразующих минералов и их состав варьируют в широких пределах. Основные породообразующие минералы обладают близким идиоморфизмом. Плагиоклаз представлен преимущественно лабродором, оливин – гиалосидеритом. Близкий состав имеют породы жильной серии. Отличительная их особенность – обогащенность буровато-зеленой роговой обманкой и, в ряде случаев, магнетитом.

Весьма пестрыми по составу являются породы эндоконтактовой фации, что объяснимо контаминацией вмещающими карбонатными породами. Широкое развитие здесь богатых магнетитом грубозернистых плагиопироксенитов объяснено повышенной концентрацией в расплаве кальция, что расширяет поле кристаллизации клинопироксена за счет плагиоклаза. При этом часть титана и железа связывается в оксидные рудные минералы.

По химическому составу все выделенные группы пород характеризуются повышенной магнезиальностью, низкой титанистостью (0,3–0,4% TiO_2), низкой общей щелочностью, особенно по содержанию K_2O, и крайне низкими содержаниями фосфора. Породы Шильдырхейского массива обогащены хромом и никелем, обеднены цирконием, литием и рубидием. Тренд железистости практически не изменяется с увеличением содержаний кремнезема, что свидетельствует об известково-щелочной (боуэновский тип) дифференциации Шильдырхейского массива.

По возрасту плутона долгое время были только косвенные данные. Интрузив прорывает отложения темникской свиты, которая ранее включалась в состав ирой-ской свиты (Сагалуев и др., 1959). В результате последующих работ (Бардаханов, 1962; Карбаинов и др., 1972; Ефремов и др., 1972) ирой-ская свита была разделена на темникскую и астайскую свиты. Темникская свита представлена серицит-кварцевыми, углисто-серицит-кварцевыми сланцами, метаалевролитами, известняками, си-

ликатно-карбонатными породами, карбонатными песчаниками (Давыдов и др., 1981). В низах темникской свиты присутствуют черные сланцы и алевропесчаники с линзами известняков. Средняя часть разреза представлена пелитоморфными и песчанистыми известково-силикатными породами. В верхах разреза – карбонатные песчаники, карбонатно-силикатные породы (Давыдов и др., 1981). В известняках были найдены онколито- или строматолитоподобные сгустковые образования, напоминающие водоросли *Renalcis Volgd.*, по которым и был определен относительный возраст известняков как верхний протерозой (Давыдов и др., 1981). Общая мощность темникской свиты достигает 3 500 м.

Шильдырхейский массив и вмещающая породы темникской свиты прорываются мелкими дайками лейкократовых гранитов, условно отнесенных к Гуджирскому комплексу нижнего мезозоя (Сагалуев и др., 1959). Породы Шильдырхейского массива также прорываются субвулканическими интрузивами сиенито-диоритов трещинного типа, которые, вероятно, связаны с образованием эффузивно-пирокластических отложений цаган-хунтейской свиты (Сагалуев и др., 1959). Последние развиты к востоку от массива и отделены от карбонатных отложений зоной брекчированных и катаклазированных пород (Прудовский и др., 1968). Цаган-хунтейская свита сложена трахитами, трахилипаритами, туфами, игнимбритами, кислыми лавокластами с горизонтами туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Мощность отложений свиты варьирует от 300 до 3 000 м. Возраст определен как позднетриасовый-раннеюрский (?) на основании находок флоры ранней юры в аналогичных породах на хребте Цаган-Хунтей (Давыдов и др., 1981).

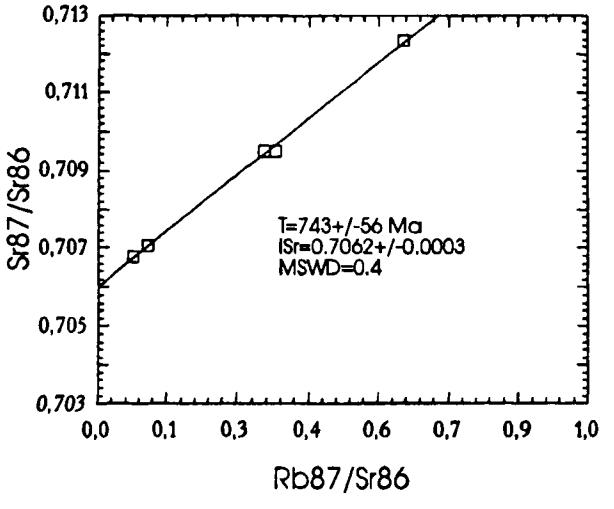


Рис. 3. Rb-Sr изохронная диаграмма для пород экзоконтакта Шильдырхейского массива

Ранее Шильдырхейский массив условно относили к нижнепалеозойским Джидинскому (Сагалуев и др., 1959) и Моностойскому (Ефремов и др., 1972; Давыдов и др., 1981) комплексам, хотя другие исследователи (Прудовский и др., 1968; Балыкин и др., 1986) считали его верхнепротерозойским и, по ряду признаков, сближающимся с Йоко-Довыренским дунит-троктолит-габбровым интрузивом Северного Прибайкалья.

Нами предпринята попытка получить данные по абсолютному возрасту Шильдырхейского плутона рубидий-стронциевым методом. В связи с низким (ниже предела обнаружения) содержанием рубидия в интрузивных породах они были использованы для определения первичного изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, а для получения данных по абсолютному возрасту были привлечены образцы амфиболовых и биотитовых роговиков из экзоконтакта массива. Проанализированы петрографически и петрохимически изученные пробы пород, наименее затронутые вторичными процессами.

Комплексом рубидий-стронциевых определений изучено шесть проб (таблица) амфиболовых и биотитовых роговиков из двух участков (см. рис. 2): на водоразделе ручьев Хулур и Комбин-Горхон (западный экзоконтакт) и в левом борту верхнего течения ручья Шильдырхей (северо-западный экзоконтакт). В результате по пяти пробам роговиков построена изохронная диаграмма, фиксирующая возраст 743±56 млн лет при среднеквадратичном отклонении 0,4 (рис. 3). Первичное изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составило 0,7062±0,0003 (рис. 3). Первичное изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для пород Шильдырхейского массива определено по двум пробам оливинового габбронорита, отобранным на западном склоне г. Шулута (см. рис. 2), и составило 0,7051 (см. таблицу).

Одновременно с нами А.Э. Изох с соавторами (1998) получил Sm-Nd изохрону для габброидов Шильдырхейского массива, отвечающую возрасту 496±28 млн лет. В связи с этим есть основания полагать, что мы получили возраст, промежуточный между образованием вмещающей толщи и интрузией. В данном случае использовались как амфиболовые, так и биотитовые роговики, отобранные на значительно отстоящих друг от друга участках, на разном расстоянии от контакта. Сравнение результатов показывает увеличение первичных отношений по направлению к контакту, хотя и не слишком монотонное.

Ранее была обоснована принадлежность Йоко-Довыренского и Шильдырхейского интрузивов к одной дунит-троктолит-габбровой формации (Балыкин и др., 1986). В последнее время П.А. Балыкин (Балыкин, Петрова, 2000) пересмотрел формационную принадлежность Шильдырхейского массива, отнеся его к верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровому типу. А.Э. Изох с соавторами (1998) расценил интрузив как малоглубинную промежуточную камеру, связанную с высокоглиноземистыми островодужными базальтоидами, сформировавшуюся в ходе аккреционно-коллизионных событий.

Первичное изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ пород Йоко-Довыренского интрузива составляет

Изотопный состав стронция пород Шильдырхейского массива

N образца	*	Петрографическое описание	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr \pm 2\delta$
Ш-12/2	1	Амфиболовый роговик	37,23	1056,2	0,1019	0,70724±10
Ш-13	1	Биотитовый роговик	63,00	505,7	0,3605	0,70981±14
Ш-13/1	1	Биотитовый роговик	67,19	312,1	0,6228	0,71282±13
Ш-13/2	1	Биотитовый роговик	67,32	364,9	0,5339	0,71240±15
Ш-15	2	Амфиболовый роговик	21,28	865,9	0,07108	0,70695±9
Ш-16	2	Амфиболовый роговик	77,87	665,7	0,3385	0,70982±9
Ш-6	3	Оливиновый габбронорит	<3	400		0,70507±6
Ш-7	3	Оливиновый габбронорит	<3	390		0,70512±14

Примечание. Содержание рубидия и стронция в пробах Ш-6 и Ш-7 определялось рентгенофлюоресцентным методом. Аналитики Б.Ж. Жалсараев, О.Г. Цыганкова.

* Участки взятия проб (рис. 2).

0,7113± 0,0002 (Кислов, 1989; Amelin et al., 1996), что существенно больше соответствующего значения Шильдырхейского массива. Необычно высокие первичные стронциевые отношения Йоко-Довыренского массива объяснены значительной контаминацией (Кислов, 1989), в том числе и субдуцированным в верхнюю мантию коровым материалом (Amelin et al., 1996). Отношения Шильдырхейского интрузива значительно ниже. Судя по всему, состав верхней мантии в местах генерации исходных расплавов этих двух массивов различался.

В связи с формационной близостью с Йоко-Довыренским интрузивом, для которого свойственно сульфидное медно-никелевое и малосульфидное платинометальное оруденение (Конников и др., 1994), определенный интерес представляет оценка рудоносности Шильдырхейского массива. Ранее показано отсутствие в массиве медно-никелевого оруденения и развитие титаномагнетитовой минерализации в участке северо-западного эндоконтакта. По-видимому, формирование последней связано с процессами контаминации магмы вмещающими карбонатными породами (Конников, Цой, 1985).

Нами проведена предварительная оценка платиноносности Шильдырхейского расслоенного массива. В целом породы этого интрузива характеризуются очень низкими содержаниями благородных металлов (Pt<2 и Pd<0,2 мг/т). На этом геохимическом фоне в разрезе расслоенной серии выделяются относительно повышенными концентрациями платиновых металлов (до 13 мг/т Pt и 3,5 мг/т Pd) крупнозернистые разности лейкократовых габбро и анортозиты, а также породы эндоконтактовой фации массива: обогащенные титаномагнетитом пироксениты и такситовые габбро. Таким образом, максимальное накопление платиновых металлов отмечается в наиболее поздних лейкократовых дифференциатах и породах, содержащих титаномагнетитовую минерализацию. Это свидетельствует о вероятности обнаружения в пределах данного интрузива малосульфидного платинометаллного оруденения.

Ряд признаков позволяет предполагать разные уровни становления массивов: Йоко-Довыренский – гипабиссальный, а Шильдырхейский – мезоабиссальный. Об этом свидетельствуют прежде всего различия в морфологии и внутреннем строении (Балыкин и др., 1986): Шильдырхейский интрузив эллипсоидальный с концентрически-зональной расслоенностью, а Йоко-Довыренский – силлоподобный. Для плутонов характерно существенное различие в содержании железа в плагиоклазах: в среднем 0,16% для Шильдырхейского и 0,29% для Йоко-Довыренского (Леснов, Королюк, 1977), что также свидетельствует в пользу меньшей глубинности формирования последнего. Судя по крутому падению трахитоидности и расслоенности, подчиненному количеству ультраосновных пород, значительному преобладанию лейкократовых разностей габброидов, вскрыта лишь верхняя часть интрузивного тела.

В связи с этим можно предполагать, что сульфидное медно-никелевое оруденение может быть приурочено к более глубинным, не вскрытым эрозией частям Шильдырхейского массива. Так как западный борт Боргой-Большереченского разлома приподнят, определенные перспективы можно связывать с Хоштогольским интрузивом, являющимся более эродированной частью некогда единого плутона.

Изложенный материал свидетельствует о недостаточной изученности петрологии и рудоносности, формационной и геодинамической принадлежности массива. Для решения этих проблем необходимо дальнейшее изучение вещественного состава интрузива. Другой задачей является изучение взаимодействия габброидных пород плутона с карбонатным материалом для сопоставления с подобными процессами в Йоко-Довыренском массиве (Кислов и др., 2000; Wenzel et al., 2001).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 01-05-64252 и 01-05-97257).

Литература

Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И. и др. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 204 с.

Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Петрологические типы и генезис коматиит-базальтовых, пикрит-базальтовых и пикрит-долеритовых ассоциаций // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 8. С. 1098–1111.

Бардаханов Н.Б. К стратиграфии докембрия бассейна нижнего течения р. Темник: Промежуточный отчет Стратиграфического отряда Темникской ГСП за 1961 г. Улан-Удэ: БГУ, 1962.

Булгатов А.Н., Булнаев К.Б., Очиров Ц.О. и др. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 111 с.

Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л.. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500000. Улан-Удэ, 1981. 147 с.

Ефремов Ю.Ф., Давыдов В.П., Тарчимаев Ц.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Удунги и Загустая. Отчет Удунгинской ГСП по геологической съемке масштаба 1:50 000. Улан-Удэ: БГУ, 1972.

Изох А.Э., Богнибов В.И., Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия образования) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1565–1577.

Карбаинов А.А., Шабалин М.И., Холод Ю.М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части хр. Малый Хамар-Дабан и юго-западной части хр. Хамар-дабанского: Отчет Урминской ГСП за 1967–1971 гг. Улан-Удэ: БГУ, 1972.

Кислов Е.В., Конников Э.Г., Посохов В.Ф. и др. Изотопные свидетельства коровой контаминации в Йоко-Довыренском массиве // Геология и геофизика. 1989. № 9. С. 140–144.

Кислов Е.В., Венцель Т., Баумгартнер Л.П. и др. Взаимодействие базальтовой магмы и доломита: ксенолиты скарнов в дуните Йоко-Довыренского массива // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири. Томск, 2000. С. 128–132.

Конников Э.Г., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Йоко-Довыренский расслоенный плутон и связанное с ним оруденение (Северное Прибайкалье) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 6. С. 545–553.

Конников Э.Г., Цой Л.А. Конактовое взаимодействие базитового расплава с карбонатной средой в Шильдырхейском расслоенном плутоне // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 39–48.

Леснов Ф.П., Королюк В.Н. Первые данные о распределении изоморфной примеси железа в плагиоклазах базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей СССР // Доклады АН СССР. 1977. Т. 234, № 4. С. 922–924.

Прудовский Э.Л., Грудинин М.И., Летягин В.С. Геологическо строение и никеленосность массивов основных и ультраосновных пород верховьев р. Курбы, хребта Моностой и восто́чных отрогов Хамар-Дабана: Отчет о работах Оймурской поисково-разведочной партии за 1967 г. Улан-Удэ: БГУ, 1968.

Сагалуев Д.Д., Бардаханов Н.Б., Колосов М.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Моностойского, Хамбинского, Боргойского и других хребтов Ново-Селенгинской ГСП за 1956–1958 гг. Улан-Удэ: БГУ, 1959.

Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E.Yu. et al. Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layred intrusion (eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // Chemical Geology. 1996. V. 129. P. 39–69.

Bulgatov A.N., Mitrofanov G.L., Taskin A.P. The role of horizontal movements in the structure formation of transitional zone from Siberian Platform: Sayan-Baikal fold belt // Report N4 of the IGCP Project 283: Forth International Symposium on Geodynamic Evolution of Paleoasian Ocean. Novosibirsk, 1993. P. 36–38.

Wenzel Th., Baumgartner L.P., Brьgmann G.E. et. al. Contamination of mafic magma by partial melting of dolomitic xenoliths // Terra Nova. 2001. V. 13, № 3. P. 197–202.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ И ИЛЬМЕНИТА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БИРЮСИНСКОГО БЛОКА

Т.Б. Колотилина, А.С. Мехоношин, Л.А. Павлова
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск

Ультраосновные породы юго-восточной части Бирюсинского блока представляют собой слабо дифференцированную серию оливин-двупироксеновых производных производных пикритовой магмы (Мехоношин, Колотилина, 1999). Ультраосновные породы образуют линзо- и дугообразные тела, с видимой мощностью от 20 до 700 м при протяженности от 0,1 до 7 км. Отдельные мелкие тела представляют собой будины более крупных массивов. Температурные оценки образования магматических пироксенов ультраосновных пород отвечают 1100–1200 °С, дальнейший высокобарический метаморфизм при температурах 800–900 °С и давлениях 16–20 кбар привел к преобразованию первичных пород вплоть до образования гранатовых парагенезисов в наиболее железистых породах (Колотилина, Мехоношин, 2001).

Наименее измененные ультрамафиты сохранили реликты магматических микроструктур и микротекстур. Реликтовые текстуры – директивные, выраженные в ориентированном расположении вытянутых кристаллов оливина. Сохранившиеся микроструктуры таких пород – кумулятивные, пойкилитовые, в краевых частях массивов – порфировидные. Первичные минералы – оливин (хризолит), ромбический пироксен (бронзит), моноклинный пироксен (авгит), хромшпинелид, ильменит и сульфиды пирротин-пентландитовой ассоциации.

Хромшпинелид присутствует в виде мелких (0,01 – 0,1 мм) округлых включений в оливинах и ортопироксене, а также образует идиоморфные зерна, размером до 5 мм. В хромшпинелидах довольно часто обнаруживаются структуры распада в виде пересекающихся пластинок ильменита и шпинели, кроме того, ильменит в хромшпинелиде находится или в виде округлых каплевидных включений, или в срастании с ним. В основном это неправильной формы изометричные выделения, размером до 3 мм, присутствующие в количестве до 0,5% практически во всех изученных массивах.

Окисно-рудные минералы характеризуются широким спектром вариаций химического состава, который контролировался особенностями химического состава среды минерало-образования, температурой, давлением, фугитивностью кислорода. Разнообразие структур-номорфологических особенностей, внутреннего строения и состава связано с влиянием из-менений физико-химических параметров магмы, с реакционными взаимодействиями с сосуществующими силикатами и интеркумулусной жидкостью на субсолидусной стадии и отра-жает степень, характер и направленность метаморфических процессов преобразования первичных пород.

Исходя из этого в ультрамафитах выявлено несколько генераций хромшпинелидов, различающихся по структурно-морфологическим особенностям, химическому составу и, соответственно, условиям образования. В хромшпинелидах первой генерации наблюдается закономерная эволюция состава, выражающаяся в уменьшении содержаний Cr_2O_3, и MgO при одновременном увеличении их железистости и увеличении содержания Al_2O_3. Изменение состава таких хромшпинелидов идет по линии замещения Cr → Al (Fe3+) и Mg → Fe_2+ и отвечает тренду алюмохромит (субферриалюмохромит) – хромпикотит (субферрихромпикотит) (рис. 1). При этом наблюдается обратная зависимость содержаний магния в породе и алюминия в хромшпинелиде и прямая корреляция между концентрациями магния в породе и хрома в хромшпинелиде. В хромшпинелидах отмечается значительное количество примеси титана до 1,5 мас.%. Содержания марганца изменяются от 0,06 до 0,3% и не имеют какой-либо зависимости от содержаний других элементов. Концентрации цинка незначительные – от 0,2 до 0,63%.

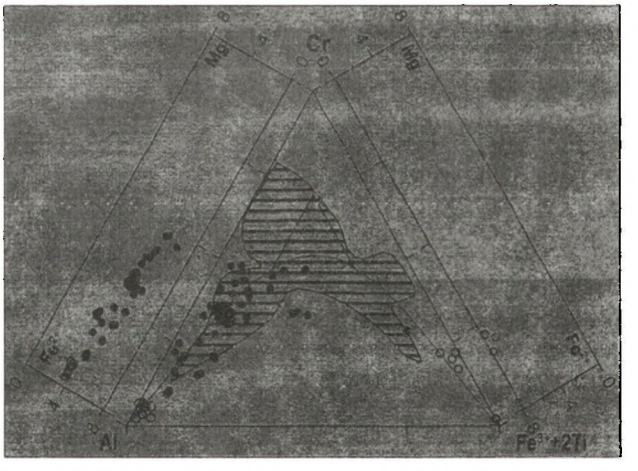


Рис. 1. Диаграмма составов шпинелидов ультраосновных пород Бирюсинского блока. Здесь и далее залитый круг – магматические хромшпинелиды, пустой круг – метаморфогенные, заштрихованное поле – состав шпинелидов расслоенных основных-ультраосновных плутонов

Для хромшпинелидов второй генерации характерно зональное строение, обусловленное наличием ядер, отвечающих по составу хромшпинелидам первой генерации, и оторочек, в большинстве зерен характеризующихся пониженными содержаниями Cr_2O_3, Al_2O_3, MgO и повышенными содержаниями Fe_2O_3 (табл. 1). Высокое

Таблица 1

Микрозондовый состав и кристаллохимическая формула шпинелидов

Образцы	94-33	94-55	95-281 (с)	95-281 (г)	95-293 (с)	95-293 (г)	95-286	95-312
	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO_2	0,16	0,44	0,19	1,03	0,15	0,00	0,27	0,00
Al_2O_3	24,00	27,32	37,12	1,11	35,84	45,80	0,00	58,27
Cr_2O_3	38,22	25,17	16,98	11,15	27,84	19,71	1,27	6,21
Fe_2O_3	5,30	12,49	11,46	53,60	3,57	2,20	67,14	20,63
FeO	25,26	26,81	25,09	31,02	21,53	18,00	31,18	1,06
MnO	0,23	0,48	0,18	0,06	0,19	0,20	0,07	0
MgO	6,82	5,76	8,08	0,53	10,42	13,67	0,02	13,6
Сумма	99,99	98,47	99,09	98,51	99,54	99,58	99,95	99,77
Кристалло-химические формулы, пересчитанные на 4 атома кислорода								
Ti	0,004	0,011	0,004	0,03	0,003	0,000	0,008	0,000
Al	0,902	1,036	1,324	0,05	1,258	1,516	0,000	1,832
Cr	0,963	0,640	0,406	0,339	0,655	0,438	0,039	0,132
Fe^{+3}	0,127	0,302	0,261	1,551	0,080	0,047	1,946	0,021
Fe^{+2}	0,673	0,721	0,635	0,998	0,536	0,423	1,004	0,460
Mn	0,006	0,013	0,005	0,002	0,005	0,005	0,002	0,000
Mg	0,324	0,276	0,364	0,03	0,462	0,572	0,001	0,541
Рассчетные коэффициенты								
Cr#	0,483	0,324	0,204	0,175	0,329	0,219	0,020	0,066
Fe#	0,064	0,153	0,131	0,799	0,040	0,023	0,980	0,011
Mg#	0,325	0,277	0,364	0,029	0,463	0,575	0,001	0,540

Примечание. I генерация: 1–2; II генерация: 3–6, III генерация: 7–8. Cr# = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}), Fe#=Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+}), Mg#=Mg/(Mg+Fe^{2+})

Таблица 2

Микрозондовый состав и кристаллохимическая формула ильменитов

Образец	94-23	95-313	94-51	94-33	94-51	94-57A
TiO_2	53,50	56,02	54,46	54,39	54,51	53,70
Cr_2O_3	0,20	0,10	0,10	0,13	0,32	0,26
FeO	44,11	41,36	42,00	41,26	40,82	39,85
MnO	0,91	0,50	1,12	0,93	0,88	0,83
MgO	1,78	2,93	3,15	3,41	3,49	5,28
NiO	0,21	0,08	0,00	0,02	0,06	0,16
Сумма	100,71	100,99	100,83	100,14	100,08	100,08
Кристалло-химические формулы, пересчитанные на 3 атома кислорода						
Ti	1,00	1,02	1,00	1,00	1,00	0,98
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe^{+2}	0,91	0,84	0,86	0,85	0,84	0,81
Mn	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,07	0,11	0,11	0,12	0,13	0,19

содержание титана, довольно высокая хромистость и глиноземистость кайм зерен отличает такую зональность от метаморфогенной. Образование такой зональности, по-видимому, связано с последовательной кристаллизацией фаз сложных окислов из эволюционирующего по составу кристаллизующегося расплава. Преимущественная кристаллизация позднего хромшпинелида в виде оторочек на кристаллах ранней генерации связано с тем, что образование кристаллической фазы из расплава облегчается присутствием затравок. Поэтому кри-

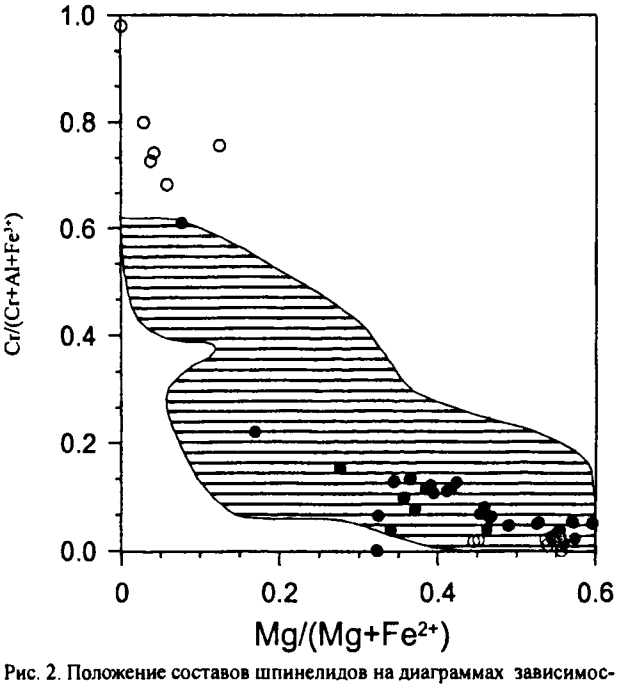


Рис. 2. Положение составов шпинелидов на диаграммах зависимости Cr/(Cr+Al+Fe³⁺) – Mg/(Mg + Fe²⁺)

сталлизация новой фазы хромшпинелида на кристаллах (или их реликтах) ранней генерации энергетически более выгодна, чем образование самостоятельных центров кристаллизации (Григорьев, Жабин, 1975). Использование ранее образованных зерен в качестве центров кристаллизации возможно лишь при условии сохранения активности их поверхности. Поэтому в ультрамафитах наблюдаются как зональные, так и гомогенные вкрапленники хромшпинелидов, отвечающих по составу и ядрам, и оторочкам зональных кристаллов.

Однако для хромшпинелидов ряда образцов характерно увеличение содержаний Al_2O_3 от центра к периферии зональных кристаллов. Такая зональность является достаточно редкой и ее образование можно объяснить общей тенденцией накопления в остаточном расплаве Al_2O_3 относительно Cr_2O_3. В системе хромшпинелид – оливин (или бронзит) изменения состава хромшпинелидов, сопровождающиеся образованием зональности, возможны в результате потери равновесия между хромшпинелидом и одним из этих силикатов в интеркумулусную или в субсолидусную стадии формирования породы. Обогащение внешних участков хромшпинелидовых зерен MgO и Al_2O_3 за счет FeO и Cr_2O_3 может быть связано с посткумулусными реакциями шпинелидов с интеркумулусной жидкостью и первичными силикатами. Снижение хромистости шпинелида и в первом и во втором случае происходит на фоне снижения температуры расплава.

Основными критериями отнесения наблюдаемой нами зональности в хромшпинелидах к магматическому типу являются: а) распространенность зональных вкрапленников хромшпинелидов во всех типах пород независимо от степени изменённости наложенными процессами; б) наличие четких кристалломорфологических очертаний ядер и оторочек зональных кристаллов; в) присутствие в породах, наряду с зональными, гомогенных вкрапленников, аналогичных по составу как ядрам, так и оторочкам зональных кристаллов; г) геохимическая направленность изменения состава шпинелидовых фаз от ядер к оторочкам зональных вкрапленников, аналогичная изменению составов гомогенных шпинелидов в процессе кристаллизационной дифференциации.

Шпинелиды третьей генерации во всех массивах представлены хромтитановым магнетитом и хроммагнетитом (рис. 1, 2) и были образованы в результате высокотемпературного метаморфизма. В гранатсодержащих ультрамафитах помимо хроммагнетитов обнаружены низкохромистые и высокоглиноземистые шпинелиды, которые на классификационной диаграмме (Павлов, 1949) попадают в поле пикотитов. Их образование возможно за счет разложения граната при снижении давления в ходе метаморфизма за счет реакции:

$$Ca_{0,4}Fe_{1,0}Mg1,6Al_2Si_3O12 \rightarrow Fe_{0,5}Mg0,5Al_2O_4 + \\ + Fe_{0,4}Mg_{1,5}Si_2O_6 + 0,5Ca_{0,9}Fe_{0,2}Mg\ 0,9Si_2O_6.$$

Состав хромшпинелидов первой и второй генераций по уровню содержаний хрома и примесных элементов (цинк, марганец) существенно отличается от состава хромшпинелидов коматиитов. Отмечается некоторое сходство, по соотношению катионов Al–Cr–Fe^{3+}–Fe^{2+}Ti, с хромшпинелидами расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий (Evans, Frost, 1975; Медьникеленосные ..., 1990; Barnes, Tang, 1999), а высоко титанистых разностей со шпинелидами габбро-верлитовых массивов Печенги (Нерадовский, Смолькин, 1977; и др.) и ультраосновных пород массива Джинь-Чуань (Barnes, Kunilov, 2000). Интересным представляется тот факт, что в породах Йоко-Довыренского расслоенного плутона обнаружены шпинели, близкие по составу к хромпикотитам из рассматриваемых ультрамафитов (Медь-никеленосные ..., 1990; Леснов, Гора, 1993; Чернышов и др., 1997). Отличие состоит в том, что такие шпинелиды в нашем случае находятся в относительно менее магнезиальных породах, тогда как в Йоко-Довыренском массиве – в дунитах.

Ильмениты содержат до 5% MgO (табл. 2), содержания MnO изменяются от 0,6 до 1,2%, концентрации NiO достигают 0,21%. Содержания Cr_2O_3 не высокие, максимально до 0,4%. Ильмениты во всех массивах имеют близкий состав и резко отличаются от ильменитов основных пород. Подобные ильмениты в ультраосновных породах были отмечены в перидотитах Лысанского комплекса (Мехоношин, Парадина, 1986), в массиве Джинь-Чуань (Barnes, Kunilov, 2000), в пикродолеритах массивов Талнах и Норильск 1 (Barnes, Kunilov, 2000).

Таким образом, выделяются магматический [от алюмохромитов (субферриалюмохро-митов) к хромпикотитам (субферрихромпикотитам)] и метаморфический (от

алюмохромитов к субалюмохроммагнетитам и магнетитам) тренды изменения составов хромшпинелидов. Слабое изменение значений магнезиальности хромшпинелидов (Mg/(Mg+Fe)) на фоне значительных вариаций величин хромистости (Cr/(Cr+Al+Fe_3+)) отражает снижение магнезиальности расплава и температуры кристаллизации. Характер зависимости магнезиальности и хромистости хромшпинелидов ультрамафитов наиболее близок к таковому хромшпинелидов расслоенных массивов. Состав ильменита свидетельствует о кристаллизации на относительно ранних стадиях из высокомагнезиального расплава.

Литература

Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогения минералов. М., 1975. 339 с.

Колотилина Т.Б , Мехоношин А.С. Гранатовые ультрамафиты и ассоциирующие метабазиты Бирюсинского блока (юг Сибири) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 12221–1236.

Леснов Ф.П., Гора М.П. О химическом составе хромшпинелидов Довыренского никеленосного базитгипербазитового плутона (северное Прибайкалье) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: Изд-во ОИГГиМ, 1993. Вып. 7. Рудоносность, минералогия. С. 86–100.

Медьникеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири / А.П. Кривенко, А.И. Глотов, П.А. Балыкин и др. Новосибирск: Наука, 1990. 237 с.

Мехоношин А.С., Парадина Л.Ф. Бадделеит и хромшпинелид из ильменита ультра-основных пород Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 967–969.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы // Платина России. Т. 3. Кн. 1, М.: «Геоинформмарк», 1999. С. 97–106.

Нерадовский Ю. Н., Смолькин В. Ф. Необычные титан-хромовые шпинели в породах никеленосных массивов Печенги // Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты. 1977. С. 125–135.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Ин-та геол. наук, 1949. Вып. 103. Серия рудных месторождений. № 13. С. 49–56.

Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во ВГУ. 1989. 224 с.

Туркин А.И., Ащепков И.В., Дорошев А.М. Экспериментальное моделирование перехода гранатового лерцолита в шпинелевый в природной системе // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 7. С. 1165–1174

Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф. и др. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск: Изд-во ТГУ, 1997. 190 с.

Barnes S.J., Tang Z.L. Chrome spinels from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu province, People's Republic of China // Econom. Geology. 1999. V. 94. № 3. P. 343–356.

Barnes S J , Kunilov V.Y. Spinels and Mg ilmenites from the Noril'sk 1 and Talnakh intru-sions and other mafic rocks of the Siberian flood basalt province // Econom. Geol.. 2000. V. 95. № 8. P. 1701–1718

Evans B.W., Frost B.R. Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39, № 6/7. P. 959–973.

Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geother-mometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 68. P. 325–334.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ КИНГАШСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Т.Л. Павлова
ЗАО «Иркутскгеофизика», г. Иркутск

Кингашский рудный узел (КРУ) с одноименным месторождением находится в пределах Канского зеленокаменного пояса (КЗП) Саянской никель-платиноносной провинции (Глазунов, 1981; Глазунов и др., 1996) Верхнего Саяна. Платиноидно-медно-никелевые руды связаны с гипербазитами железистого типа, представленными перидотит-пироксенит-габбровым комплексом пород, залегающих в виде многочисленных массивов в гнейсово-амфиболитовой бирюсинской серии верхнего архея (Глазунов и др., 2001). Для выяснения природы и глубины источника рудной концентрации с прогностической целью сделана попытка расшифровки вещественной природы геофизических аномалий, полученных разными исследователями (Самков, 1988).

Структура гравитационного поля Канского зеленокаменного пояса на Идарском белогорье (междуречье Кан – Кунгус) интегральна и формируется аномалиями двух типов: уровня и градиента [по методике А.В. Сметанина, 2000)]. Аномалии уровня отражают более или менее стабильные по плотностным характеристикам области земной коры, которыми являются отдельные тектонические блоки, насыщенные в данном случае ультрабазитовыми массивами с сульфидной минерализацией. Последние в сочетании с гнейсами создают единый плотностный фон. Аномалии градиента, напротив, отражают скорость изменения поля силы тяжести, характеризующего степень неоднородности среды по интенсивности. В реальных условиях структура гравитационного поля формируется преимущественно вертикально залегающими телами, будь то интрузивные монолиты, либо глубинные разломы, залеченные магмой.

Гнейсово-амфиболитовое поле КЗП, где расположено подавляющее большинство ультраосновных массивов, отражено относительно положительной высокоинтенсивной и морфологически выраженной линейной аномалией уровня. Автор эту аномалию называет идарской гравитационной аномалией (ИГА). Она имеет северо-западное простирание, при протяженности 60 км и ширине 20 км; ее конфигурация и границы почти соответствуют Канскому зеленокаменному поясу. Ось ИГА простирается вдоль КЗП, представляющего собой рифтогенную структуру, заполненную метабазитами и амфиболитами.

Со всех сторон ИГА ограничивается градиентными зонами, указывающими на единый блоковый характер структуры. На северо-востоке градиентная зона имеет линейное очертание и отождествляется с Главным Саянским разломом. На юго-западе она совпадает с Тукшинским надвигом, отделяющим раннебирюсинские амфиболито-гнейсовые и позднебирюсинские силицилитовые толщи. Южная гравитационная ступень, имеющая ширину около 20 км и градиент понижения поля 2,5 мгл/км, носит сложный характер и переходит в сферу влияния массивной по объему среднепротерозойской гранитной интрузии с пониженными плотностными характеристиками.

В пределах идарской аномалии можно выделить три вещественно различных объекта: кингашский ареал перидотит-пироксенит-габбровых массивов, рудоносных и высокожелезистых, ареал игильских мантийных высокобарических гранатовых, предположительно алмазоносных перидотитов и кунгусский ареал преимущественно пироксенитовых интрузивных массивов, имеющих индекс железистости несколько выше фонового, но значительно ниже, чем в кингашском. Такая латеральная зональность в составе ареалов интрузий играет определяющую роль в формировании суммарного гравитирующего эффекта ИГА. Максимум идарской аномалии, расположенный в пределах кингашского ареала интрузивов, связан с наличием избыточной плотности гипербазитов относительно вмещающих пород. Наиболее рудоносные перидотиты кингашского ареала оконтуриваются магнитными максимумами, повышенной электропроводностью и характеризуются плотностными характеристиками >3,27 г/см^3. Эффект максимальной интенсивности гравитационного поля создается также за счет скучивания отдельных перидотитовых массивов на глубине. Следы слияния дайкоподобных тел регистрируются на детальных геолого-геофизических разрезах Кингашского месторождения. Единая ИГА, протянувшаяся вдоль Идарского хребта, прослеживается в сторону долины р. Кан, где на меридиональном отрезке аппроксимируется с глубинным продолжением интрузий в Борыньско-Кулижекском направлении. Вероятно, здесь вскрывается эрозией нижняя часть стратифицированного диапира с хромитовой минерализацией (Филиппов, Карасёва, 1974; Глазунов, 1981), обогащённого в голове колонны сульфидизированными гипербазитами Кингашского ареала.

Область допустимого слияния отдельных интрузивов на глубинах до 3 км отслеживается на юго-восточном продолжении ИГА на Кунгусском ареале (Глазунов и др., 1996). Плавный рисунок поля силы тяжести (Δg) с градиентом ~3 мгл/км при достаточно большой насыщенности блока гнейсо-амфиболитов пироксенитами может быть обусловлен погружением верхней кромки возмущающего объекта к юго-востоку. Учитывая значительную сульфидизированность отдельных массивов

района Кунгуса (№ 90, 91 и др.), при содержании в них Ni до 0,3% и ЭПГ от 0,5 до 1 г/т, высокую железистость оливина и пород, а также рисунок локального магнитного поля, сходного с районом Кингашского месторождения, можно прогнозировать здесь открытие богатых сульфидных медно-никелевых руд. Особенно обнадёживающим О.М. Глазунов считает район массива 53.

Для Кингашского месторождения важным представляется расшифровка причин его уникальности – высокого ресурсного потенциала по Ni, Cu, формирования «критических» платиноидных горизонтов, своеобразия распределения рудных элементов по глубине. Объяснение может скрываться в модели многокамерности подводящих каналов, как это имеет место в высокопродуктивных норильских месторождениях (Дюжиков и др., 1988). Подобное обоснование ранее получило подтверждение на месторождениях Сев. Прибайкалья (Алтухов и др., 1990). Некоторое инвариантное подобие обнаруживается также для ряда массивов кунгусского ареала КЗП.

При соответствующих количественных расчётах модель многокамерного строения, возможно, найдёт дополнительное обоснование в усложнённом и контрастном рисунке гравитационной ступени с высоким амплитудно-частотным значением Δg.

Литература

Алтухов Е.Н., Гершаник С.Ю., Глазунов О.М. и др. Тектоническая позиция и рудоносность базит-ультрабазитовых пород Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 1990. № 6. С. 56–64.

Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1981. 192 с.

Глазунов О.М., Павлова Т.Л., Прокопчук С.И. Особенности глубинного строения и геохимии массивов ультрамафитов Канской глыбы архея // Магматизм и геодинамика Сибири: Тезисы. Томск: ЦНТИ, 1996. С. 52–53.

Глазунов О.М., Павлова Т.Л., Прокопчук С.И. Кингашская рудно-магматическая система (КРМС) // Платина в геологических формациях Сибири. Красноярск, 2001. С. 119–121.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.

Самков В.В Системы разломов центральной части Алтае-Саянской складчатой области и связь с ними эндогенного оруденения // Геофизические методы изучения системы разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений. Днепропетровск, 1988. С. 44–46.

Сметанин А.В. Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2000. 85 с.

Филиппов Г.В., Карасёва Г.Г. Минералого-геохимические особенности хромитового оруденения Западного Саяна и Тувы // Полезные ископаемые Ср. Сибири. Красноярск, 1974. С. 115–128.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ КРЕСТОВСКОЙ ИНТРУЗИИ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Т.В. Полева, Ю.В. Ежелый, А.М. Сазонов
Государственная академия цветных металлов и золота, г. Красноярск

Крестовская интрузия щелочно-ультраосновных пород, открытая в 1996 г. сотрудниками ЦАГРЭ, расположена на севере Сибирской платформы в зоне ее сочленения с Енисей-Хатангским прогибом. В структурно-геологическом плане она входит в Маймеча-Котуйскую петрографическую провинцию и находится в 54 км юго-западнее Гулинского массива. Интрузия представляет собой вулкано-плутоническую структуру центрального типа. По минеральному составу и структурным особенностям среди пород интрузии выделены главные петрографические разновидности вулканического, плутонического и субвулканического облика, объединенные в соответствующие комплексы (рис. 1). В ядре вулкано-плутонической структуры расположено изометричное расслоенное тело оливинитов, верлитов, клинопироксенитов (I фаза) с субпластовыми интрузивными образованиями монтичеллитов-мелилитолитов (II фаза), сложенное на флангах лавовыми потоками меланефелинитов. По распределению обломков кластолав, миндалекаменных и стекловатых разностей выделяются семь автономных вулканических потоков, формирующих единую эффузивную серию. Породы верхних и нижних частей потоков содержат более высокие концентрации акцессорного рудного минерала (10–30 % против 1–10 %). Мощность варьирует от 15 до 30 м. Непосредственно вблизи контакта с Крестовской интрузией картируется полоса мелкозернистых грано-бластовых разновидностей пород, по своему составу изменяющихся от мельтейгита до нефелинсодержащего клинопироксенита. Эти породы являются результатом перекристаллизации эффузивов вмещающей толщи при термальном воздействии интрузии и рассматриваются в качестве роговиков. Ширина контактового метаморфического ореола предварительно оценивается в 1,5 км, что обусловлено пологим залеганием интрузивных контактов.

В постмагматический этап II фазы интрузии в мелилитовых, монтичеллитовых породах и ультрамафитах контактовой зоны интрузии мелилитолитов сформировались гидротермально-скарновые ассоциации, которые представлены в мелилитолитах в виде криптозернистых псевдоморфоз, микропрожилков, гнезд в мелилите, келифитовых образований вокруг оливина, титаномагнетита и пограничных участков первичных минералов. Апомелилитовые метасоматиты представлены полиминеральными парагенезисами, состоящими из граната, диопсида, волластонита, везувиана, монтичеллита, флогопита и более экзотических: комбеита, пектолита, ранкинита, ларнита. Низкотемпературные минералы представлены тремолитом, серпентином, юанитом, цеболитом, хлоритом, карбонатами.

Разнообразие петрографического состава вмещающей эффузивной толщи определяется в большей степени микроструктурными особенностями. Основными разновидностями являются порфировые гиаломеланефелиниты, афировые меланефелиниты, мелилит- и лейцитсодержащие меланефелиниты, нефелиниты и их кластолавы. Эти породы представляют собой продукты единой петрографической серии и слагают участки вулканических потоков. Во вкрапленниках, представляющих наиболее ранние фазы кристаллизации, установлены оливин, клинопироксен и титано-магнетит. Наиболее поздними формированиями, определяющими минеральный состав остаточного расплава, являются нефелин, лейцит, калишпат, эгирин-авгит, флогопит, кальцит и цеолиты. Вторичные метасоматические изменения обусловлены появлением в составе пород перовскита, сфена, граната, биотита, содалита, либеринита и глинистых минералов. Их развитие отражает процессы высокотемпературного преобразования в контактовом ореоле вулкано-плутона, а также низкотемпературные изменения пород.

Плутонические породы Крестовского массива имеют широкие вариации минерального состава. Это объясняется развитием трех автономных петрографических ассоциаций: 1) ультрамафитов полосчатой оливинит-верлит-клинопироксенитовой серии; 2) пород семейства мелилитолитов; 3) гибридных образований, обусловленных воздействием мелилитового расплава на вмещающий ультрамафитовый субстрат.

Разнообразие ультрамафитов полосчатой серии обусловлено количественными соотношениями оливина и клинопироксена (рис. 1). Степень идиоморфизма зерен оказывается примерно одинаковой, что объясняется их вторичной перекристаллизацией. Но по ряду косвенных признаков можно предполагать более раннее образование оливина. Подтверждением этому служит обогащенность клинопироксенитов наиболее поздним титаномагнетитом, а также пятнистое распределение зерен клинопироксена по периферии поликристаллического оливинового агрегата. Перовскит оказывается не совсем типичным минералом ультрамафитов нормального ряда щелочности. Он присутствует, как правило, в количествах не более 5%, а скопления минерала до 10% и более приурочены, в основном, к зонам развития мелилитизированных и скарнированных ультрабазитов.

Автометасоматические изменения богатых оливином разновидностей проявились преимущественно в серпен-

Рис. 1. Схема геологического строения Крестовской вулкано-плутонической структуры (составлена А.М. Сазоновым, М.Я. Бетхером): *1* – современные аллювиальные отложения; *2* – нерасчлененные четвертичные отложения; *3* – тыванкитская свита (меланефелиниты); *4* – кластолавы меланефелинитов; *5, 6* – дайки (*5* – щелочных микросиенитов, *6* – трахибазальтов, трахидолеритов, плагиоклазовых порфиритов и пикритов); *7* – вложенные дайки (микросиениты, трахибазальты, щелочные пикриты); *8* – мелилитолиты, в том числе скарнированные; *9* – оливиниты, верлиты и пироксениты; *10* – пироксениты; *11* – перидотиты; *12* – монтичеллитолиты; *13* – изограды (*а* – перовскита, *б* – сфена); *14* – роговики (*а* – мелкозернистые пироксеновые, *б* – бластопорфировые пироксеновые); *15* – биотитизированные меланефелиниты; *16* – инъекционные мелилитолит-ультрамафиты, скарнированные и рекристаллизованные породы контактовой зоны мелилитолитовых тел; *17* – геологические границы; *18* – предполагаемые разрывные нарушения; *19* – фациальные переходы

тинизации, интенсивность которой резко увеличивается в породах центральной части массива. При петрографических исследованиях установлено развитие двух генераций хризотила и серпентин-хлоритового агрегата, сопровождаемое выделением тонкодисперсного магнетита. На границе с дайками щелочных микросиенитов отмечается обильная флогопитизация ультрамафитов.

Среди пород семейства мелилитолитов установлены собственно мелилитолиты, оливиновые мелилитолиты, кугдиты, пироксеновые кугдиты и ункомпагриты. Их выделение определяется количественным соотношением оливина, клинопироксена и мелилита (рис. 2). Наиболее широко распространены кугдиты, составляющие до 70% мелилитолитовых тел. В качестве второстепенных и акцессорных минералов постоянно присутствуют монтичеллит, титано-магнетит и перовскит. Оливин и перовскит обладают отчетливым идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Монтичеллит является наиболее поздним образованием, формируя реакционные каймы вокруг оливина и рудных минералов.

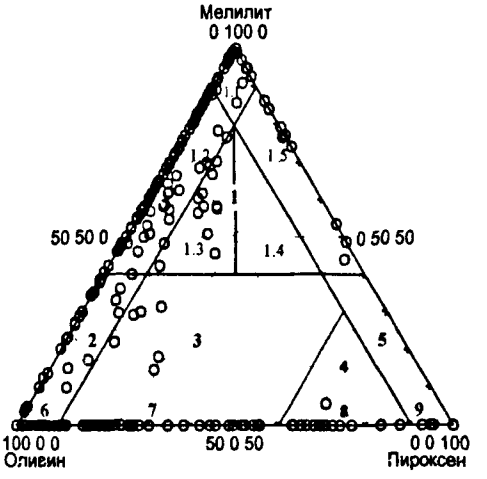


Рис. 2. Классификационная минералогическая диаграмма пород Крестовской интрузии (n = 348).

Поля распространения пород семейства: *1* – мелилитолитов (*1.1* – мелилитолиты, *1.2* – кугдиты, *1.3* – пироксеновые кугдиты, *1.4* – оливиновые ункомпагриты, *1.5* – ункомпагриты); *2* – мелилитсодержащие оливиниты; *3* – мелилитсодержащие верлиты; *4* – мелилитсодержащие оливиновые пироксениты; *5* – мелилитсодержащие пироксениты; *6* – оливиниты; *7* – верлиты; *8* – оливиновые пироксениты; *9* – пироксениты

По размеру зерен породообразующие минералы отчетливо разделяются на две группы. Первая группа характеризуется обычно небольшими (от первых долей до 2 мм) размерами зерен. К ней относятся оливин, перовскит, клинопироксен, монтичеллит и ранняя генерация титано-магнетита. Вторая группа включает мелилит и позднюю генерацию титано-магнетита, имеющих более крупные (до 15–20 мм) выделения. Особенности внутреннего строения данных пород предполагают определенную сегрегацию минералов как на ранней (оливин), так и на поздней стадии кристаллизации. При этом существенную роль могли играть процессы ликвации остаточных расплавов-растворов и флюидно-магматическая дифференциация. На позднемагматическом и постмагматическом этапах проявились автореакционные изменения мелилитовых пород. Гидротермально-скарновый парагенезис (монтичеллит, диопсид, везувиан, гранат) отражают относительно высокотемпературные преобразования. Низкотемпературные ассоциации обусловлены вторичными замещениями мелилита агрегатом цеболлита, хуанита и сульфидов.

Монтичеллитолиты, занимающие особое место, могут рассматриваться, с одной стороны, как специфические дифференциаты мелилитового расплава, а с другой – как гибридные образования, возникшие при глубокой переработке ультрамафитов. Их микроструктура и состав подобны кугдитам. Но в роли мелилита выступает монтичеллит.

Наиболее широкий спектр петрографических разновидностей установлен для жильных (субвулканических) образований. Среди них выделены щелочные пикриты, афировые и пойкилоофитовые трахидолериты, трахибазальты, умеренно-щелочные плагиоклазовые порфириты, щелочные микросиениты, кальцитовые карбонатиты, мелилитовые и нефелиновые лампрофиры. По особенностям микроструктуры и минерального состава они разделяются на две группы. Первая группа объединяет типичные дайковые породы, характеризующиеся мелкозернистыми до микрозернистых, и часто порфировыми, структурами. Вторая группа представлена жильными диасхистовыми производными интрузивного комплекса. Эти породы отличаются специфическим минеральным составом и представлены карбонатитами, мелилитовыми и нефелиновыми лампрофирами. Петрографически они соответствуют наиболее поздним дифференциатам щелочно-ультраосновной магмы, которые могли выполнить трещины на заключительном этапе становления массива.

Анализ петрохимических и геохимических особенностей выделенных петрографических разновидностей подтверждает их микроскопическую диагностику. По вариациям основных петрохимических параметров выделены четыре главные группы: 1) салическая (умеренно-щелочные плагиоклазовые порфириты, щелочные сиениты и граносиениты); 2) мафическая (базальтоиды, нефелиниты и меланефелиниты); 3) кальциевая ультрамафическая (мелилитолиты и клинопироксениты); 4) магниевая ультрамафическая (оливиниты, верлиты и мелилитсодержащие оливиниты). Петрохимическая специализация пород соответствует образованиям калиево-натриевой щелочной (мелилитолиты и нефелиниты) и калиево-натриевой субщелочной (трахидолериты и щелочные сиенитоиды) сериям. Вариации состава мелилитолитов и нефелинитов обусловлены фракционированием оливина и клинопироксена; для трахибазальтов и щелочных сиенитоидов предполагается сегрегация полевых шпатов. Породы собственно ультрамафи-

тового комплекса (оливиниты, верлиты и клинопироксениты) характеризуются особой петрохимической специализацией и могут рассматриваться либо в качестве ранних дифференциатов щелочной серии, либо в качестве самостоятельной магматической серии.

Распределение пород в разрезах скважин выявляет макроритмичное строение полосчатого ультрамафитового и мелилитолитового комплексов. При этом нижние части макроритмов обогащены оливином как наиболее ранней кристаллизующейся фазой. Это позволяет относить Крестовский массив к расслоенным ультрамафит-мафитовым интрузиям и предполагать кристаллизационную дифференциацию при его формировании. Локальное распределение инъекционных мелилитолитов осложняет выявленную ритмичность.

Исследование включений в породообразующих минералах мелилит- и монтичеллитсодержащих пород позволило оценить термодинамические рубежи кристаллизационной эволюции мелилитовой магмы. Полученные температуры гомогенизации включений подтверждают магматическую природу мелилитовых пород. Оценка состава, наиболее близкого к исходной магме, получена по включениям в перовските и соответствует резко ненасыщенному кремнеземом высококальциевому богатому щелочами ультраосновному расплаву, который очень близок мелилитовым породам комплексов Гули, Олдоньо-Ленгаи и Гардинер.

Термобарогеохимические исследования подтвердили вероятность ликвационных явлений в мелилитовой магме на ранних стадиях кристаллизации при температурах 1200–1250°С. Расслоение исходного расплава предполагает силикатно-карбонатную несмесимость и подтверждает возможность образования карбонатитов в пределах массива.

В процессе консолидации мелилititового расплава установлены существенные вариации фугитивности кислорода, обеспечивающие близко одновременное образование сульфидов и оксидов железа. Инфильтрация отделившихся силикатно-солевых флюид-расплавов сквозь вмещающий мелилитолитовый и ультрамафитовый субстраты способствовала интенсивному автометасоматическому преобразованию пород, которое протекало при высоких температурах (около 1000?С) на грани между собственно магматическими и постмагматическими этапами породообразования.

Термическая эволюция остаточных флюидов сопровождалась увеличением роли H_2O и обеспечивала преобладающее развитие процессов гидратации на заключительном этапе автометасоматоза. Высокая насыщенность летучими компонентами исходно глубинной мантийной магмы и длительный процесс становления петрографически неоднородного комплекса в широком диапазоне температур способствовали неоднократному осаждению, накоплению и переотложению благородных металлов в изученном объекте.

Анализ вещественного состава пород Крестовского вулкано-плутона позволяет рассматривать его как весьма неоднородную магматическую систему. В формировании массива принимали участие продукты нескольких петрографических серий. Специфика тектонической позиции Крестовской интрузии обусловливает подобное разнообразие и отражает процесс длительной эволюции трансконтинентального магмоподводящего канала. Это предполагает высокую продуктивность массива на широкий спектр полезных ископаемых, прежде всего – на золото и элементы платиновой группы. При комплексном использовании руд возможно извлечение редких земель (церия, лантана, самария), титана и железа.

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Л.П. Рихванов
Томский политехнический университет, г. Томск

Выполненный нами (Рихванов, 1999) анализ положения интрузивных комплексов в координатах U-Th, формирующихся на том или ином этапе геотектонического развития региона (рис. 1) показывает, что, несмотря на взаимные перекрытия радиогеохимических показателей, характеризующих тот или иной интрузивный комплекс, устанавливаются обобщённые групповые параметры геологических образований того или иного возраста (табл. 1). Особенно отчётливо это просматривается при анализе радиогеохимических трендов разновозрастных интрузивных комплексов (рис. 2).

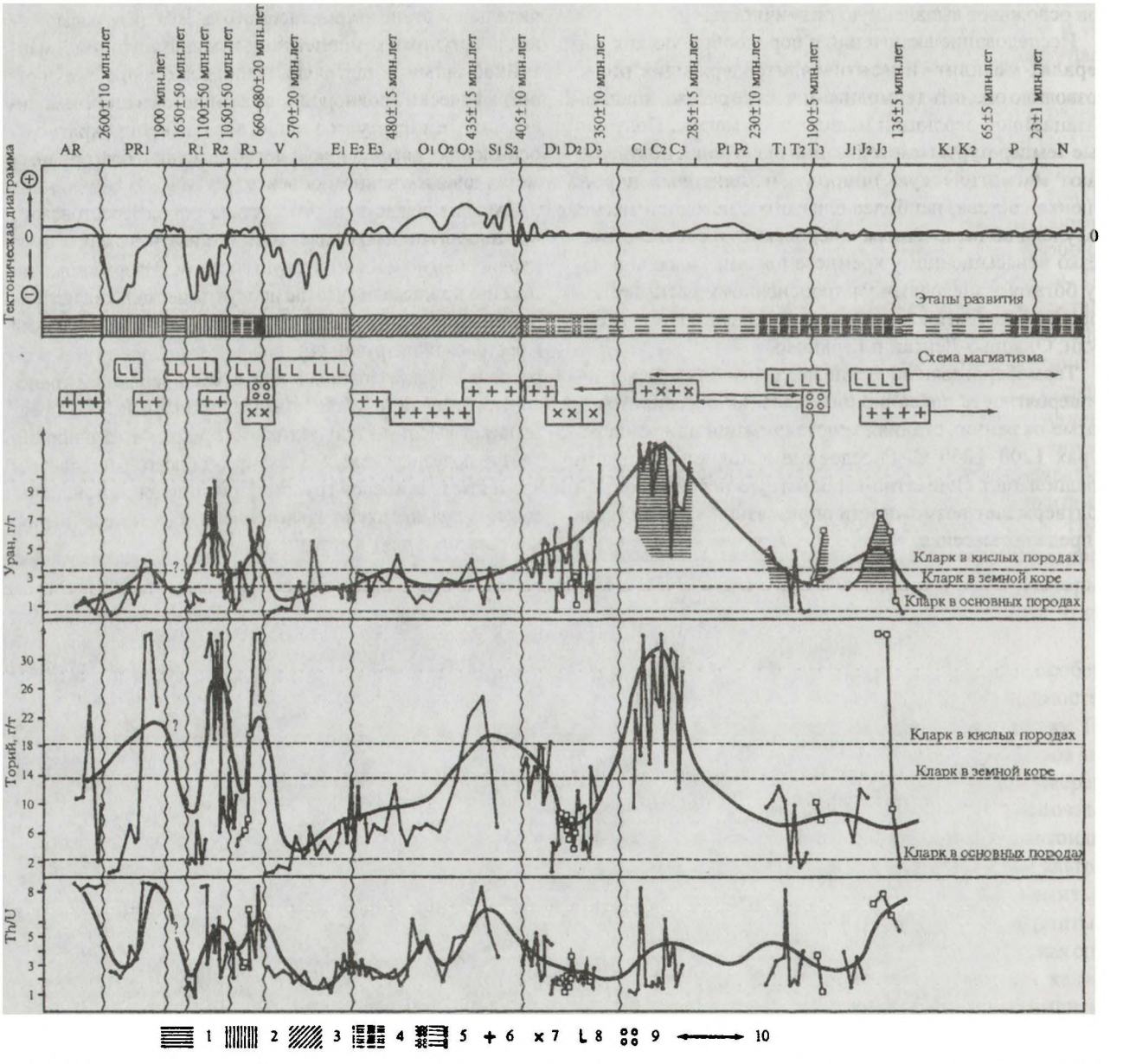


Рис. 1. Радиогеохимические особенности интрузивных комплексов, скоррелированных с тектоно-магматической историей развития АССО: *1÷5* – этапы развития: *1* – платформенный и квазиплатформенный; *2* – геосинклинальный (без разделения на стадии); *3* – средняя и поздняя стадии развития; *4* – подвижная платформа с периодами тектоно-магматической активации; *5* – сводово-глыбовый; *6÷9* – Магматизм: *6* – гранитоидный; *7* – щелочной фельдшпатоидный; *8* – базит-ультрабазитовый; *9* – карбонатитовый; *10* – возрастной интервал магматизма по данным абсолютного датирования

Таблица 1

Обобщенная радиогеохимическая характеристика интрузивных образований АССО

Породная группа и её положение в истории геотектонического развития области	Содержание, г/т		Th/U	Корреляция U-Th
	Уран	Торий		
Гранитоиды протоплатформенного этапа развития >> 2600 млн. лет (6)	1,1±0,4 / 51	11,5±6,0 / 65	10,5	0,33
Базиты-ультрабазиты протогеосинклинального этапа развития 2600 – 1900 млн лет (8)	0,4±0,2 / 81	1,0±0,7 / 96	2,5	0,47
Гранитоиды протогеосинклинального этапа развития 2600 – 1990 млн. лет (17)	2,2±0,5 / 49	19,3±10,5 / 115	8,7	0,73
Базиты ранних стадий развития байкильской складчатости 1650 – 900 млн. лет (13)	1,4±0,5 / 26	4,3±1,7 / 74	3,1	0,32
Гранитоиды поздней стадии развития байкильской складчатости 1650 – 900 млн. лет (34)	4,1±1,2 / 88	18,1±5,7 / 94	4,4	0,51
Гранитоиды этапа досалаиро-каледонской активизации 900 – 700 млн. лет (20) .	3,6±1,0 / 62	20,4±6,2 / 69	5,7	0,28
Среднее по интрузивным образованиям досалаиро-каледонского этапа развития АССО (98)	2,8±0,5 / 96	15,1±3,2 / 108	5,4	0,50
Базиты-ультрабазиты ранней стадии развития салаиро-каледонской складчатости (5)	0,2±0,1 / 80	0,6±0,3 / 87	3,0	0,34
Базиты-диориты ранней стадии развития салаиро-каледонской складчатости (10)	1,8±0,7 / 83	3,7±1,7 / 93	2,1	0,50
Диориты, плагиограниты, граниты, сиениты поздней стадии развития салаиро-каледонской складчатости (68)	2,6±0,4 / 57	10,2±1,7 / 69	3,9	0,28
Среднее по интрузивным образованиям салаиро-каледонского этапа образования (84)	2,4±0,3 / 62	8,9±1,5 / 78	3,7	0,34
Габбро, габбро-сиениты сводово-глыбового этапа развития (38)	2,8±0,6 / 65	7,7±2,0 / 75	2,8	0.14
Граниты, граносиениты, сиениты сводово-глыбового этапа развития (48)	4,4±1,0 / 81	16,9±2,9 / 61	3,8	0,43
Габбро, габбро-диориты, плагиопорфиры, диабазовые и диоритовые порфириты, дайки (28)	3,6±1,0 / 76	11,4±3,8 / 89	3,2	0,85
Среднее по интрузивным образованиям сводово-глыбового этапа развития (108)	3,7±0,6 / 80	12,7±1,9 / 78	3,4	0,54
Гранитоиды этапа активации PZ_3-MZ (46)	9,5±2,6 / 94	32±9,8 / 106	3,4	0,56
Базиты этапа активации PZ_3-MZ, без пород Минусинского обрамления и лампрофиров Горного Алтая (43)	2,8±0,7 / 80	8,6±1,6 / 62	3,1	0,42
Базиты-ультрабазиты субщелочного-щелочного состава Минусинского прогиба (36)	3,8±0,8 / 67	10,8±1,8 / 51	2,8	0,84
Базиты этапа активизации, включая лампрофиры Горного Алтая	3,0±0,7 / 81	10,8±3,5 / 108	3,6	0,52
Среднее по интрузивным породам этапа активизации (125)	5,6±1,1 / 116	18,6±4,2 / 129	3,3	0,66
Среднее по всем интрузивным комплексам АССО (420)	3,8±0,4 / 113	14,3±1,6 / 118	3,8	0,62

Примечание: в числителе – среднее значение и доверительный интервал оценки среднего; в знаменателе – коэффициент вариации; в скобках – указано количество массивов, охарактеризованных десятью и более анализами.

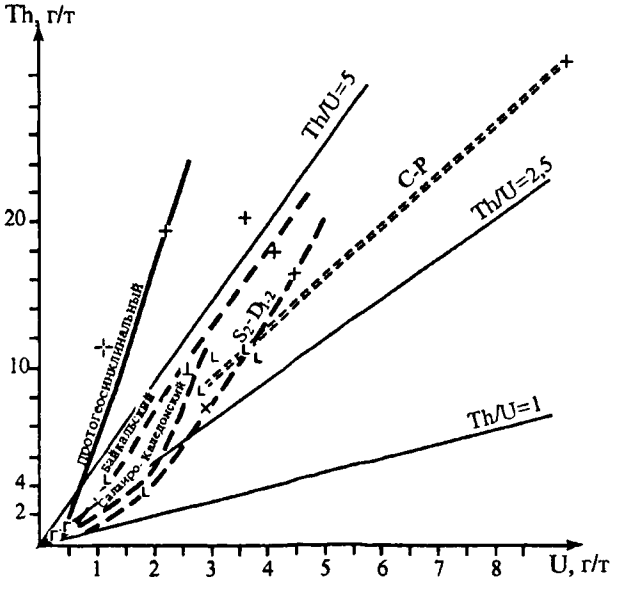


Рис. 2. Радиогеохимические треиды интрузивных комплексов различных этапов геотектолического развития АССО:

-⊹- - гранитоиды протоплатформы (чарнокиты);
г - ультрабазиты;
ι - базиты;
⊥ - диориты, платиограниты, граниты;
+ - граниты, граносиениты, сиениты;
× - сиениты.

Так, гранитоиды протогеосинклинального этапа развития характеризуются минимальным накоплением урана и максимальным торий-урановым отношением. В досалаиро-каледонских гранитоидах наблюдается устойчивое накопление урана от наиболее древних к молодым при общей тенденции к снижению торий-уранового отношения от 10,5 до 4,4.

Салаиро-каледонские гранитоидные образования характеризуются, по сравнению с древними, более низкими содержаниями тория и содержанием урана на уровне, соответствующем гранитоидам протогеосинклинального этапа развития.

Радиогеохимический тренд пород этапа сводово-глыбового развития находится ещё ниже по величине торий-уранового отношения. Гранитоиды этого этапа развития по своим параметрам близки к аналогичным породам поздней стадии развития байкальской складчатости, хотя торий-урановое отношение в верхнесилур-девонских гранитоидах ниже (3, 4).

Анализ изменений радиогеохимических характеристик интрузивных пород, скоррелированных с тектономагматических историей развития области (рис. 1) показывает, что радиогеохимические специализированные на уран и торий породы формируются на этапах тектоно-магматической активизации, что соответствует данным и по другим районам мира (Hennesy, 1981; Bonin, 1988 и др.).

Установленные тенденции в изменении радиогеохимических свойств использованы нами для корреляции интрузивных пород между собой, объединения их в отдельные комплексы и оценки их потенциальной рудоносности по радиогеохимическим данным. Для этих целей нами совместно с В.Е. Номоконовым (ТПИ), С.А. Некипелой, В.Л. Некипелым (ПГО «Запсибгеология»), П.В. Осиповым, О.М. Гринёвым, Н.А. Макаренко (ТГУ) одновременно по одной методике отбора были опробованы массивы интрузивных пород на восточном склоне и в северной части Кузнецкого Алатау. При этом изучались все петротипы известных комплексов. Подготовка проб и их анализ проводились одновременно по одним и тем же методикам.

Положение изученных типовых интрузивных массивов с объединением их в комплексы на уран-ториевых диаграммах показаны на рисунках 3, 4. Анализ полученных диаграмм показывает, что интрузии, формирующиеся на этапе становления салаиро-каледонской геосинклинали, образуют непрерывный гомодромный ряд от ультрабазитов-базитов до гранитов нормальной щелочности. В этом ряду, в соответствии с ранее установленными закономерностями поведения радиоактивных элементов (Смыслов, 1974 и др.), наблюдается увеличение их концентрации с повышением кремнекислотности.

Щелочные интрузивные комплексы, формирующиеся на этапах сводово-глыбового развития и тектономагматической активизации, в данный ряд не вписываются, хотя в ряду развития от щелочных базитов к щелочным гранитоидам устанавливается та же тенденция возрастания уровня накопления радиоактивных элементов по мере возрастания кремнекислотности и щелочности.

Обращает на себя внимание и тот факт, что часть изученных массивов имеет нарушенное торий-урановое отношение значительно меньше 2,5, что свидетельствует об их метасоматической переработке. К таковым могут быть отнесены породы Безымянского, Тылинского, Александровского и других гранодиоритовых массивов, Кийского габброидного, анортозита г. Когтах и серпентиниты г. Бархатной и др. Судя по этому показателю, породы восточного склона Кузнецкого Алатау существенно менее подвержены метасоматической переработке, чем аналогичные образования Мариинской Тайги. На наш взгляд, это можно объяснить тем, что именно в Мартайгинской части Кузнецкого Алатау наиболее интенсивно проявлены щелочной магматизм рифтогенной природы. Продукты этого магматизма насыщены летучими компонентами. Со становлением их связаны процессы вторичного ощелачивания пород рамы с привносом радиоактивных и других некогерентных элементов (Макаренко и др., 1988). Процессы метасоматической переработки, контаминации и габридизма приводят к тому, что породы в различных частях одного и того же массива, например, Центральнинского, по радиогеохимическим данным существенно различаются.

По радиогеохимическим данным между собою хорошо сопоставляются Таскыльский и Изыхский габбро-

идный комплексы, которые характеризуются средневзвешенными содержаниями урана и тория соответственно: 0,4 и 0,8 г/т; Кундустуюльский и Когтахский габбро-плагиогранитный комплексы - 0,6 и 1,8 г/т (рис. 3).

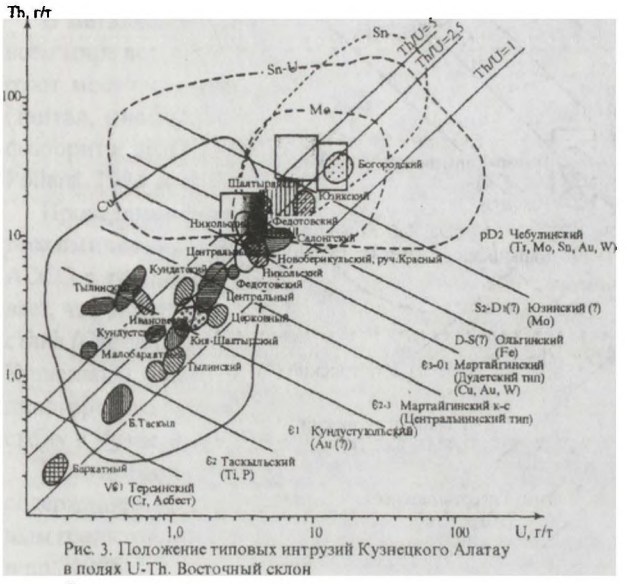


Рис. 3. Положение типовых интрузий Кузнецкого Алатау в полях U-Th. Восточный склон

- Серпентиниты
- Габбро
- Диориты
- Гранодиорит, тоналиты
- Сиениты
- Граниты
- Нефелиновые сиениты (уртиты)
- Сиено-диориты
- Среднее для региона

Поля радиогеохимических типов специализированных гранитоидов различной металлогенической специализации: по J.A. Plant et. al., 1985: Cu - медно-порфировый; Mo - молибденпорфировый; Sn-U - олово-урановый; по Stussi, 1989:
- вольфрамовый; - олово-вольфрам-бериллий-урановый;
- медно-молибден-вольфрамовый с ураном, торием, барием
- олово-вольфрам-бериллиевый с литием, цезием, танталом, ниобием;

по P.J. Pollard, 1988, А.Д. Ножкину и др., 1991: Sn - оловоносные гранитоиды мира

Интрузивный комплекс батолитов пёстрого состава, широко известный под названием Мартайгинский, имеет весьма дифференцированную радиогеохимическую природу. В его составе в северной части Кузнецкого Алатау отчётливо выделяется три типа: Центральнинский, Дудетский и Ольгинский (рис. 4).

Центральнинский тип представлен диоритами, монцодиоритами, гранодиоритами. В полях развития этого типа интрузий локализуется значительная часть гидротермальных месторождений Кузнецкого Алатау (Центральное, Берикульское, Коммунаровское и др.). Средневзвешенное содержание урана и тория соответственно составляет: 1,4 и 4 г/т, при торий-урановом отношении 2,9. На восточном склоне Кузнецкого Алатау этому типу комплекса соответствуют массивы г. Арарат, Подлунный Голец, Церковный и ряд других. Близкими по радиогеохимическим особенностям к этим породам являются габбро, габбро-диориты, объединяемые в Бюйский и, частично, в Когтахский комплексы. По-видимому, это единая серия пород, эволюционирующая от габбро до диорита, монцодиорита, гранита. На пониженные содержания урана и тория в потенциально золотоносных гранитоидах и на их близость по этим параметрам к породам основного-среднего состава указывал В.А. Злобин (1978).

Дудетский тип комплекса представлен диоритами, сиено-диоритами, гранодиоритами. Они характеризуются более повышенными кремнекислотностью и щелочностью. На восточном склоне Кузнецкого Алатау ему соответствуют Тигертышский и Улень-Туимский комплексы, которые представлены собственно Тигертышским, Аскизским, Андатским, Саралинским и другими крупными массивами. С этим типом интрузий ассоциируют месторождения золота, вольфрама, меди.

Средневзвешенное содержание урана и тория, соответственно, оценивается в 2,8 и 9 г/т, при торий-урановом отношении 3,2. Эти показатели ниже среднемировых, приводимых для гранитов (Tweedie, 1979) и соответствуют глубокоэродированному граниту Айдахо (Gosnold, 1987), а также четвёртому типу гранитоидов Британии (Hennesy, 1982).

Данная оценка среднего содержания радиоэлементов весьма близка к тоналит-гранодиорит-гранитным интрузивным комплексам перуанских Анд, Чили, Антарктики, относимых к так называемому «J» типу гранитоидов, с которыми пространственно связаны медные месторождения порфирового типа (Plant a.e., 1985).

Ольгинский тип Мартайгинского комплекса представлен диоритами, сиенодиоритами, сиенитами, адамеллитами, граносиенитами. На восточном склоне Кузнецкого Алатау ближе всего ему соответствует Карлыгановский комплекс. Типовыми представителями этого комплекса являются массивы Карлыгановский, Котурский, Колоджульский, Ольгинский и др. По мнению В.Л. Хомичёва (1957), с этим комплексом связаны промышленные месторождения меди и молибдена, а также железа.

Средневзвешенное содержание урана для данного типа пород составляет 4,0 г/т, а тория – 14 г/т, при торий-урановом отношении 3,5. По этим параметрам он соответствует третьей группе каледонских гранитов Британии (Hennesy, 1981; O'Connor, 1985), гранитоидам массива Цер в Югославии (Omaljew, 1981).

В северной части Кузнецкого Алатау, вероятно, следует выделить Юзикский комплекс, представленный сиенитами, граносиенитами и гранитами. На восточном склоне его аналогом могут быть породы Улугзасского массива, а в Горной Шории – Мустагский, Порожнинский и др. Среднее содержание урана в нём составляет 6 г/т, а тория – 22 г/т, при торий-урановом отношении 3,7. Эти гранитоиды соответствуют среднемировому граниту, который оценивается следующими содержаниями: урана – 5 г/т, тория – 21 г/т; торий-урановое отношение 4,2 (Tweedie, 1979), а также близки к слабоэродированным гранитоидам батолита Айдахо (Gosnold, 1987), а также четвёртому типу гранитоидов Британии (Hennesy, 1982).

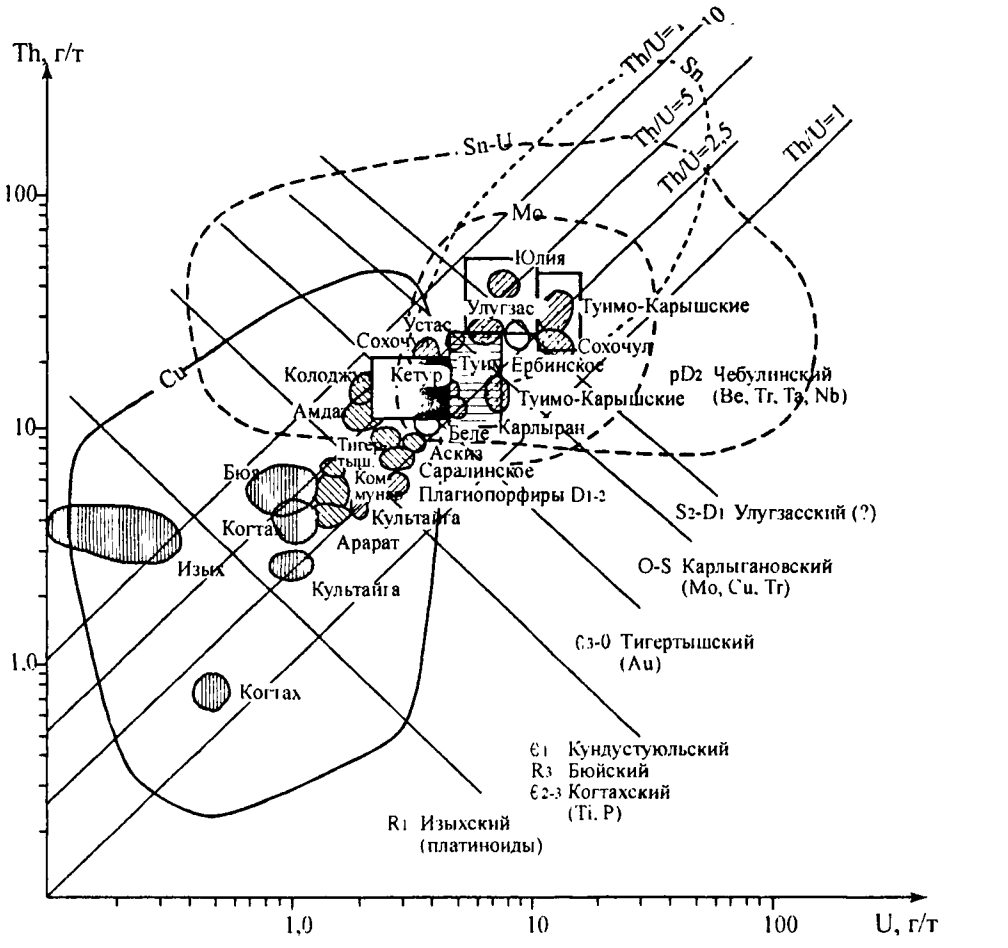


Рис. 4. Положение типовых интрузий Кузнецкого Алатау в полях U-Th. Северная часть (Мартайга)

- Габбро, габбро-пироксениты
- Диориты, тоналиты, гранодиориты
- Сиениты, сиено-диориты, граносиениты
- Граносиениты, граниты
- Ультраосновные щелочные породы
- Щелочные базиты
- Среднее для региона

Остальные условные см. на рис. 3

Уровнем накопления урана 9 г/т и тория 28 г/т характеризуются породы Чебулинского комплекса в северной части Кузнецкого Алатау. Этот комплекс необходимо выделять и на восточном склоне Кузнецкого Алатау. На наш взгляд, к нему могут быть отнесены Юлинский, Сохучульский и другие мелкие массивы, малые тела и дайки (Туимо-Карышский водораздел и др.). С ними в регионе связаны проявления тантала, бериллия, редких земель вольфрама.

Этим радиогеохимическим показателям соответствуют массивы Шишо, Буровский и ряд других более мелких массивов в Восточном Саяне. Данные массивы хорошо фиксируются АГСМ-съёмкой, начиная с масштаба 1:200 000 и крупнее.

Такого типа высокорадиоактивные гранитоиды известны во многих регионах мира. Это, как правило, щелочные и субщелочные граниты (тип А), формирующиеся на самых поздних этапах развития складчатых областей. Так, в Британии их относят к поздней несогласной группе каледонских гранитов (Hennesy, 1981), в Ирландии их формирование связано с этапом третичной активизации (O'Connor, 1985).

При этом изотопы стронция свидетельствуют о том, что природа данных образований во многих случаях мантийная (Bonin, 1988). Весьма часто к ним относят продукты автометасоматической и поздней гидротермальной переработки биотитовых субщелочных гранитов, граносиенитов и др. пород. Решение вопроса о ге-

незисе данных пород весьма затруднено, требует специального подхода к их изучению и во многих случаях происхождение таких гранитоидов, например молодых гранитоидов Нигерии, Судана и др., весьма дискуссионное (Домаренко и др., 1989).

В металлогеническом плане данные гранитоиды во всём мире весьма близки. Как правило, с ними ассоциируют месторождения литофильных редких элементов (тантал, ниобий, редкие земли, иттрий и др.), олово, флюорит и др. (Maurice a.e., 1987; Gerstember a.e., 1987; Pollard, 1988 и др.).

Проведенный нами сопоставительный анализ радиогеохимических особенностей гранитоидных пород АССО с гранитоидами Северного Казахстана показывает, что золотоносные интрузивные комплексы Казахстана (Степнякский и др.) весьма близки к таковым для Кузнецкого Алатау, а редкометальные гранитоиды Орлиногорского комплекса Казахстана близки к Чебулинскому в Кузнецком Алатау.

Золотоносные комплексы Кузнецкого Алатау по содержанию урана и тория весьма близки к аналогичным гранитоидам Урала, Колымы, Узбекистана (Злобин и др., 1978).

Для разбраковки гранитоидов различной металлогенической специализации по радиогеохимическим данным интерес представляет тройная диаграмма U-Th-K. Так, проведённая М.П. Николаенко и др. по территории Забайкалья металлогеническая типизация позволила выделить ряд полей гранитоидов, с которыми связаны те или иные типы эндогенных месторождений региона. По нашей просьбе радиогеохимические данные для ряда

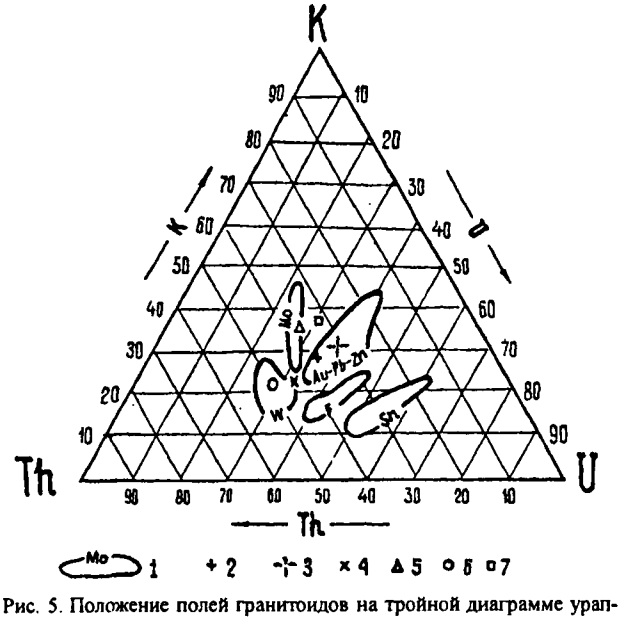


Рис. 5. Положение полей гранитоидов на тройной диаграмме уран-торий-калий: 1 – Металлогенический тип гранитоидов Забайкалья (по М.П. Николаенко, ПГО «Читагеология»), масивы гранитоидов восточного склона Кузнецкого Алатау; 2 – Улепь-Туимский; 3 – Сологонский; 4 – Аскизский; 5 – Сайгачинский; 6 – Юлинский; 7 – Котурский

гранитоидов восточного склона Кузнецкого Алатау были обработаны М.П. Николаенко по разработанной им методике. На диаграмме обособились две группы гранитоидов, одна из которых попадает в группу золотоносных, а другая – молибденоносных гранитоидов Забайкалья (рис. 5). В полях развития этих пород локализуются промышленные месторождения молибдена и золота АССО (Коммунар, Сорское).

Использование радиоактивных элементов для целей типизации и решения рудогенетических вопросов применимо не только для гранитоидных комплексов складчатых областей, но и для базитов, монцонитоидов Сибирской платформы. Так, проведённые нами работы в Норильском рудном районе показали, что по радиогеохимическим параметрам породы рудного района достаточно хорошо дифференцированы, а рудоносные массивы (Талнах и др.) имеют ярко выраженные радиогеохимические особенности. Радиоактивные элементы в изученном рудном районе отражают степень воздействия трансмагматических флюидов, признаки которых в районе зафиксированы.

Следует особо остановиться на том, что полях развития такого типа пород зачастую широко проявлены процессы метасоматоза с образованием, например, интрузивных, особенно гранитоидных кварц-альбит-микроклиновых пород гранитоподобного облика («квальмиты» по В.С. Кудрину). Выявление такого рода образований среди гранитоидных пород и решение их генезиса весьма затруднено, требует специального подхода к их изучению и во многих случаях происхождение таких пород носит весьма дискуссионно. (Ф.Н. Шахов, А.А. Беус, В.С. Кудрин, В.А. Домаренко и др.).

В качестве одного из критериев их природы (магматическая или метасоматическая) можно считать величину отношения тория к урану (Th/U).

Анализ многочисленных публикаций и обобщений, выполненный Л.В. Комлевым, А.А. Смысловым, А.С. Митропольским, А.Д. Ножкиным, В.П. Ковалевым, В.М. Гавшиным, С.Р. Тейлором, С.М. Макленаном и многими другими исследователями, свидетельствует о том, что для подавляющего числа горных пород, а также для литосферы и планеты в целом величина этого показателя колеблется от 2–3 до 5–6 (рис. 6). Отклонения в ту или иную сторону, прежде всего, свидетельствуют о проявленности процессов метаморфизма пород (метасоматоз и эпигенез рассматриваются как его частные случаи) или указывают на хемогенное или биохимическое образование пород (битуминозные и органогенные известняки, фосфориты и т.д.).

Исходя из этого положения, следует реально переоценить многие опубликованные данные по продуктам магматизма АССО, характеризующейся низкой степенью обнажённости, при которой трудно получить в достаточно большом объёме достоверную информацию о геологических процессах, в том числе магматизме и метасоматизме.

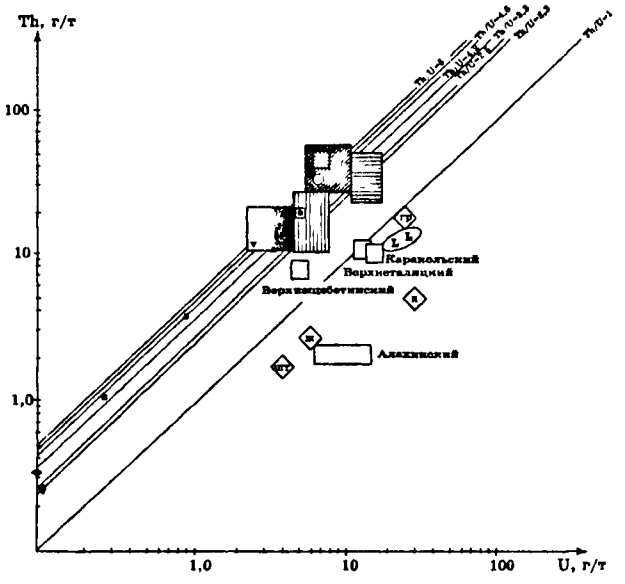


Рис. 6. Радиогеохимические особенности некоторых геологических образований Горного Алтая:

а) Калгутинское месторождение: - порфировидные граниты Калгутинского массива; - "калгутиты"; - "гранит-порфиры"; - кварцевые жилы; - околожильные грейзены; - образования "молибденового штока". б) Радиогеохимическая характеристика основных геологических образований Земли (по Тейлору, Мак Леннону, 1988): - континентальная кора; - нижняя континентальная кора; - верхняя континентальная кора; - океаническая кора; - пелагическая глина; - хондрит. в) Поля радиохимических типов специализированных гранитоидов различной металлогенической специализации (по Sturgi и др., 1969): - вольфрамовый; - олово-вольфрам-бериллий-урановый; - медно-молибден-вольфрамовый с ураном, торием, барием; - олово-вольфрам-бериллиевый с литием, цезием, танталом, ниобием. г) Гранитоиды: Верхнеталицкий - граниты Горного Алтая; - среднее по гранитоидным породам этапа активизации (по Рихванову Л.П., 1999); - среднемировые граниты (по Twedia, 1979).

Это, прежде всего, следует отнести к многочисленным разновидностям нефелинсодержащих пород. Так, в пределах Кузнецкого Алатау нами среди них были выделены разновидности магматической, метасоматической и невыясненной природы (Макаренко и др., 1988). По-видимому, следует считать метасоматически преобразованными породы Дахунурского, Кадыросского, Дугдинского и ряда других массивов, объединяемых В.Н. Довгалём и др. (1990) в особый петрогеохимический тип гранитоидов.

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы по геологическим образованиям района Калгутинского Mo-W месторождения, а также некоторым другим районам Алтая (Рихванов и др., 2001)позволяют с высокой степенью вероятности предполагать, что многие геологические образования относимые к магматическим продуктам таковыми не являются. Так, описанные в пределах месторождения своеобразные породы под названием «калгутиты», как разновидность онгонитов (Дергачев, 1988 и др.), по своим радиогеохимическим параметрам, имеющим ярко выраженную урановую природу (Th/U=0,2), а также, картируемые в пределах месторождения гранит-порфиры (Th/U=0,5), нельзя отнести к магматическим образованиям. Они, возможно, ими были (дайки или штоки), но претерпели впоследствии мощное метасоматическое преобразование и не могут быть отнесены по своему сегодняшнему состоянию к классическим магматическим породам. Близкими радиогеохимическими параметрами оцениваются геологические образования этого месторождения и Ю.В. Тикуновым (1996).

Аналогичное заключение, если исходить из имеющихся данных по уровню накопления U и Th, приводимых В.С. Кудриным и др. (1994) для так называемого Алахинского штока редкометальных сподуменовых гранитов (Th/U<1), следует сделать и по этому, безусловно, уникальному геологическому образованию. С высокой долей вероятности можно предполагать, что в данном случае проявляется мощный щелочной метасоматоз, но в условиях крайне низкой обнажённости и изученности, развитие этих процессов не обратило на себя должного внимания.

Следует заметить, что во многих опубликованных материалах по этому массиву отмечаются постепенные переходы от одной разновидности пород к другой (один из основных признаков метасоматоза).

По ряду геохимических параметров просматривается определенное сходство пород Алахинского массива с «калгутитами», и «гранит-порфирами» Калгутинского месторождения.

Всё это позволяет предполагать, что на Алтае, как и во многих других районах АССО, не акцентировалось внимание на изучение специфического щелочного метасоматоза, формирующего гранитоподобные породы с ярко выраженной редкометальной специализацией.

Прежде всего, это относится к районам Верхне-Талицкого, Каракольского, Верхне-щебитинского массивов и ряда других.

Использование радиогеохимических данных и, прежде всего, величины Th/U, получаемых с высокой точностью дистанционными аэро- и наземными методами позволяют с большой долей вероятности выявить участки и зоны проявления мощного метасоматоза.

Остается только сожалеть, что при геолого-съемочных работах на это практически не обращается внимание. В поле зрения геологов и до сих пор находятся только аномалии тех или иных элементов, в том числе урана и тория.

Литература

Дергачев В.Б. Новая разновидность онгонитов // Доклады АН СССР. 1988. Т. 302, № 1.

Довгаль В.И., Минин В.А. Петрохимические особенности щелочных гранитов различной информации формационной принадлежности // Геология и геофизика. 1990. № 4.

Домаренко В.А., Рихванов Л.П. Геохимические особенности постмагматических изменённых позднепалеозойских гранитоидов Сибири // Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1989. № 750

Злобин В.А., Пономарёва А.П. Радиоактивные элементы в гранитоидах золоторудных провинций // Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978.

Кудрин В.С., Ставрова О.Д., Шурига Т.Н. Новый сподуменовый тип танталоносных редкометальных гранитов // Петрология. 1994. Т. 24, № 1.

Макаренко Н.А. и др. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочных габброидных массивов Мариинской Тайги и критерии контроля нефелинового оруденения. Томск: ТГУ, 1988. Депонирована в ВИНИТИ 11.05.88, № 3605–388.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бобров В.А. Геохимические типы и вопросы генезиса протерозойских гранитоидов на основе данных по фракционированию лантаноидов, урана и тория // Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. Новосибирск. Наука, 1991.

Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований Алтае-Саянской складчатой области // Автореф. дис. на соиск. ученой ст. доктора геол.-мин. наук Томск, 1999.

Рихванов Л.П., Поцелуев А.А., Котегов В. И. и др. Радиоактивные элементы как индикаторы при решении геолого-генетических вопросов магмо-рудообразования (на примере Горного Алтая). // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых. Материалы Международной научно-технической конференции. Томск, 2001.

Смыслов А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1974. 229 с.

Тикунов Ю.В. Радиогеохимическая эволюция Калгутинского массива // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Томск: ТПУ, 1996.

Хомичев В.Л. Гранитоидные рудно-магматические комплексы восточного склона Кузнецкого Алатау и принципы прогнозирования штокверкового молибденового оруденения: Автореф. дис. на соискания д-ра геол.-мин. наук /ЛГИ им. Г.В. Плеханова. Л., 1985.

Bonin. Peralkaline granites in Corsica: some petrological and geochemical constraints/ Rend. Soc. ital. miner. e. petrol. 1988. 43. № 2.

Gerstenberger H. Isotope geochronological, isotope and elemental geochemical investigatione of the Sachsisches Granulitgebirge. A synopeis of the resulte"ZFI-Mitt", № 133, 353–369.

Gosnold W. D Redistribution of U and the in shallow plutonic environments. "Geophus. Res. Lett", 1987, 14, N 3. 291–294.

Hennesy J. A classification of british Caledonian granites based on uranium and thorium contents. Mineralogical Magazine, 1981. Vol. 44, № 336. P. 449–454.

Maurice Y.T., Charbonneau Brian W. U and Th concentration processes in Canadion granitoids their detection by airborne gamma ray spectrometry and their relationship to granophile mineralization // Rev. Bras. Geociens. 1987. 17, № 4. С. 644–646.

O-Connor P. J .Radioelement geochemistry of Irish Tertiaty granites. "High Heat Prod. (HHP) Granites, Hudrotherm. Circ. and Ore Genesis. Pap. Conf., Cornwall, 22-25 Sept., 1985" London, 1985, 239–249

Omaljev V Raspodela urana torijuma in kalijuma un granitoidnom masivu cera.. «Rad Geoinst. Beograd» 1981, 15, 47–70.

Plant J.A. a.e. Geochemical criteria for the recognition of high heat production granites. "High Heat Proad. (HHP) Granites. Hydrotherm. Cirs. and Oore Genesis. Pap. Conf., 1985.

Pollard J.I. Petrogenesis of tin-bearing granites of the Emuford district. Herberton tinfield, australia. "Austral. J. Earth Sci", 1988, 35, № 1, 39–57.

Stussi Jean-Marc. Roles et significations du zircon et de la thorite dans la geochimie de l-uranium et du thorium des roches volcaniques au Culm des Vosges meridionales. "Compt rend. 94 Congr. Nat. Soc. savant. Pau, 1969. Sec. Sci. T 2", Paris, 1971, 229–240.

Tweedie J.R Origin of uranium and other metal enrichments in the Helmsdale Granite, eastern Sutherland, Scotland. – Institut Mining and Metallurgy Transachay Ser. B. 1979, vol, 88. P. 145–153.

ПЕТРОЛОГИЯ РАССЛОЕННЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ: ЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ГРАНИТО-, РУДООБРАЗОВАНИИ

Р.Х. Хасанов
Институт Геологии АН РТ, г. Душанбе
Московский госуниверситет, г. Москва

Петрология магматических пород достигла больших успехов в понимании сути и масштабов дифференциации магмы. Доказаны несостоятельность образования огромных масс гранитов за счет единой базальтовой магмы, ограниченные масштабы метасоматического перерождения в гранит различных осадочных пород. Выделены и охарактеризованы главные типы гранитоидных пород, изучен их минеральный и химический состав, экспериментально исследованы отдельные физико-химические системы, моделирующие процессы их формирования.

Вместе с тем, многие проблемы физико-химической петрологии гранитоидного магматизма, процессы, протекающие в магматической камере, главным образом механизм дифференциации магмы, место и роль ее в процессах породо-, рудообразования, а также роль самой камеры в ходе формирования собственно гранитоидных плутонов и эволюции магмы оставались не решенными до последнего времени.

Исследования в условиях сильной расчлененности рельефа и великолепной обнаженности Памира, где непосредственному наблюдению доступны все детали геологического строения гранитоидных плутонов от остроугольных вершин, покоящихся в абсолютной тиши царства вечных ледников Времени и музыкально прозрачной голубизны бесконечного космического Пространства, до значительных врезов пород основания, обнажающихся у голубых озер, бурных горных рек, пышной растительности, обилия Солнца, Воздуха и Воды, со всеми своими внутренними и внешними противоречиями властствующей кипучей Жизни, призваны восполнить этот пробел.

Основные черты магматизма Памира

Памир – крупнейший структурный узел Высокой Азии, расположенный на сопряжении различных орогенических поясов Земли: Карокорумского, Гиндукушского, Кунь-Луньского. Он входит также в состав Средиземноморского пояса и расположен в зоне его максимального сужения, а также развития меридиональных разломов, фиксируемых за пределами Памира валом Индийского океана, траппами Декана, Пенджабским клином Индийской платформы.

Он также представляет собой уникальный регион устойчивого воздымания земной коры, сопровождающегося увеличением ее мощности в связи с глубинной дебазификацией, непосредственным отражением, которой является развитие в складчатые толщи Памира огромных масс орогенных гранитоидных плутонических и вулкано-плутонических комплексов. Все это позволяет говорить об эпикратонном характере подвижных структур региона (Месхи, Хасанов, 1979).

На территории Памира выделяются две складчатые системы: герцинская система Северного Памира, с главными фазами складчатости в позднепермско-триасовое время и киммерийская система Южного Памира с главными фазами в ранне- и позднекиммерийское время. Так как объектами исследования явились гранитоидные плутоны, расположенные на Южном Памире, мы ограничимся краткой характеристикой магматических процессов этого региона (рис 1).

Магматизм складчатой системы Южного Памира (ЮП) характеризуется большим разнообразием формаций, многообразием форм проявления, пестротой вещественного состава и широким возрастным диапазоном от докембрия до неогена. Такая пестрота объясняется нагроможденностью рядом гетерогенных, сменяющих друг друга по латерали с севера на юг складчатых зон – Центрального (ЦП), Рушанско-Пшартского (РПП), Юго-Восточного (ЮВП) и Юго-Западного Памира (ЮЗП), а также выступами докембрийского кристаллического фундамента. Каждая из этих структур переживала свою автономную историю развития, имея общие характерные для региона черты, в то же время отличается временем заложения и завершения складчатости.

Магматические проявления в складчатой системе Южного Памира четко подразделяются на три группы. Первые из них тесно связаны с формированием докембрийских метаморфических серий и в своем распространении не выходят за их пределы. Ко второй группе отнесены преимущественно гранитоидные образования мезозойско-кайнозойского возраста, формирование которых связывается с процессами тектономагматической активизации и складкообразовательными движениями осадочного чехла и, они широко распространены по всей территории складчатой системы Южного Памира. Характеристика этой группы гранитоидов приводится под углом зрения латеральной зональности однотипных формаций. Третья группа представлена трубками взрыва и внезональными дайками щелочных базальтоидов глубинного (мантийного) происхождения.

В пределах докембрийского выступа ЮЗП выделяется две эпохи гранитоидного магматизма, которые не выходят своим размещением за пределы распространения пород метаморфического комплекса. К первым, наи-

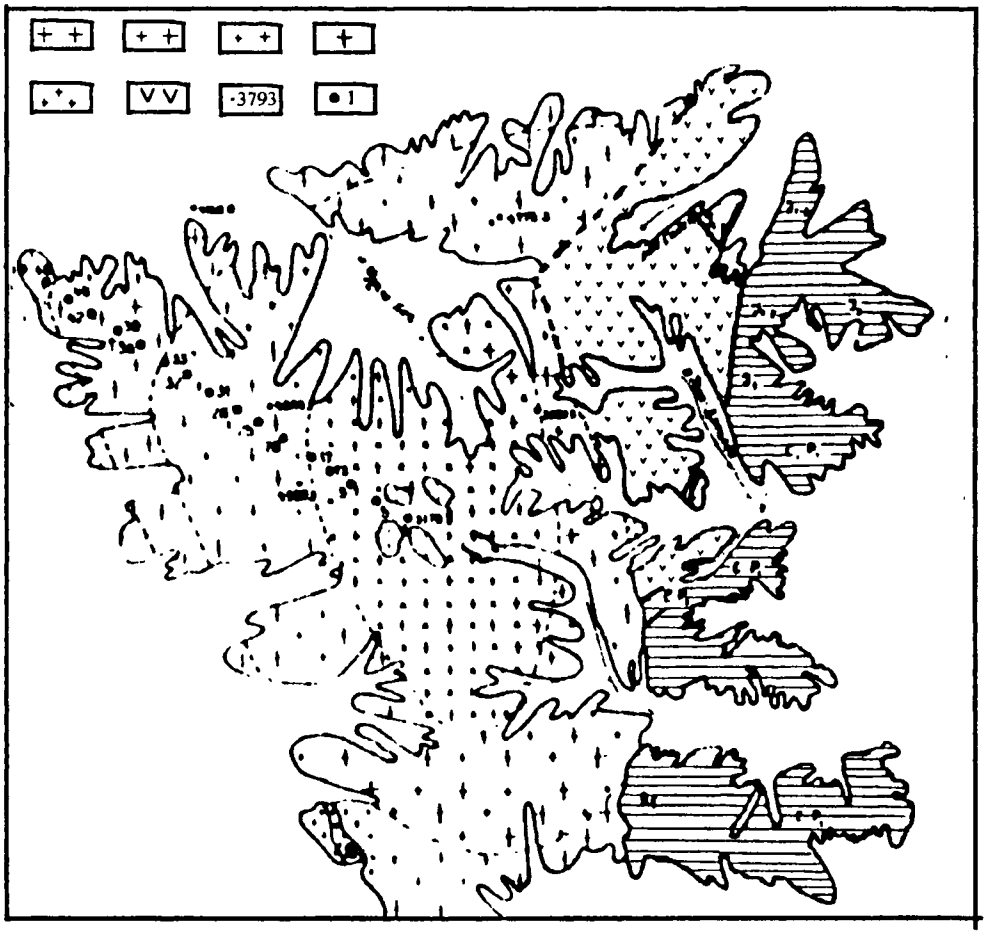


Рис. 1. Схема геологического строения Сохчарвского гранитоидного плутона (Южный Памир). Условные обозначения. *1* – крупнозернистые, равномернозернистые граниты глубинной фации; *2* – крупнозернистые, слабопорфировидные граниты центральной фации; *3* – крупно- среднезернистые, резкопорфировидные граниты апикальной фации; *4* – кварц полевошпатовые и биотитовые породы пегматоидной фации; *5* – мелко-среднезернистые граниты, аплиты, дополнительные интрузии; *6* – абсолютные высотные отметки; *7* – точки опробования

более ранним магматическим образованиям Памира отнесены разнообразные мигматиты и мелкие тела гранитов от гранулитовой до амфиболитовой фации зугвандского комплекса. Ко вторым – породы чарнокитовой формации романитского комплекса.

Выделяются еще амфиболиты, двупироксеновые сланцы, пикриты, диабазы, перидотиты даршайского базит-гипербазитового комплекса, образующие небольшие согласные линзы и пластовые залежи в метаморфических породах хорогского ортокомплекса пространственно тяготеющих к телам гранитов зугвандского и чарнокитоидам романитского комплексов, в связи с чем они рассматриваются нами в их составе. Все эти гранитоиды распространены рядом с зоной даршайского, так называемого глубинного разлома, к которому, как показывают наши исследования, ни один из них никакого отношения не имеет. Разлом не несет никаких следов продвижения по нему флюидо-магматических расплавов.

Возраст указанных гранитов принимается по геологическому положению их в докембрийском субстрате; он определен в 2,7 млрд лет. Для чарнокитовой формации устанавливается докембрийский возраст с цифрами 1,7–1,9 млрд лет. Однако имеются из того же чарнокитового комплекса определения Б.Я. Хоревой и др. (1971), которые дают цифры 179±9 млн лет. Данные показывают 15–17 млн лет.

Следующей докембрийской структурной единицей региона, к которой тяготеют большинство гранитоидных тел третьей эпохи гранитоидного магматизма, представленной мигматит-гранитовыми образованиями зорбурюлюкского комплекса является Музкол-Рангкульский антиклинорий, сложенный породами зонального метаморфического комплекса (Володин и др., 1974).

Сюда же отнесены пластовые тела гнейсогранитов, поля мигматитов и пегматитов. Кроме того, в пространственной ассоциации с ними отмечены излияния основных и средних эффузивов и многочисленные мелкие тела лерцолитов, оливиновых пироксенитов, габбро, габбродиабазов, амфиболитов, а также нефелиновых амфиболитов и скаполит-амфиболитовые метаморфические породы, представленные дунит-пироксенит-габбровой формацией кукуртсуксого комплекса. Докемб-

рийский возраст устанавливается на основании залегания их массивов исключительно в метаморфических породах докембрия. Для мигматит-гранитов, помимо того, радиологическими методами определяется возраст 700–750 млн лет на правом борту р. Зорбурюлюк, а из левого борта этой же речки уже показывают 20, 31, 53 млн лет, по радиологическим данным.

В целом для докембрийских выступов Южного Памира установлены три эпохи гранитоидного магматизма, возраст которых в двух случаях меняется от докембрия до палеоген-неогена, что дает основание предполагать о длительном формировании этих однотипных гранитоидных формаций.

При изучении латеральных и вертикальных рядов однотипных формаций выявлялись общие закономерности изменения, как в пределах каждой складчатой зоны в отдельности, так и поперек складчатой системы ЮП.

Латеральный ряд формации двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов отмечен по направлению с севера на юг. Наиболее древние из них триас-юрские – джизевский, хиджисский, балгынский гранитоидные комплексы контролируются кулисообразно сменяющимися в широтном направлении складчатыми структурами Рушанско-Пшартской складчатой зоны. Для массивов характерны, в целом, узкие в поперечниках и вытянутые вдоль широтных осей складчатых структур клинообразные формы тел. Юрско-раннемеловые – башгумбезский, базардаринский, акджарский комплексы приурочены к активизированным в период киммерийско-альпийской складчатости фанерозойским отложениям Юго-Восточного Памира. Массивы образуют цепочки гранитоидных тел, простирающиеся в диагональном направлении по отношению к широтным структурам складчатой зоны.

Наиболее молодые палеоген-неогеновые памирско-шугнанские двуслюдяные граниты распространены среди метаморфической серии докембрийского выступа ЮЗП. Здесь они представлены уже от гигантского размера (более 1000 км²) лакколитов до первых сотен метров квадратных мигма-, мигматит- и диапир-плутонами. Пластообразные тела плутонов «мощностью» от 0,5 до 2,0 км занимают межформационные положения. Массивы комплекса распространены в основном между шахдаринской и аличурской сериями глубоко метаморфизованных архейских (?) образований, выполняя ядерные части гранито-гнейсовых структур.

В гранит-гранодиоритовой однотипной формации также наблюдается меридиональный латеральный ряд, однако, с юга на север. Наиболее древний из них верхнеюрский Койтезекский гранодиоритовый лакколит расположен в ядре синклинальной структуры, образованной докембрийской метаморфической толщей ЮЗП. В пределах складчатой зоны ЮВП рассматриваемая однотипная формация объединяет позднеюрско-нижнемеловые образования аличурского, рушанского, акджилгинского, базаррыкского, сереташского, беикского комплексов, включающих в целом более 60 массивов. Они здесь представлены крупнейшими (600–700 км²) телами и последовательно занимают все более низкое положение с запада на восток вместе с общим погружением в том же направлении осадочно-метаморфических пород.

Установлены разноглубинные условия формирования гранитоидных плутонов (Хасанов, 1974). Глубина формирования апикальных частей гранитоидных плутонов западной половины региона составляет 2500–3000 м, а плутонов восточной половины – 1700 м (Джаманшуринский плутон, Тешикташский и Беикский экструзивные купола, Аксуйский вулканоплутонический массив и т.д.). Наиболее высокозалегающие из них (Джаманшуринский плутон) прорывают верхнеюрские отложения и изливаются на поверхность, образуя эффузивные потоки, а более глубоко залегающие (Койтезекский, Лянгарский) своими основаниями расположены в толще метаморфических пород протерозоя, а эффузивными апикальными частями едва достигают уровней нижнеюрских отложений. Наиболее молодые палеогеновые образования этой формации в пределах складчатых зон Центрального и Рушанско-Пшартского Памира представлены ванч-язгулемским и хуфским гранитоидными комплексами. Массивы формации представлены здесь сравнительно небольшими (до 200 км²) гранитоидными телами, обнажающимися среди отложений докембрийского и палеозойского возрастов. Большинство из них, заполняя ядра антиклинальных, синклинальных, брахиклинальных структур, имеют форму клино-, штоко-, куполообразных и изометричных тел.

Латеральный и вертикальный ряды андезит-монцонит-граносиенитовой формации вулканоплутонической ассоциации объединяет кызылрабатский андезит-монцонит-латитовый, джембайджилгинский субвулканический гранит-граносиенитовый, бахмалджилгинский трахириолит-трахиандезитовый, бартангский андезит-граносиенит-латитовый комплексы и прослеживается параллельно гранит-гранодиоритовой формации с юга на север. Наиболее древний из них верхнеюрско-нижнемеловой – Аксуйский вулканоплутонический массив расположен на крайнем юго-востоке ЮВП. Позднемеловой-палеогеновый кырский и джембайджилгинский комплексы расположены в центральной части этой зоны, а бартангские палеогеновые вулканогенные образования распространены уже в крайней западной части складчатой зоны ЦП.

Изложенный материал позволяет говорить о сложной пространственно-временной направленности как магматических, так и связанных с ними эндогенных процессов. Пространственная направленность выражается в избирательном распределении гранитоидных плутонов однотипных формаций в возрастной последовательности от наиболее древних к наиболее молодым в последовательно сменяющихся складчатых зонах ЮП, что позволяет предполагать о миграции фронта магмообразования по латерали для двуслюдяных высокоглиноземистых гранитов с севера на юг, для гранит-гранодиоритов и вулкано-плутонической ассоциации, напротив, с юга на север. Это од-

новременно является указанием активизации раннекиммерийской складчатости с севера на юг, а позднекиммерийской, напротив, с юга на север.

Временная направленность выражается в возрастной последовательности смены гранитоидов однотипной формации одной и той же эпохи гранитообразования по вертикали в земной коре региона. Наиболее глубоко расположенные массивы двуслюдяных гранитов занимают стратиграфическое или межформационное положение между ваханской и аличурскими сериями Юго-Западного Памира, а наиболее высокорасположенные массивы этой формации – пермь-триасовые отложения, а гранит-гранодиоритовая и андезит-монцонит-граносиенитовая занимают верхнеюрско-меловое межформационное положение. В целом каждая однотипная формация, кроме двух последних, занимают практически одни и те же стратиграфические или межформационные положения, что свидетельствует о развитии одних и тех же петрологических процессов в универсальной взаимосвязи времени и пространства.

Пространственно-временная направленность однотипных формаций, синхронность и однонаправленность изменений петрологических особенностей, непосредственно наблюдаемые переходы эффузивных в экструзивные, а затем в плутонические и наоборот – плутонических к эффузивным потокам позволяет говорить о каждой однотипной формации с их эффузивными аналогами как о единой эпохе гранитообразования.

В связи с этим в истории становления земной коры Южного Памира представилась возможность выделить пять эпох корового гранитоидного и две эпохи глубинного (мантийного) магматизма. К эпохам гранитоидного магматизма отнесены: 1 – гранито-гнейсы, аплитовидные граниты зугвандского; 2 – гранитоиды даршайского, чарнокитоиды романитского комплексов докембрийского выступа Юго-Западного Памира; 3 – гранито-гнейсы зорбурюлюкского комплекса докембрийского выступа Музкол-Рангкульского блока; 4 – киммерийские двуслюдяные высокоглиноземистые граниты; 5 – гранит-гранодиоритовые и андезит-монцонит-граносиентовые комплексы. Эпохи глубинного магматизма знаменуют собой: 1 – трубки взрыва, 2 – внезональные дайки щелочных базальтоидов дункельдыкского комплекса.

При изучении отдельных массивов по вертикали методы исследования поставлены так, чтобы выяснить условия становления, размещения гранитоидных плутонов, особенностей механизмов дифференциации расплава на разных уровнях в магматической камере, установить характер распределения породообразующих оксидов и летучих компонентов по вертикали и дать качественную и количественную оценку петрологическим процессам, проявившимся в ходе становления гранитоидного тела.

С этой целью вертикальные разрезы составлены по четырем сложенными двуслюдяными гранитами, четырем – гранит-гранодиоритами плутонам и одному вулкано-плутоническому массиву.

Особенности вертикальной зональности и ритмичной расслоенности для всех гранитоидных плутонов демонстрируются прежде всего графикой распределения главных породообразующих оксидов по вертикали (рис. 2), а затем несколькими сериями независимых между собой диаграмм. Каждая из этих диаграмм по своей сущности и строению, принципиально отличаясь друг от друга, выражают разные стороны прерывисто-непрерывного строения массивов, качественные и количественные свойства распределения главных породообразующих оксидов, количественно-минерального состава, петрофизических свойств и другие особенности по вертикали.

В этом отношении следует отметить особую роль вариационной графики распределения породообразующих оксидов по вертикали (см. рис. 2). Впервые скрытая форма расслоенности была установлена на этой вариационной графике, на фоне вертикальной зональности Сохчарвского плутона. Она также была использована одновременно для установления и вертикальной зональности, и ритмичной расслоенности. Вертикальная зональность выражается в направленном (без разрыва непрерывности) распределении содержаний, а ритмичная расслоенность – в дискретных (с разрывом непрерывности) вариациях преобладающей части оксидов по вертикали на одних и тех же высотных отметках с абсолютными значениями в соответствующих плутонах. Математически непрерывные свойства изображаются наглядной формой метода наименьших квадратов. Для моделирования ритмичной расслоенности использова-

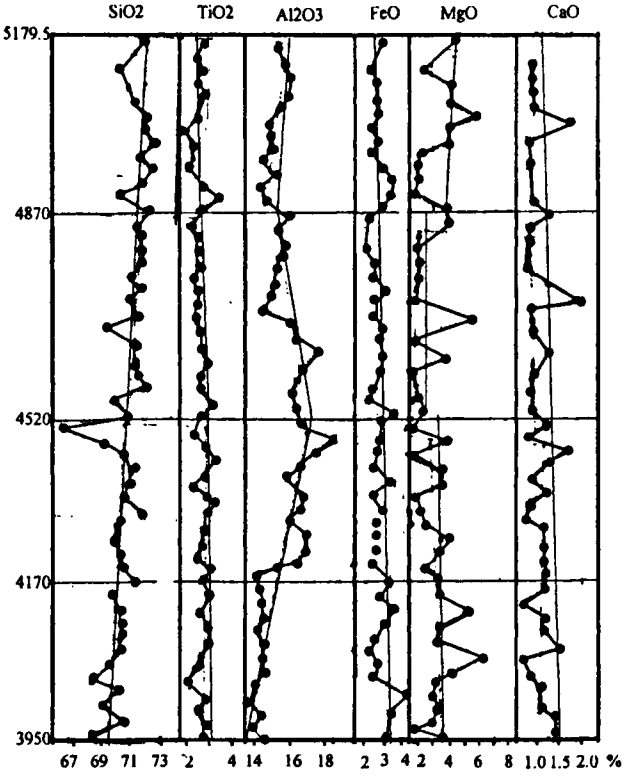


Рис. 2. Зависимость содержаний петрогенных окислов в гранитоидах от их гипсометрического уровня

на прерывисто-непрерывная структура дендрограмм кластерного анализа.

Из числа плутонов формации высокоглиноземистых двуслюдяных гранитов на предмет вертикальной зональности и ритмичной расслоенности изучены Башгумбезский, Базардаринский, Бозтеринский и Памирско-Шугнанский (Чукуркульский) гранитоидные массивы. Здесь рассматривается как прототип этой формации только Башгумбезский плутон двуслюдяных кордиеритовых гранитов.

В массиве установлено грубо зональное строение (см. рис. 1). Оно наблюдается в смене внешнего облика и структурно-текстурных особенностей пород по вертикали. В нижних частях массива наблюдаются преимущественно грубо-, крупнозернистые, равномернозернистые породы глубинной фации. Вверх по разрезу они постепенно сменяются сначала крупно-, среднезернистыми равномернозернистыми породами глубинной фации, потом среднезернистыми равномернозернистыми главной фации, а затем среднезернистыми слабопорфировидными промежуточной и еще выше – резкопорфировидными с мелко- и среднезернистой основной массой с зеленоватым оттенком плотными породами апикальной фации. Эти породы развиты участками. Они по внешнему облику напоминают экструзивный или эффузивный аналог башгумбезских гранитов. В породах апикальной фации наблюдается участками развитие пегматоидных разностей.

Характер распределения химических компонентов по вертикали демонстрируется вариационной графикой (см. рис. 2). Как явствует из этой графики на уровнях с определенными высотными отметками отмечается дискретный характер распределения одновременно большинства породообразующих оксидов. Для рассматриваемого плутона таких уровней установлено 10. Каждый из них соответствует одному ритму или гранитоидному слою. Среди них на высотных отметках 4520, 4870 м устанавливаются более резкие дискретные изменения для преобладающей части породообразующих оксидов. На этих же высотных отметках установлен прерывистый характер распределения и для других оксидов. Однако они выражены несколько слабее. Такие крупные единицы, или гранитоидные горизонты, которые состоят из нескольких сходных или близких по составу ритмов или слоев, названы ритмоплетами. Наряду с этим наблюдаются оксиды, содержания которых распределяются по вертикали без разрыва непрерывности (без дискретности). К ним чаще всего относятся оксиды Na_2O, K_2O, иногда CaO, которые характеризуют непрерывный характер распределения. По характеру изменения содержания оксидов по вертикали отмечены две группы. Содержание одних из них вверх по разрезу увеличивается, а других в том же направлении уменьшается. Эти изменения наглядно демонстрируются сплошными линиями, рассчитанными по методу наименьших квадратов. Последние подчеркивают зональное, т.е. непрерывное, строение по вертикали. Так в разрезе рассматриваемого гранитоидного плутона по данным вариационной графики устанавливается 10 ритмов, которые составляют три ритмоплета и характеризуют одновременно и зональное и ритмичнорасслоенное строение рассматриваемого плутона.

Дискретный характер распределения наиболее наглядно демонстрирует диаграмма отношений Na_2O/Al_2O_4 (рис. 3). На этой диаграмме выделяется три дискретных группы с средневзвешенными содержаниями оксидов: Al_2O_4 – 14, 15, 17%, Na_2O – 2,0, 2,5 и K_2O – 2,5, 3,5, 4,5%, в соответствии с которыми построена вариационная гистограмма, где установлена отчетливая дискретность. Последняя на ритмоколонке, куда перенесены средневзвешенные содержания оксидов, отражается выделением 6 ритмов и одного слоя.

Такие дискретные группы получены серией независимых между собой диаграмм, где с такой же отчетливостью выделяются две–три прерывистые группы. Эти дискретные группы получают математическое подтверждение в результате обработки их кластерным анализом.

Дендрограмма (рис. 4) этого метода моделирует в наглядной форме ритмичнорасслоенное строение плутона, где до петрохимического расстояния 118,90 отмечено три дискретных ритмоплета. Перенесение этих результатов на ритмоколонку показывает 8 ритмов с мощностями от 100 до 550 м и 8 слоев с мощностями по 50 м.

В массивах отмечены разная степень проявления ритмичной расслоенности и вертикальной зональности, в зависимости от которой отмечены разные типы гранитоидных плутонов. С этих позиций Башгумбезский, Базардаринский плутоны кордиеритовых гранитов отнесены к преемственной от вмещающих пород ритмичной расслоенности ярко выраженного типа. Кроме того, они с эффузивно-экструзвной апикальной частью также отнесены к вулканоплутоническим массивам. Базардаринский отмечен как массив с обратной зональностью.

Типы вертикальной зональности и ритмичной расслоенности плутонов гранит-гранодиоритовой формации рассмотрены на примере Сохчарвского, Лянгарского, Джаманшуринского и Койтезекского плутонов.

Среди пород главной фазы Сохчарвского гранит-гранодиоритового плутона выделены: а) крупнозернистые

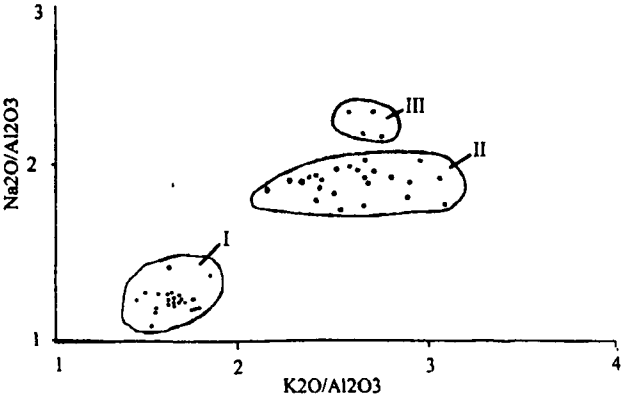


Рис. 3. Диаграмма K_2O/Al_2O_3 – Na_2O/Al_2O_3 для гранитоидов Памира

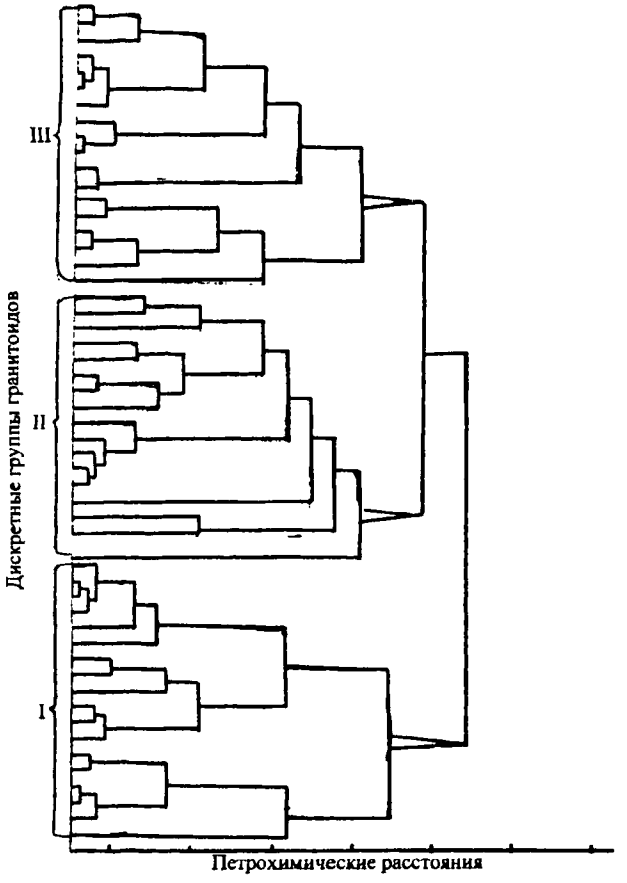


Рис. 4. Группировка химических анализов гранитоидов Памира методом кластерного анализа

равномернозернистые, амфиболовые породы глубинной фации; б) крупно- и среднезернистые равномернозернистые амфиболовые породы центральной фации; в) среднезернистые слабопорфировидные породы промежуточной фации; г) резкопорфировидные с мелко- и среднезернистой основной массой породы апикальной фации и д) резкопорфировидные с мелко-среднезернистой основной массой эффузивно-экструзивные плотные породы апикальной фации.

Минералого-петрографические особенности расслоенности отмечается по прерывисто-непрерывному характеру распределения породообразующих минералов, особенностям состава и упорядоченности полевых шпатов, по составу и общей железистости биотита, а также величине зерен плагиоклаза. По всем перечисленным признакам выделяются 8 ритмов, объединяющихся в два ритмоплета. Отмечено закономерное уменьшение всех размеров по направлению вверх по разрезу гранитоидной колонны, кроме величины 0,54 мм в длину и 0,36 мм в поперечнике, которые представляют в породе вкрапленники, что является указанием на увеличение как количества, так и величины их вверх по разрезу. Тем самым установлена направленность развития двух микроструктурных групп, в противоположном направлении – увеличение общего размера основной массы вниз и вкрапленников вверх по разрезу.

Типы вертикальной зональности и ритмичной расслоенности вулкано-плутонической ассоциации рассматриваются на примере Аксуйского андезит-монцонит-граносиенитового вулкано-плутонического массива. Аксуйский вулканоплутон площадью 275 км^2 расположен в ядре крупной известняковой брахисинклинали, которая, в свою очередь, сложена также двумя мелкими брахисинклинальными складками, где покоятся одноименные им экструзивные купола (Тешикташский и Беикский).

В строении массива установлены породы двух фаз. К первой фазе отнесены монциниты, кварцевые монциниты, кварцевые латиты и их лавовые брекчии. Эти породы пользуются преобладающим распространением в массиве. Ко второй фазе (субфазе) отнесены кварцевые монцонитовые порфиры, слагающие несколько небольших жил. В целом в массиве установлены (Месхи, 1964) породы его глубинной части, слагающие крупное тело, имеющее интрузивные контакты с пермо-триасовыми сланцами и известняками нижней и средней юры, породы наземной части слагают два экструзивных купола и отходящий от одного из них эффузивный поток.

Глубинное тело массива вскрыто эрозией лишь в своей верхней части не более чем на 150–200 м. Оно сложено породами, различающимися по своим структурным особенностям и вещественному составу. Среди них отмечены биотит-пироксеновые монциниты и монцодиориты, биотит-пироксен-роговообанковые монцонит-порфиры, биотит-пироксеновые кварцевые монциниты, сменяющиеся в основании на контакте с известняками биотитовыми граносиенит-порфирами мощностью 1,5–2,0 м явно предпочитая основную массу.

Таким образом, в результате минералого-петрографического анализа пород Аксуйского массива подтверждены геологические данные о генетическом единстве и постепенных переходах пород глубинного тела в породы экструзивных куполов и эффузивного потока. Породообразующие минералы в них близки друг другу по своему химизму. Особо интересен в этом отношении плагиоклаз, представленный одними и теми же генерациями в сходных количественных соотношениях.

В Тешикташском экструзивном куполе Аксуйского вулкано-плутонческого массива установлено 5 ритмов, 3 слоя, объединяющихся, кроме верхнего и нижнего ритмов, в два ритмоплета с границей на уровне с абсолютной высотной отметкой 5100 м. Верхний ритмоплет редставлен эффузивно-экструзивной частью, а нижний – экструзивной и плутонической. Переходы между всеми контрастными сериями пород и отмеченными слоями и ритмами постепенные.

Тем самым непосредственным наблюдением устанавливаются постепенные переходы глубинной (плутонической) части в эффузивные. Расслоенность проявилась одновременно независимо от условий кристаллизации в открытой или закрытой системе. Это приводит к выводу о едином магматическом очаге для гранит-

гранодиоритовой и андезит-монцонит-граносиенитовой формаций. Он располагался на том уровне, на котором обнажаются гранитоидные плутоны и вулканоплутонические массивы в современном эрозионном срезе.

Подводя итог изучению гранитоидных плутонов по вертикали, необходимо отметить, что все они обладают вертикальнозональным и ритмичнорасслоенным строением. Расслоенность и вертикальная зональность являются характерной формой «стратификации» всех гранитоидов без исключения. Тем самым раскрыта сущность еще одной ранее неизвестной закономерности о прерывисто-непрерывном строении гранитоидных плутонов. Прерывистость проявляется в виде отдельных устойчивых, качественно определенных, скачкообразно-дискретных ритмов или ритмичнорасслоенного строения гранитоидных плутонов. Непрерывность, напротив, выражается в целостности плутонов, состоящих из отдельных дискретных ритмов, в бесконечности их связей, постепенности переходов из одного ритма в другой или зонального по вертикали строения. В целом она отражает геодинамически целостную систему, состоящую из серии многократно повторяющихся в вертикальном разрезе сходных или близких по своим составам дискретных ритмов, в основе которых лежит общность состава с отношением генетической функциональной зависимости между собой.

Ритмичная расслоенность и вертикальная зональность выражаются в характере прерывисто-непрерывного изменения геолого-петрологических, минералого-петрографических, петро-геохимических, петрофизических и других особенностей пород по вертикали.

Геологические критерии вертикальной зональности и ритмичной расслоенности выражены в грубо зональном строении массивов, где по взаимоотношениям между собой, изменениям внешнего облика, структурно-текстурным особенностям в зависимости от пространственного расположения по отношению к главной оси гранитоидных тел выделяются породы донной, главной, апикальной, эндоконтактовой, центральной, переферийной и других фаций.

В нижних частях массивов, как правило, наблюдаются преимущественно грубо-крупнозернистые, равномернозернистые породы донных, глубинных, нижних фаций. Вверх по разрезу они постепенно, сменяются крупно-, среднезернистыми равномернозернистыми породами главных, центральных, ядерных фаций, затем среднезернистыми слабопорфировидными породами промежуточных или переходных фаций и еще выше порфировидными, резкопорфировидными и как правило с мелко- и среднезернистой основной массой породами апикальных фаций. Часто породы апикальных фаций заканчиваются резкопорфировидными с мелко-, среднезернистой основной массой, плотной породой экструзивно-, эффузивного облика. Наконец для многих массивов, в которых породы апикальной фации сохранились в наиболее полном объеме или на них отмечаются фрагменты провесов кровли, широко представлены пегматоидные тела различных форм – жильные, пятнистые, шлировые и т.д.

Породы апикальных фаций во всех гранитоидных плутонах представлены порфировидными, чаще резкопорфировидными с средне- и мелкозернистой или гетерогенной основной массой. При этом, как правило, чем крупнее размеры вкрапленников, тем мелкозернистее или меньше зернистость основной массы. Во всех массивах породы апикальной фации резко отличаются от пород других фаций практически постоянной порфировидностью и мелко-, среднезернистой основной массой. Вкрапленники для отдельных массивов достигают 12 см в длину. Мощность пород апикальных фаций меняется от 150–200 до 400 м. На площадях распространения пород апикальных фаций, как правило, отмечаются различные зоны грейзенизации, флюоритизации, альбитизации и других минерализаций.

Во всех породах выделенных фаций отмечена тонкая отдельность, связанная с расположением уплощенных, пластинчатых, чешуйчатых минералов параллельно поверхности расслоенности, наподобие плоскостной текстуры аналогичной слацеватости, которая названа «магматической листоватостью». Магматическая листоватость в расслоенных гранитоидных сериях отмечается неизменно и особенно четко проявляется в характере плоско-параллельного расположения пластинчатых, чешуйчатых и других минералов, имеющих парамагнитные свойства (биотит, роговая обманка и др.).

На местности расслоенность представлена в виде серии горизонтальных или субгоризонтальных слоев. В целом это достаточно выдержанные по протяженности (десятки километров) и по «мощности» от нескольких метров до первых сотен метров ритмы. Ритмы расслоенной серии не обнаруживают секущих взаимоотношений или закаленных краевых оторочек. Переходы между ними осуществляются постепенно на очень небольших расстояниях – первые сантиметры, реже первые десятки сантиметров. Чаще эти переходы неуловимы для глаза.

Минералого-петрографические особенности вертикальной зональности и ритмичной расслоенности рассматриваются по прерывисто-непрерывному характеру распределения главных породообразующих минералов, особенностям состава и упорядоченности полевых шпатов, состава и общей железистости биотита, а также по величине зерен плагиоклаза. Все это демонстрируется различными сериями вариационных и треугольных диаграмм и гистограмм.

По дискретному распределению отмечено две группы породообразующих минералов: одна группа распределяется по вертикали дискретно – с разрывом непрерывности, другая – непрерывно, без разрыва непрерывности. К минералам первой группы относятся плагиоклаз, кварц, полевой шпат, некоторые акцессорные минералы, ко второй – биотит и некоторые другие.

По характеру изменения содержания породообразующих минералов в вертикальном разрезе также отмечают-

ся две группы минералов: содержание одних минералов увеличивается по направлению вверх по разрезу, а других – уменьшается в том же направлении. К минералам первой группы относится главным образом кварц, а к второй – плагиоклаз, биотит, иногда калиевый полевой шпат.

Количественные соотношения минералов, обусловливающие ритмическую расслоенность в гранитоидных плутонах, часто определяются различиями в меланократовости и лейкократовости. По этим признакам некоторые слои имеют хорошо выраженную подошву и обогащены в нижних частях обычно темноцветными минералами, тогда как вверх по разрезу слоя происходит постепенное увеличение содержания лейкократовых, светлоокрашенных минералов.

По особенностям состава и упорядоченности полевых шпатов прерывисто-непрерывное строение выражается в изменениях по вертикали состава и упорядоченности оптических свойств плагиоклаза, калиевого полевого шпата, изменении степени триклинности, в направленности температуры кристаллизации полевых шпатов и других особенностей состава и оптических свойств породообразующих минералов.

С изменением состава – твердых растворов вверх по разрезу согласуется появление минералов, которые также рассматриваются как следствие понижения температуры в процессе медленного перемещения фронта кристаллизации вверх по разрезу расслоенной серии. Эти соотношения хорошо иллюстрируются температурной последовательностью кристаллизации всех породообразующих минералов, в том числе магнетита. В нижней части видимого разреза расслоенных пород он присутствует лишь в небольших количествах, а на высоте 700 м (в произвольной шкале) содержание его резко увеличивается, меняясь от слоя к слою. Подобные соотношения рассматриваются как доказательство изменения состава магмы в результате разделения при понижении температуры до такого значения, когда становится возможной прямая кристаллизация магнетита.

Небольшие количества магнетита, присутствующие в нижних горизонтах, связываются с кристаллизацией из интерстициальной жидкости после накопления минералов кристаллизационного этапа.

Появление и исчезновение определенных минералов как непрерывные изменения состава фаз – твердых растворов представляют собой результат жидкостного этапа дифференциации расплава, следовательно, этот процесс также относится к проявлениям скрытой расслоенности. Таким образом, отмечены два различных типа скрытой расслоенности: 1) устойчивое изменение снизу вверх состава минералов, образующих серии твердых растворов; 2) резкое появление или исчезновение минералов в определенных горизонтах по мере продвижения вверх по разрезу расслоенной серии фронта кристаллизации.

Исключительно интересные данные о прерывисто-непрерывном характере распределения получены по абсолютно не зависящему от состава пород критерию – величине зерен плагиоклаза, согласно которому в Сохчарвском плутоне выделяется столько же ритмов, сколько по данным минералого-петрографических и химических составов. Отмечена направленность развития двух микроструктурных групп, в противоположном направлении – увеличение общего размера основной массы вниз и вкрапленников – вверх по разрезу.

Общие закономерности и условия формирования зональных и расслоенных гранитоидных плутонов

Как явствует из изложенного выше материала, для всех изученных гранитоидных плутонов отмечено строгое и многократное повторение совокупности одних и тех же без исключения признаков прерывисто-непрерывного строения, что свидетельствует о неизбежном прохождении магматического расплава через один и тот же момент магматического процесса. Среди таких признаков в первую очередь следует отметить повторения одних и тех же факторов вертикальной зональности и ритмичной расслоенности, как в сущности, так и по форме, которые выражаются через явления: а) ликвации или несмесимости двух жидкостей, в результате чего возникают породы или ритмы контрастных серий, или с фазовыми отношениями между собой; б) тип расслоения с ограниченной растворимостью двух фаз, в результате возникают породы или ритмы с переходами на сравнительно небольших (5–10 см) расстояниях; в) тип расслоения – смешивание жидкостей друг в друга в любых соотношениях, в результате которого возникают породы или ритмы с незаметными для глаза переходами друг в друга и г) распада расплава на жидкие растворы или «глобули» будущих породообразующих и других минералов, в результате которого образуются магматические горные породы, сложенные одними и теми же составляющими и т.д. Для гранитоидных плутонов отмечается строгое и многократное повторение каждого элемента строения (упомянутых признаков) в трех измерениях, что является однозначным указанием возникновения упомянутых явлений в условиях исключительно жидкофазного агрегатного состояния, т.е. они выражают суть былого жидкостного состояния магматического расплава.

Таким образом, в результате исследований гранитоидных плутонов Памира раскрыта многоэтапность эволюции гранитоидной магмы. Отмечено, что до наступления кристаллизации магматический расплав претерпевает жидкостную дифференциацию, в течение которой абсолютно жидкофазная магма ликвируется, расслаивается и распадается на жидкие растворы («глобули»), после чего только начинается кристаллизация жидкофазной матрицы. Установлены пять важнейших причинно-следственных прерывисто-непрерывных этапов эволюции и механизмов дифференциации гранитоидной магмы: *эманационный, жидкостный, кристаллизационный, флюидно-гидротермальный и постмагматический.*

Каждый из этих этапов дифференциации характеризуется своими физико-химическими и термодинамическими условиями проявления и зависит как от внутренних, так и от внешних причинных связей. Последовательная смена одних типов механизмов дифференциации вещества другими проявляется в строгой причинно-следственной направленности развития магматической системы.

Эманационный этап дифференциации и рудообразования. Под эманационной диффренциацией будем понимать самостоятельные процессы, происходящие с летучими компонентами (парами, газами), выделяющимися из магмы при ее остывании и кристаллизации. Это один из видов дифференциации расплава, сопровождающий магматический процесс от начала образования магмы до полного затвердевания и образования магматических пород, даже после того.

Благодаря высокой проницаемости газов и паров летучие компоненты при наличии транспортных путей массопереноса не остаются в магме, а проникают далеко от магматических тел и образуют во временном отношении добатолитовые, доинтрузивные и послемагматические месторождения, в том числе горного хрусталя, флюорита и других минералов, часто гигантских и крупнейших кристаллов.

Этап жидкостной дифференциации и рудообразования. Жидкостной дифференциации или расщеплению магмы в жидком состоянии большое значение придавал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1934). Он называл ее магматической дифференциацией, и противопоставлял кристаллизационной. Поэтому, сохраняя за жидкостной дифференциацией статус магматической, мы рассматриваем ее как внутрикамерный процесс.

В жидкостный этап дифференциации включаются все процессы, происходящие в объеме магматического расплава в жидкофазном гомогенном состоянии, в предкристаллизационном этапе. Отмечено, что в течение этого времени исключительно жидкофазный расплав претерпевает ряд самопроизвольных (по законам физики жидкости – несмешиваемость двух жидкостей, ограниченная и неограниченная смешиваемость двух жидкостей, ликвация, распад расплава на жидкие растворы или обособления будущих кристаллов, минералов), направленных процессов. Совокупность этих процессов мы назвали жидкостной дифференциацией. Жидкостная дифференциация составляет матрицу кристаллизационной дифференциации.

Ликвация и связанная с ней дифференциация рассматривалась большинством исследователей (Левинсон-Лессинг, 1934; Дэли, 1936; Белянкин, 1932 и др.) как процессы, играющие ведущую роль в формировании контрастных типов пород и месторождений рудных полезных ископаемых.

Механизму проявления процессов ликвации, ее физической и химической сущности и экспериментальным доказательствам посвящены работы Дж. Грейга (1937), Д.П. Григорьева (1935), Э. Реддера (1954), О.А. Есина (1975), Я.И. Ольшанского (1954), Б.Н. Мелентьева (1952), В.М. Агошкова (1963), А.А. Маракушева (1978), П.В. Иншина (1971), В.В. Авдонина (1975), А.Н. Феногенова (1987) и др.

Большинство исследователей причины ликвационных явлений в одних случаях связывают с кумулятивными явлениями, в других – с подвижностью щелочей, третьи – с кислотно-щелочными явлениями. Однако, как явствует из изложенного материала, во всех разновидностях изверженных пород ликвационные процессы наблюдаются одинаково независимо от условий формирования и состава пород.

Термин «ликвационная дифференциация» понимается нами как совокупность закономерных самопроизвольных процессов, происходящих при охлаждении магматического вещества в изначально жидкофазном (в предкристаллизационном) состоянии.

Этап кристаллизационной дифференциации и рудообразования. До последнего времени кристаллизационная дифференциация считалась единственным способом дифференциации магмы. Однако, как показывают исследования гранитоидов по вертикали, кристаллизационному этапу предшествовали – эманационный, жидкостный и после него флюидо-гидротермальный и постмагматический этапы. Кроме того, кристаллизационный этап по времени проявления и физико-химическому состоянию расплава нами разделен на три стадии: 1) начальная кристаллизационная, 2) вязкостная (гетерогенная) кристаллизационная, 3) кристаллизации затвердевания. Эти стадии, сменяя друг друга последовательно, характеризуются специфическими условиями кристаллизации в зависимости от постоянно меняющегося состава и физического состояния расплава.

Начальная стадия кристаллизации. К началу этой стадии в магматической камере формируется отликвированная, структурированная исключительно жидкофазная матрица. Затем только начинается процесс кристаллизационной дифференциации.

Установлен направленный характер кристаллизации. Она начинается в нижних частях магматической камеры, и фронт ее перемещается вверх по разрезу магматической колонны.

Отмечены различные способы (Боуэн, 1937; Григорьев, 1935; Дэли, 1936; Реддер, 1954) пространственного обособления кристаллов. Однако наиболее правдоподобным для гранитоидных пород нами признается кристаллизация в рамках структурных моделей жидкого состояния способом несмесимости жидкостей: кристаллизуются из готовых «глобулей», подобно эмульсии, состоящей из капель новообразованного (дисперсного) расплава, заключенных в материнском (непрерывном) расплаве. Этот способ, как отмечают Р.О. Дэли (1936), Э. Реддер (1954), носит качественный характер, поскольку вынужденное его проявление связывается со свойствами гипотетических молекулярных компонен-

тов в растворе. Наиболее важными параметрами такой несмесимости является ионная сила, сила «катионов-модификаторов».

Вязкостная, или гетерогенная, стадия кристаллизации. Стадия гетерогенной кристаллизации условно охватывает период с самого массового загустения «жидких кристаллов» (растворов) до физического состояния магмы в виде «кашеобразной» (вязкостной) массы. Это такое состояние раствора, когда по всему магматическому объему совершается массовое загустение жидких обособлений («глобулей»), но в то же время кристаллическая масса не перешла еще в совершенно твердое фиксированное состояние. В нем присутствует еще огромное количество избыточного «межглобулярного», остаточного расплава, придающего веществу кашеобразное вязкостное состояние.

Отмечено, что в период массового затвердевания кристаллов в верхней части магматического расплава, а также в отщепленной части летучих компонентов под сводами пород кровли магматического резервуара температура может быть несколько повышенной на некоторое время за счет выделяемой теплоты кристаллизации и активизации движений.

Стадия кристаллизации затвердевания. Стадия условно рассматривается с момента перехода расплава в кристаллическое кашеобразное состояние до начала затвердевания, т.е. переход в твердое состояние не начался. Нами делается существенное различие между вязкостным кашеобразным кристаллическим состоянием и затвердеванием. Затвердевание обычно захватывает конечный этап кристаллизации вещества – от вязкого состояния до полного перехода в твердое состояние. Кристаллизация затвердевания начинается с того момента, когда загустение центров кристаллизации в объеме расплава в основном закончено. Отмечается интенсивное выделение интерстициального остаточного раствора со всего объема вязкостного кристаллического вещества как в виде флюидо-гидротермального раствора, так и в виде летучих паров, газов.

Флюидо-гидротермальный этап дифференциации и рудообразования. Охватывает весь период становления гранитоидного тела от эманационного до постмагматического. По отношению к магматическому телу во времени образуются домагматические, добатолитовые, послемагматические месторождения и жильные породы раннего и позднего этапов. В пространственно-временном распределении продуктов флюидо-гидротермального процесса устанавливается зональность от эманационного до постмагматического. Наиболее высокотемпературные образования этой стадии связаны с эманационным этапом и могут выноситься далеко от материнского магматического тела и образуют высокотемпературные пневматолитовые, катитермальные рудопроявления. Ближе к материнскому телу они образуют смешанные все менее высокотемпературными разностями гидротермально-, жильно-магматические продукты.

Постмагматический этап дифференциации и рудообразования. Отмечается с момента полного затвердевания расплава за счет остаточного раствора, выделяющегося в целом по всему объему магматического тела. Низкотемпературные гидротермальные рудопроявления, жильные граниты, аплиты, кварцевые жилы, постмагматические серо-водородные, радоновые и другие современные горячие источники и т.д.

Фундаментальные физические законы и магматическая дифференциация

Отмечено, что гравитационные силы взаимодействия (ГСВ) и магнитное поле Земли (МПЗ), выступая в качестве универсальных внешних факторов по отношению к магме и магматическим процессам, играют важную роль: 1) производят гравитационную дифференциацию магматического вещества; 2) оставляют магнитную «запись» в виде векторов остаточной намагниченности в минералах и горных породах; 3) создают ориентированные и плоско-параллельные текстуры, структуры.

Микрогетерогенная магматическая система любой вертикальной протяженности, будучи термодинамически неустойчивой в гравитационном поле Земли, производит дифференциацию магматического вещества по плотности и электромагнитным свойствам. Химические элементы, их комплексы с большим объемом будут концентрироваться на верхних уровнях, а с малым – на нижних. Следовательно, летучие элементы вместе со щелочами и кремнекислотой будут накапливаться в верхней части, а магний, железо – в нижней части магматической колонны. При этом тяжелые ионы будут опускаться вниз.

Известно, что инверсия, а также миграция магнитного поля Земли оставляют на геологических объектах (горной породе, минерале, руде) своеобразные отпечатки (геологическая память Земли) древних магнитных полей, позволяющие определить их возраст. Изменение направления векторов остаточной намагниченности ферромагнитных включений в горных породах в соответствии с миграцией магнитного полюса Земли является функцией геологического времени и может быть использовано для определения возраста и длительности формирования ритмов, слоев в ритмично расслоенных гранитоидных плутонах, а также направления миграции магнитного полюса Земли в период формирования гранитоидных плутонов.

Исследования ориентировки векторов остаточной намагниченности гранитоидов Памира, обнаженных по вертикали на значительной протяженности, показало, что ориентировка этих векторов, также как и значения магнитной восприимчивости гранитоидов изменяются от слоя к слою в гранитоидах в соответствии с изменением магнитного поля Земли и его магнитных полюсов за период кристаллизации и затвердевания расслоенных гранитоидных плутонов.

Таким образом, отмечена пространственно-временная направленность в распределении гранитоидных плутонов однотипных формаций, которые позволяют говорить о миграции фронта магмообразования или магматического очага и связанных с ними эндогенных процессов по латерали, с последовательной активизацией складчатых зон Южного Памира в течение раннекиммерийской фазы складчатости с севера на юг, а позднекиммерийской ее фазы – напротив, с юга на север. В соответствующих направлениях отмечены и омоложение возраста пород, слагающих гранитоидные плутоны.

Гранитоидные плутоны не только зональны по вертикали, но и ритмично расслоены. Ритмичная расслоенность и вертикальная зональность, являясь синхронными явлениями, проявляются одновременно как самопроизвольные неизбежные процессы исключительно в жидкофазную стадию магматического расплава, путем ликвации, распада расплава на жидкие растворы (обособления) будущих минералов, расслоения и структурирования расплава, после чего наступает такой же продолжительности длительный процесс кристаллизации, фронт которой перемещается снизу вверх магматической камеры. С раскрытием закономерности о вертикальной зональности и ритмичной расслоенности раскрыта еще одна закономерность о том, что все магматические тела независимо от типа магмы и морфогенетических способов формирования обладают различным по форме, но едиными по сущности расслоенным строением. Это свидетельствует о том, что все магматические породы проходили через один и тот же момент магматического процесса. Этим моментом явилась жидкостная стадия магматического процесса. Следовательно, все магматические расплавы изначально были исключительно жидкие.

Магматическая камера являлась главной пространственной структурой в ходе становления гранитоидных плутонов, где в строгой причинно-следственной направленности происходили все явления магматической дифференциации в течении пяти важнейших этапов породо- и рудообразования. В этом отношении она являлась как бы «кухней», где происходили длительные процессы магматической дифференциации, обусловившие появление расплавов разного состава и наблюдаемое разнообразие контрастных серий гранитоидных пород и рудных полезных ископаемых.

Литература

Авдонин В.В. О рудогенерирующей роли процессов ликвации // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224. С. 909–911.

Агошков В.М. Использование зонной плавки для установления полей кристаллизации и состава эвтектик многокомпанентных систем расплавных солей // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 1. С. 96–99.

Баратов Р.Б., Бабаходжаев С.М., Павлов В.А. и др.

Боуэн Н.Л. Общая теория магматической дифференциации в кратком изложении (1933) // Геол. рудн м-ний западных штатов США. Л.: ОНТИ, 1937.

Белянкин Д.В. К вопросу о расслаивании силикатных расплавов (По поводу статьи Б.С. Швецова о расслоении стекла при его остывании») // Керамика и стекло. 1932. № 5, 6.

Володин П.К., Минаев В.Е., Дмитриев Э.А. Схема развития плутонических процессов в восточной части Центрального Памира. ДНТаджССР 1974. Т. 17, №1.

Грейг Дж.В. Явления несмешиваемости в силикатных рассплавах // Классические работы по физико-химии силикатов. Л.: ОНТИ, 937. 125 с.

Григорьев Д.П. Несмешивающиеся силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам // Зап. ВМО. 1935. Ч. 64, №1.

Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.: ОНТИ, 1936.

Есин О.А. О строении расплавных силикатов // Успехи химии. 1975. Вып. 12, Т. 26.

Иншин П.В О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата: Наука, 1971.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. М.: Изд-во АН СССР, 1934.

Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х., О возможности плавления пород земной коры при интенсивном складкообразовании (на примере Памира) // ДАН. 1998. Т. 363, № 5. С. 682–686.

Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов. 1978.

Мелентьев Б.Н., Ольшанский Я.И. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе // ДАН СССР. 1952. Т. 36, № 6.

Месхи А.М. Магматические комплексы зоны Юго-Восточного Памира // Мат-лы по геол. Памира. Вып. 2. Душанбе, 1964.

Месхи А.М., Хасанов Р.Х. Зональность Аксуйского вулкано-плутона (Юго-Восточный Памир) как следствие проявления магматической дифференциации и дегазации расплава // Зональные интрузивы Тянь-Шаня и Памира. Душанбе: Дониш, 1979. 202 с.

Ольшанский Я.И. Равновесие двух несмешивающихся жидкостей в силикатных системах щелочноземельных металлов // ДАН СССР. 1954. Т. 76, № 1. С. 93–96.

Реддер Э. Несмесимость жидкостей при низких температурах в системе K_2O–Al_2O_3–SiO_2 Эксперим. исследования в области петрог. и рудообр. М.: ИЛ, 1954.

Феногенов А.Н. Петрологическая роль ликвации в образовании магматических пород // Геол. и разведка. 1987. № 2. С. 25–39.

Хасанов Р.Х. О разноглубинных условиях становления интрузий гранодиоритов Юго-Восточного Памира // ДАН Тадж. ССР. 1974. Т. XVIII, № 11. С. 55–59.

Хасанов Р.Х. О латеральной петрохимической зональности интрузии гранодиоритов Юго-Восточного Памира // ДАН Тадж. ССР. 1975. Т. XVIII, № 1. С. 53–57.

Хасанов Р.Х. Вертикальная петрохимическая зональность интрузивов гранодиоритов Юго-Восточного Памира // Зональные интрузивы Тянь-Шаня и Памира. Душанбе: Дониш, 1979. С. 96–122.

Хасанов Р.Х., Строение Земли и важнейшие термодинамические условия мантийного и корового магмообразования // Второе Всероссийское петрографическое совещание «Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы». Сыктывкар, 2000. С. 221–224.

Хорева Б.Я., Искандарова А.Д., Шергина Ю.П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным изохронного метода // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1971. № 8.

Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КИНГАШСКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА В СТРУКТУРАХ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЕГО ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

[1]А.И. Чернышов, [2]А.Д. Ножкин, [3]И.Г. Резников, [3]Н.А. Третьяков, [1]Н.И. Кузоватов
[1]Государственный университет, г. Томск
[2]Институт геологии ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск
[3]ОАО «Красноярскгеология», г. Красноярск

Основные черты геологического строения Восточно-Саянской провинции зеленокаменных поясов

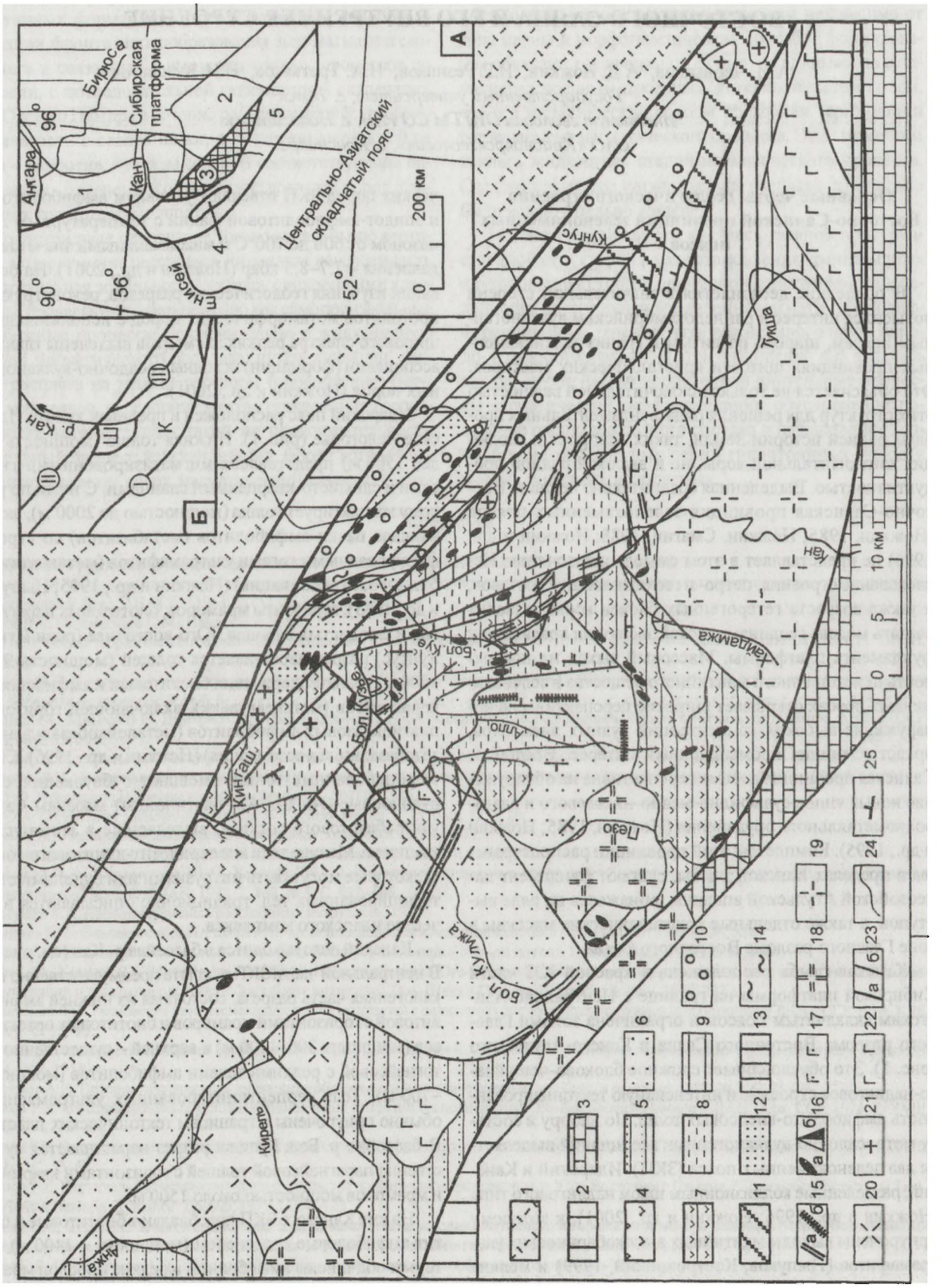
В последние десятилетия в значительной степени повысился интерес к раннедокембрийским вулканогенным поясам, широко развитым в гранит-зеленокаменных провинциях щитов и кристаллических массивов. Это объясняется не только исключительной важностью этих структур для решения ряда фундаментальных проблем ранней истории Земли, таких, как рост и эволюция континентальной коры, но и высокой рудной продуктивностью. Выделенная сравнительно недавно Восточно-Саянская провинция зеленокаменных поясов (Ножкин, 1985; Ножкин, Смагин, 1988; Ножкин и др., 1996) не представляет в этом смысле исключения. Исследование строения, петро- и геохимического составов, а также возраста гетерогенных блоков коры позволит создать модель геодинамической эволюции краевых зон фундамента платформы. Массовый выход на поверхность неистощенного мантийного вещества в зеленокаменных поясах открывает широкие перспективы на обнаружение высоких концентраций рудных элементов, представляющих промышленный интерес. Восточно-Саянская провинция весьма перспективна на обнаружение новых типов сульфидно-медно-никелевого и благороднометалльного оруденения (Ножкин, 1985; Ножкин и др., 1995). Комплексы этой провинции распространены в пределах Канской глыбы, слагают фундамент палеозойской Агульской впадины, обнажаясь на ряде выступов, а также отдельные кристаллические массивы в зоне Главного разлома Восточного Саяна.

Канская глыба расположена в краевой ЮЗ части Сибирской платформы на границе с Центрально-Азиатским складчатым поясом и ограничена зонами Главного разлома Восточного Саяна и Канско-Агульского (рис. 1). Это обусловливает сложное блоково-чешуйчато-надвиговое строение и интенсивную тектонизированность амфиболито-гнейсовых толщ. По набору и составу метаосадочно-вулканогенных ассоциаций выделяется два зеленокаменных пояса (ЗКП): Идарский и Канский, разделенные коллизионным швом надвигового типа (Ножкин и др., 1996; Ножкин и др., 2001), к которому приурочены выходы мантийных высокобарических ультрамафитов (Цыпуков, Костровицкий, 1999) и мелкие тела гранитов. Минеральные ассоциации метаморфических пород ЗКП отвечают условиям амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций с температурным диапазоном от 600 до 700°С и максимальными значениями давления – 7,7–8,5 кбар (Ножкин и др., 2001). На основании изучения геологических разрезов, реконструкции протолитов метаморфических пород с использованием широкого спектра редких элементов выделены главные ассоциации (формации) исходных осадочно-вулканогенных пород (Ножкин и др., 2001).

Идарский пояс расположен в пределах хребта Идарское Белогорье (рис. 1). Нижняя толща (мощность более 1500 м) представлена мигматизированными гнейсами и слюдисто-кварцевыми сланцами. С ними по разлому контактирует толща (мощностью до 2000 м), включающая пачки амфиболитов (метабазитов) со стратифицированными телами ультрамафитов (метакоматиит-базальтовая ассоциация) (Ножкин и др., 1995; Цыпуков и др., 1993), горизонты мраморов, биотитовых парагнейсов и слюдистых сланцев. Юго-восточнее (реки Игиль, Кунгус) разрез наращивается толщей (мощность 950–1500 м) гранатсодержащих биотитовых и амфиболовых парагнейсов (метаграувакк), включающей горизонты плагиоклазовых амфиболитов (металейкобазальт-андезитобазальтовая ассоциация) (Ножкин и др., 1996). Стратифицированные толщи вмещают субвулканические рудоносные (Ni, Cu, Au, платиноиды) массивы базит-ультрабазитового состава, выделяемые в кингашский комплекс. Мелкие тела апоперидотит-дунитового состава, которые могут быть интрузиями или будинами стратифицированных тел, традиционно описываются в качестве идарского комплекса.

Канский пояс находится в бассейне р. Кан (см. рис. 1). В центральной части ЗКП вскрыта преимущественно вулканогенная часть разреза, состоящая из нижней амфиболитовой с горизонтами мраморов и биотитовых ортогнейсов (мощность 300–1100 м) и верхней – существенно ортогнейсовой с редкими телами амфиболитов (мощность ~700 м). Тела серпентинизированных ультрамафитов обычно приурочены к границам тектонических пластин. В бассейне р. Бол. Кулижа разрез наращивается существенно парагнейсовой толщей с горизонтами кварцитов и мраморов мощностью около 1500 м.

На юге Канского ЗКП преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые ортогнейсы (мощность ~ 1400 м), которым подчинены амфиболиты и редкие прослои мраморов. Выше они перекрываются толщей биотитовых и


А
Б
Ангара
Бирюса
Сибирская платформа
Кан
Центрально-Азиатский складчатый пояс
Енисей
200 км
р. Кан
Кунгус
Тукша
Кан
Хайдамжа
Бол. Куе
Бол. Кузе
Кингаш
Алло
Пезо
Бол. Кулижа
Кирель
Анжа
10 км

двуслюдяных парагнейсов (мощность ~700 м). Исследование геологических разрезов и реконструкция протолитов метаморфических пород показывает, что преобладающими являются пикробазальт-базальтовая и андезит-дацит-риодацитовая ассоциации. Локально развиты толеитовые базальты типа MORB и ультрамафиты коматиитовой серии. Перекрывающие метаосадки включают граувакки и глиноземистые пелиты (Ножкин и др., 2001).

Петро- и геохимическим исследованием стратифицированных кристаллосланцев установлено два типа ультрамафит-мафитовых (коматиит-базальтовых) ассоциаций – обогащенные (La/Yb)n>1 и обедненные (La/Yb)n<1 легкими РЗЭ. Последние более насыщены высокозарядными элементами (Nb, Ta, Zr, Hf, Y). В Идарском ЗКП преобладает первый геохимический тип. К нему же относится Кингашский субвулканический мафит-ультрамафитовый массив (Ножкин, 1999).

Геохимические свойства кислых вулканитов (Ножкин и др., 1996; Ножкин и др., 2001) свидетельствуют о наличии в основании ЗКП сиалической коры, явившейся источником кислой магмы. Заложение ЗКП могло происходить в энсиалическом бассейне на окраине континентальной плиты. Коматиит-базальтовый вулканизм, очевидно, происходил вдоль зоны спрединга в задуговом морском бассейне на фоне карбонатно-терригенного осадконакопления. Со временем он сменился лейкобазальт-андезитобазальтовым вулканизмом и накоплением граувакк, завершающим развитие Идарского ЗКП. Формирование комплексов Канского ЗКП могло осуществляться в обстановке энсиалической островной дуги с развитием андезит-дацит-риодацитовой ассоциации. Эволюция дуги осложнялась зонами спрединга с проявлением пикробазальт-базальтового и ультрамафитового (коматиитового) вулканизма. В задуговом бассейне накапливались терригенные осадки.

Результаты изотопно-геохронологических исследований минералов U-Pb и Ar-Ar методами свидетельствуют о накоплении кислых вулканитов Канского ЗКП в раннем протерозое (~ 2300 млн лет назад), а последнее метаморфическое преобразование связано с поздневендским (560–590 млн лет) событием. О раннепротерозойском возрасте Канского ЗКП свидетельствуют и результаты Sm-Nd изотопных исследований кислых вулканитов, формирование которых осуществлялось путем плавления корового источника не старше 2438 млн лет (Ножкин и др., 2001). Судя по геологическому положению, геохимическим и особенно радиогеохимическим признакам вулканогенных и терригенных толщ Идарского и Канского ЗКП, формирование их происходило одновременно или близко по времени.

Особенности внутреннего строения Кингашского мафит-ультрамафитового массива

Кингашский мафит-ультрамафитовый массив является рудовмещающим для одноименного платино-медно-никелевого месторождения (Глазунов, 1994; Корнев, 1994; Ножкин и др., 1995; Корнев, Еханин, 1997; Еханин, Некос, 1998; Ножкин, 1999; Еханин, 2000, Чернышов и др., 2001а, 2001б). Он располагается в северо-западной части Восточного Саяна и приурочен к Идарскому зеленокаменному поясу Канской глыбы (см. рис. 1) (Ножкин и др. 1995, 1996, 2001). Несмотря на пристальное внимание, многие аспекты внутреннего строения и происхождения Кингашского массива остаются дискуссионными. Одни исследователи относят массив к субвулканической фации каматиит-базальтовой серии зеленокаменного пояса с элементами первичной расслоенности (Глазунов, 1995; Ножкин и др., 1995, 1996; Ножкин, 1999). Другие считают его фрагментом кингашского базальт-коматиитового вулканического комплекса (Корнев, Еханин, 1997).

Кингашский массив располагается в пределах одной из синформных структур, сильно осложненной после-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Канской гранит-зеленокаменной провинции. Составлена А.Д. Ножкиным, О.М. Туркиной с использованием материалов крупномасштабной геологической съемки Красноярского геологического управления.

1 – осадочно-вулканогенные образования девона (Рыбинская впадина); *2* – вулканогенно-осадочные отложения позднего рифея-кембрия; *3* – метатерригенно-карбонатные комплексы протерозоя. Метаморфические комплексы докембрия Канской глыбы: *4–5* – позднерифейские гнейсово-амфиболитовые комплексы: *4* – Шумихинского террейна и *5* – Кирельского ареала; *6–14* – метаморфические толщи зеленокаменных поясов раннего протерозоя (в скобках указаны преобладающие ассоциации исходных осадочных и вулканогенных пород); Канский ЗКП: *6* – биотитовых и гранат-биотитовых (±амфибол) парагнейсов (пелит-граувакковая), *7* – гнейсово-амфиболитовая (дацит-базальтовая) – чередование горизонтов биотитовых, амфиболовых ортогнейсов, амфиболитов и редких прослоев парагнейсов и мраморов, *8* – биотитовых и амфиболовых ортогнейсов (андезит-дацит-риодацитовая), *9* – амфиболитовая (пикробазальт-базальтовая) с отдельными прослоями тремолит-серпентиновых пород, горизонтами мраморов и ортогнейсов; Идарский ЗКП: *10* – гранатсодержащих амфиболовых и биотитовых парагнейсов (граувакковая) с горизонтами полевошпатовых амфиболитов, *11* – полевошпатовых амфиболитов (лейкобазальт-андезибазальтовая) с прослоями парагнейсов, *12* – гранатсодержащих биотитовых парагнейсов (терригенная) с прослоями мраморов и амфиболитов, *13* – амфиболитовая с горизонтами тремолит-серпентиновых сланцев (коматиит-базальтовая), *14* – мигматит-гнейсовая; *15* – маркирующие горизонты: *а* – мраморов, *б* – кварцитов; *16* – тела ультрамафитов (вне масштаба) (*а*); треугольником обозначено положение Кингашского рудоносного массива (*б*). Интрузивные комплексы: *17* – палеозойский габброидный, *18* – ордовикский лейкогранит-гранитовый, *19* – вендский трондемитовый (Верхнеканский массив), *20* – верхнерифейский тоналит-трондъемитовый (Шумихинский и Кирельский массивы), *21* – позднерифейский плагиогранит-гранитовый (Кузьинский массив), *22* – раннепротерозойский габбровый. *23* – тектонические границы: *а* – региональные разломы, *б* – второстепенные разрывные нарушения. *24* – геологические границы, *25* – элементы залегания пород.

На врезках. А. Положение Канской глыбы в структурах юго-западной части Сибирской платформы: *1* – Ангаро-Канский выступ (Южно-Енисейский кряж); *2* – Бирюсинская, *3* – Канская, *4* – Арзыбейская глыбы; *5* – Дербинский антиклинорий. Б. Блоки второго порядка в пределах Канской глыбы (мегаблока), включающие метаморфические комплексы Шумихинского (III) вулканического, Канского (К) и Идарского (И) зеленокаменных поясов. Разломы (цифры в кружках): I – Главный Саянский, II – Канско-Агульский, III – Идарский

дующими тектоническими нарушениями сдвигового, разрывного и надвигово-шарьяжного типов. Массив в плане имеет линзовидную форму, вытянут в северо-западном направлении и имеет согласное залегание со структурой пород обрамления (рис. 2).

В центральной осевой части массива (по долине реки Кингаша) проходит мощное разрывное нарушение (см. рис. 2). Форма массива осложнена поперечными разрывными нарушениями северо-восточного простирания, субгоризонтальные смещения, вдоль которых привели к образованию ступенчатого юго-западного контакта с вмещающими породами. В разрезе массив представляет собой факолит, подошва которого имеет воронкообразную форму и является дискордантной к залеганию вмещающих пород (см. рис. 2). Он сопровождается мелкими согласными телами серпентинитов и гранитоидов, имеющих линзовидную форму. Вмещающей для массива является толща биотитовых парагнейсов и кварцево-слюдистых сланцев с прослоями мраморов, включающая стратифицированные горизонты амфиболитов, серпентинитов, тальк-серпентин-амфиболовых и тальк-клинопироксен-амфиболовых пород (Ножкин и др., 1996; Ножкин, 1999). Она по тектоническому нарушению контактирует с толщей мигматизированных гнейсов, вскрытой на глубине скважиной № 7 в юго-западном экзоконтакте Кингашского массива.

Массив сложен ультрамафитами и габброидами со значительным преобладанием первых. Ультрамафиты обнажаются в его северной части, а в южной они перекрываются габброидами (см. рис. 2). Такое двучленное строение массива, по нашему мнению, не отражает его контрастную расслоенность, а сформировалось в результате двухфазного внедрения магматических расплавов: в начале – ультраосновного, а затем – основного, оторванных во времени. При этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, вероятно, являются реакционными образованиями. Такое объяснение совмещения ультамафитов и габброидов согласуется с ранее описанными наблюдениями (Ножкин, 1999).

Особенности внутреннего строения Кингашского массива рассмотрим на примере фрагментов петрографических разрезов скважин 3, 8, 38 и 40 (рис. 3). Однако следует отметить, что границы между петрографическими разновидностями пород на разрезах проведены в некоторой степени условно и, видимо, не всегда соответствуют их размерам. Это главным образом касается тел гранитоидов и амфиболитов, которые в естественных обнажениях обычно имеют малую мощность, часто не превышающую 1–1,5 м.

Габброиды прослеживаются в верхних горизонтах скважин (3, 5, 8, 39, 40, 41) (см. рис. 2) в южной части

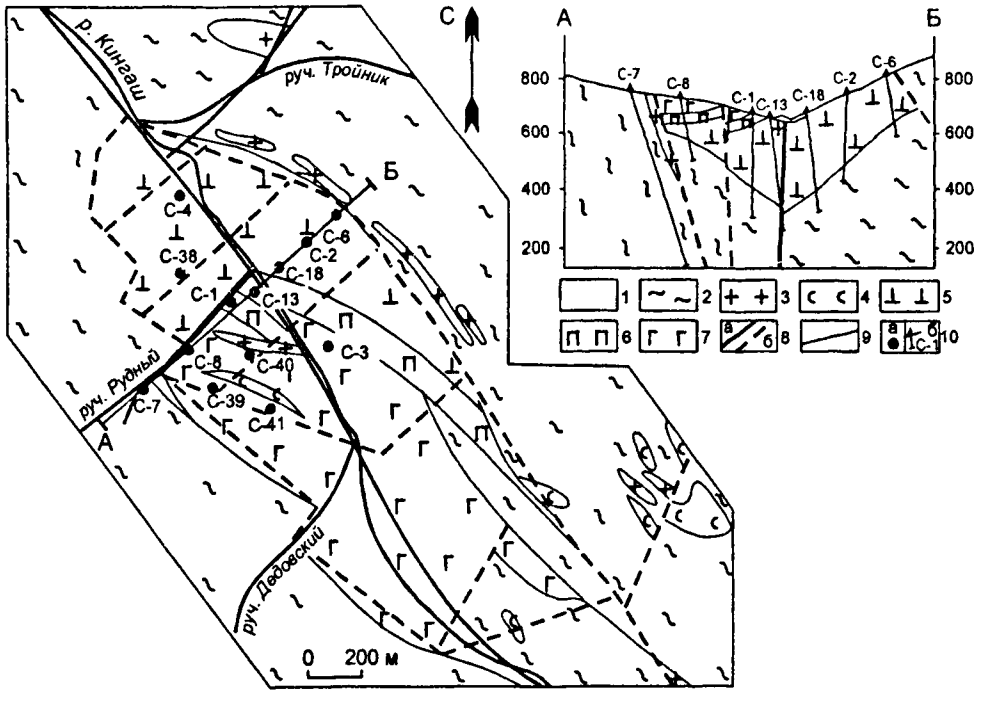


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кингашского мафит-ультрамафитового массива (Составлена Н.А. Третьяковым, В.А. Прохоровой): *1* – четвертичные отложения; *2* – вмещающие породы: гнейсы, амфиболиты, мраморы; *3* – гранитоиды; *4* – серпентиниты; *5* – ультрамафиты; *6* – клинопироксениты; *7* – габброиды; *8* – тектонические нарушения: *а*) достоверные, *б*) предполагаемые; *9* – геологические границы; *10* – местоположение скважин и их номер: *а*) на плане, *б*) на разрезе

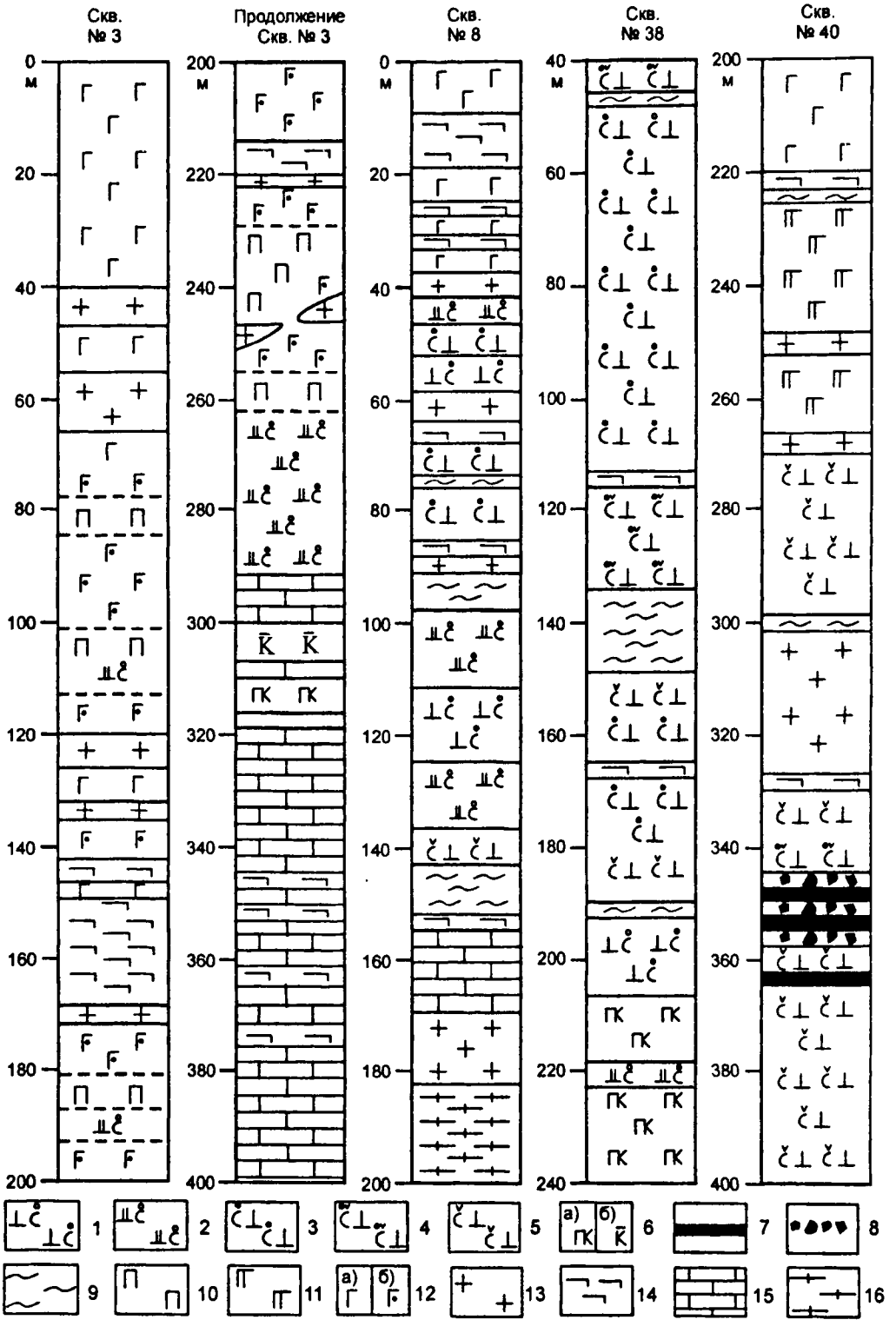


Рис. 3. Фрагменты петрографических разрезов по скважинам № 3, 8, 38, 40 (Составлены А.И. Чернышовым, Н.И. Кузоватовым с дополнениями А.Д. Ножкина): *1* – дуниты серпентинизированные (лизардитовые); *2* – верлиты серпентинизированные (лизардитовые); *3* – серпентиниты аподунитовые, лизардитового состава; *4* – серпентиниты аподунитовые, лизардит-антигоритового состава; *5* – серпентиниты аподунитовые, антигоритового состава; *6* – амфиболовые пикриты (а), пикробазальты (б); *7, 8* – сульфидные руды: 7) сливные, 8) вкрапленные; *9* – метасоматические образования по ультрамафитам; *10* – клинопироксениты; *11* – габбропироксениты; *12* – метагаббро (*а*), такситовое пятнистое метагаббро (*б*); *13* – гранитоиды; *14* – амфиболиты; *15* – мраморы; *16* – гнейсы

массива до глубин от 40 до 255 м и вниз по разрезу они обычно сменяются ультрамафитами (см. рис. 3, скв. 3, 8, 40). Однако в некоторых скважинах (см. рис. 2, скв. 39, 41) подстилающими для габброидов являются вмещающие метаморфические образования – мраморы и гнейсы.

Габброиды обычно представлены однородными по составу матагаббро, которые в значительной степени метаморфизованы, а исходные минералы в них полностью замещены вторичными. Среди метагаббро встречаются мелкие тела амфиболитов и гранитоидов, редко амфиболовых пикритов. В нижних горизонтах габброидов, в зоне перехода к ультрамафитам, в некоторых случаях наряду с метагаббро появляются габбро-пироксениты и клинопироксениты (см. рис. 3, скв. 3), которые также интенсивно метаморфизованы, иногда с образованием метасоматитов флогопит-тремолитового состава.

Контактовые зоны перехода габброидов к ультрамафитам либо к вмещающим породам можно наблюдать в скважинах в интервалах длиной от 60 до 100 м. Например, в скважине № 3 однородные среднезернистые метагаббро распространены от поверхности до 75 м, далее до 135 м они сменяются пятнистыми метагаббро с такситовой текстурой, с гнездами лейко- и меланогаббро, местами (80; 115 м) переходящими в клинопироксениты с реликтами более магнезиальных пород типа верлитов. Неоднородные по составу и текстуре такситовые метагаббро развиты также и ниже в интервале 160–260 м. На 180, 230, 255 м такситовое меланогаббро постепенно переходит в габбропироксениты и клинопироксениты, мощность которых не более 4–5 м. В интервале 185–190 м клинопироксениты сменяются верлитами, а последние – габбропироксенитами. Зона клинопироксенитов мощностью 4–5 м наблюдается и на границе с верлитами в самой нижней части (260 м) габброидного тела. В целом взаимоотношения габброидов с ультрамафитами явно реакционные. В интервалах развития такситовых габброидов видно, что базитовая магма проникает в более меланократовые породы ультрамафитового состава и замещает их. Магма внедряется также по трещинам в консолидированные к этому времени ультрамафиты с образованием даек амфиболитизированных микрогаббро (Ножкин и др., 1996; Ножкин, 1999).

Ультрамафиты представлены главным образом серпентинизированными дунитами и серпентинитами лизардитового либо антигорит-лизардитового состава, реже верлитами и амфиболовыми пикритами (Чернышов и др., 2001б). В ультрамафитах обычно отчетливо проявляется кумулятивная структура, в которых кумулусная фаза представлена всегда зернами оливина либо псевдоморфозами лизардита по нему. Интеркумулусная фаза сложена клинопироксеном, тремолитом, хлорит-антигоритовыми агрегатами, реже флогопитом, бруситом, а также рудными минералами, количественные соотношения которых могут значительно варьировать. Однако в каждой породе в интерстициях (нередко в пределах одной интерстиции) наблюдается два и более минералов, для которых устанавливается следующая последовательность образования: клинопироксен→тремолит→хлорит-антигоритовые агрегаты→рудные минералы. Количественная роль интерстиций также не однозначна, они обычно составляют 15–25%, иногда их количество возрастает до 40–50% и редко опускается ниже 10–15%. Ультрамафиты, в которых содержание интерстиций составляет более 50%, выполненных тремолитом, отнесены нами к амфиболовым пикритам, которые, возможно, являются коматиитами, их слабо раскристаллизованной субвулканической фацией. Следовательно, существуют постепенные переходы от дунитов к амфиболовым пикритам (коматиитам). В верлитах содержание клинопироксена составляет 10% и более, они постепенно через пироксеновые дуниты переходят в дуниты. Соответственно встречаются переходы от верлитов к амфиболовым пикритам. Следует отметить, что практически все ультрамафиты обогащены сульфидной вкрапленностью, приуроченной к интерстициям. Среди них встречаются участки со сливным и густовкрапленным оруденением, которые имеют явно брекчевидную текстуру. Устанавливаемые исходные разновидности ультрамафитов, очевидно, являются продуктами магматической дифференциации ультраосновного (коматиитового) расплава. Они впоследствии претерпели наложенные процессы авто- и аллосерпентинизации с образованием соответственно лизардитовых и антигоритовых серпентинитов чаще смешанного состава.

Анализ петрографических разрезов по 22 скважинам (1, 2, 3, 4, 8, 9, 14, 18, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 40, 44, 45, 46, 47, 48) (см. рис. 2) не позволил выявить какой-либо закономерности в распределении выделенных разновидностей пород в ультрамафитовом теле. Отмечается неоднократное повторение дунитов, верлитов, пикритов и их серпентинизированных разностей (см. рис. 3, скв. 8.) (Чернышов и др., 2001б). Серпентинизация имеет явно наложенный характер и более интенсивно проявлена, очевидно, в тектонически ослабленных зонах. Такое внутреннее строение ультрамафитового тела, вероятно, обусловлено последовательным порционным внедрением расплавов, неоднородных по составу, которые образовались в процессе магматической дифференциации в глубинном промежуточном магматическом очаге. Такое представление создается при просмотре керна некоторых скважин (например, скв. 1), где породы наименее подвержены метасоматическим изменениям и содержат лишь единичные жилы кварц-полевошпатовых пегматоидных пород. В интервале 0–340 м наблюдается около 20 блоков мощностью от 0,5 до 20–30 м, по границам которых развиты тонкокристаллические роговиковоподобные серпентин-тремолитовые ассоциации. В более мощных блоках просматриваются элементы дифференциации по зернистости: тонкокристаллические структуры сменяются более зернистыми, отчетливо кумулятивными.

Что касается оруденения, то оно имеет более четкую привязку. Первичные породы постоянно содержат сульфидную вкрапленность, при этом наиболее благоприятными являются дуниты с повышенным содержанием интеркумулусной фазы, представленной главным образом рудными, а не силикатными минералами. Сливные и густо вкрапленные руды с брекчиевидной текстурой встречаются только среди серпентинитов антигоритового и лизардит-антигоритового составов (см. рис. 3, скв. 40), которые образовались в результате аллометасоматической серпентинизации, очевидно, в тектонически ослабленных зонах, что способствовало перераспределению и накоплению рудных компонентов. При этом большей мобильностью обладает Cu: халькопирит развит в амфиболитах, жилах гранитоидного состава, метасоматитах.

Ультрамафиты в разрезах исследованных скважин включают многочисленные дайки и жилы амфиболизированных метабазитов, тоналитов и трондъемитов, жилы пегматоидных, кварц-полевошпатовых и кварцевых пород, а также зоны и обособления разнообразных по составу метасоматитов (см. рис. 3). Последние являются главным образом апосерпентинитовыми образованиями и сложены в основном антигоритом, тремолитом, хлоритом, флогопитом, карбонатом. Отмечаются более поздние кварцевые прожилки с сульфидами. Судя по взаимопересечениям, наиболее ранними являются дайки метабазитов (амфиболитов). Состав их изменяется от базальтового до пикробазальтового (Ножкин, 1999; Ножкин и др., 1995, 1996). Дайки базитов пересекают все разновидности ультрамафитов и габброидов, а сами секутся жилами плагиогранитов, пегматитов, кварц-полевошпатовых и кварцевых пород. Гранитоиды внедряются явно с деформационным перерывом в ультрамафиты, габброиды и дайки метабазитов (амфиболитов). Отмечены их реакционные взаимоотношения с базитами. Габброиды и дайки базитов в интервалах с жилами плагиогранитоидов биотитизированы. Следует отметить, что повышенное количество даек и жильных тел отмечено в некоторых скважинах с густовкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией и брекчиевидными текстурами. Например, в скважине № 4 (см. рис. 2) установлено шесть даек амфиболитов (базитов), десять тел кислого плагиогранитового, пегматитового, кварц-альбит-биотитового составов и несколько зон гидротермального изменения (со слюдой, амфиболами, кварцем) (Ножкин, 1999). Жильными телами плагиогранитов и кварц-полевошпатовых пегматоидных пород насыщена также контактовая зона перехода амфиболизированных габброидов в ультрамафиты. В скважине № 3 (см. рис. 2) в такой зоне (в интервале около 100 м) зафиксировано шесть жил плагиогранитового, три жилы кварц-полевошпатового и кварцевого составов.

Геолого-структурные наблюдения в искусственных обнажениях северо-западной части ультрамафитового тела (левый борт р. Кингаш) позволили получить дополнительную информацию о его внутреннем строении. На этом участке ультрамафиты представлены в основном серпентинитами, реже серпентинизированными дунитами, которые редко имеют массивную текстуру, чаще они интенсивно трещиноватые, рассланцованные и нередко в результате выветривания превращены в дресву и щебень. В них встречается сульфидная вкрапленность, а по трещинкам иногда отмечаются примазки малахита. Серпентиниты также насыщены обильной вкрапленностью магнетита, в результате чего они становятся магнитными. В них постоянно наблюдаются разнообразные системы трещин, плитчатой отдельности и кливажа, а также зоны дробления, повышенной трещиноватости и рассланцевания. В массивных блоках серпентинитов и серпентинизированных дунитов выявляется кумулятивная структура, а также отчетливо устанавливаются трещинки кливажа, которые обычно залечены черными параллельными жилками серпентина. Неравномерное распределение таких жилок серпентина придает породе полосчатое строение.

Амфиболиты (метабазиты) встречаются в виде дайкообразных тел небольшой мощности, 0,5–1 м, залегание которых обычно субсогласное с плитчатой отдельностью и полосчатостью в серпентинитах. Структура их тонкозернистая, отмечается кливаж. Иногда трещинки кливажа залечены белыми жилками полевых шпатов. Контакт амфиболитов с вмещающими серпентинитами довольно резкий.

В серпентинитах постоянно встречаются дайки гранитов и жильные тела кварц-полевошпатового состава. Мощность даек составляет 0,3–2 м, а жильных тел до 15 см. В некоторых обнажениях наблюдается по две и более сближенных даек, имеющих различное залегание.

В западном эндоконтакте центральной части массива вскрыто тело мраморов среди серпентинитов. Оно имеет северо-западное простирание и субвертикальное погружение. В мраморах согласно их залеганию наблюдается полосчатость.

Анализ распределения структурных элементов – кливажа и плитчатой отдельности в серпентинитах массива – позволил выявить следующие особенности (рис. 4). Кливаж имеет преимущественно северо-западное простирание с крутыми углами погружения на юго-запад и является конформным со структурными элементами вмещающих пород из западного экзоконтакта. Это свидетельствует о его синметаморфическом происхождении. Субсогласно кливажу в серпентинитах фиксируется полосчатость в мраморах (см. рис. 4), которая, вероятно, является результатом метасоматических изменений вдоль трещинок кливажа.

Устанавливаемые трещины отдельности укладываются в две системы (рис. 4, *а*). Одна система, северо-западного простирания, хорошо согласуется с залеганием кливажа и, вероятно, является с ней сингенетичной. Другая система имеет северо-восточное простирание, пологое погружение на северо-запад и является дисконформной к простиранию массива. Эта система структурных элемен-

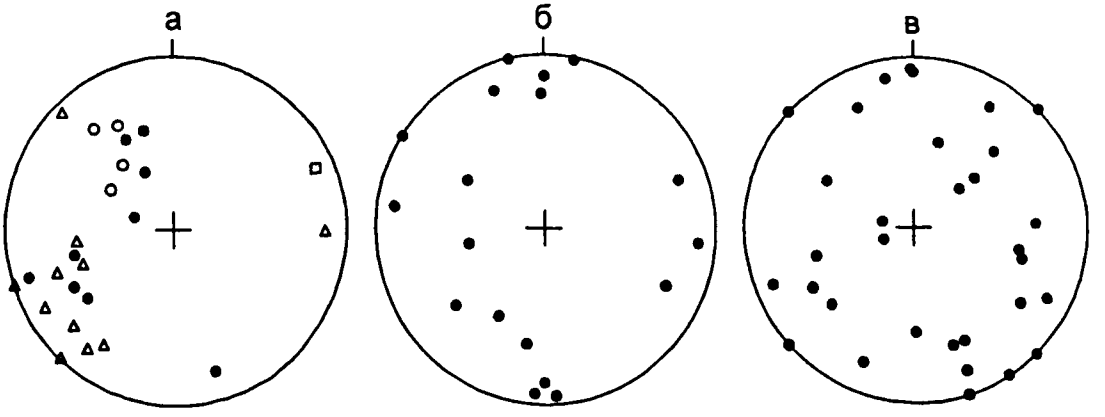


Рис. 4. Распределение полюсов структурных плоскостных элементов в породах ультрамафитового тела: *а*) кливажа (треугольники) и отдельности (залитые кружки) в ультрамафитах, залегания тел амфиболитов (незалитые кружки), полосчатости в мраморах (квадрат); *б*) залегания даек гранитов; *в*) систем трещиноватости

тов является контролирующей для дайкообразных тел амфиболитов (см. рис. 4, *а*) и, возможно, является наиболее ранним структурным элементом.

Тела гранитов не обнаруживают какого-либо закономерного залегания в массиве, что хорошо видно по распределению их полюсов залегания (рис. 4, *б*). Они имеют обычно средние и крутые углы погружения.

Системы трещин, фиксируемые в обнажениях, распределяются хаотично, без какой-либо преимущественной ориентировки и с углами погружения от субгоризонтальных до вертикальных (рис. 4, *в*).

Из анализа распределения плоскостных структурных элементов в породах массива можно предположить, что наиболее ранние структурные элементы в ультрамафитах имеют северо-восточное простирание с пологим погружением на северо-запад. Они являются контролирующими для субпараллельных тел амфиболитов, которые образовались на месте даек базальтового и пикробазальтового составов и, возможно, габброидов. Более поздние структурные элементы северо-западного простирания с крутыми углами погружения устанавливаются как в ультрамафитах, так и амфиболитах. Они являются секущими по отношению к ранним элементам, однако конформны к структуре пород обрамления и поэтому, вероятно, являются синметаморфическими. Дайки гранитов не обнаруживают какого-либо закономерного залегания среди ультрамафитов, и, вероятно, их хаотичное распределение связано с внедрением кислых расплавов по случайным, преимущественно крутым трещинам. Ориентировка удлиненных ксенолитов мраморов среди ультрамафитов, вероятно, контролируется простиранием массива. А устанавливаемая в них полосчатость является вторичной и связана с синметаморфической системой кливажа.

Выводы

1. Кингашский массив, являющийся рудовмещающим для одноименного Cu-Ni-Pt месторождения, приурочен к Идарскому зеленокаменному поясу Канской глыбы, которая представляет собой один из раннедокембрийских кристаллических выступов Сибирской платформы в пределах ее юго-западной окраины. Эта структура, а также ряд более мелких кристаллических выступов в Агульской впадине (Ерминский, Тагульский, Туманшетский и др.) и в зоне Главного Восточно-Саянского разлома, вероятно, являются отторженцами или реликтами древнего кратона (блока), неоднократно переработанного более поздними протерозойскими и фанерозойскими процессами разных тектоно-магматических циклов (Ножкин и др., 2001). Выходящие на поверхность указанные кристаллические массивы этого кратона оконтуривают раннедокембрийскую гранит-зеленокаменную область, образованную метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами, включающими мелкие субсогласные тела ультрамафитового и мафит-ультрамафитового составов и более поздние крупные интрузии плагиогранитоидов трондемит-тоналитового состава. Канская гранит-зеленокаменная структура по своим размерам вполне сопоставима с мигматит-гранулит-гнейсовыми комплексами, которыми сложена большая часть Бирюсинской глыбы и другие блоки Иркутского Присаянья, а также Южно-Енисейский кряж.

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи, в пределах которых располагается Кингашский массив, сложены метабазитами (амфиболитами, плагиоклаз-амфиболовыми кристаллосланцами), коматиитами (стратифицированными тремолит-серпентиновыми, тальк-тремолит-серпентиновыми ультрамафитами, нередко оливинсодержащими), метаграувакками (пара-

гнейсами), метавулканитами кислого и среднего составов (ортогнейсами) с горизонтами мраморов и кварцитов (Ножкин и др, 2001). Характерной особенностью пояса является наличие вулкано-плутонических мафит-ультрамафитовых комплексов коматиит-базальтовой формации. При этом комагматичные гипабиссальные и субвулканические ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые тела пользуются ограниченным распространением (Корнев, Еханин, 1997).

Канская гранит-зеленокаменная область является типичной раннедокембрийской металлогенической провинцией, аналогичной провинциям Балтийского щита, блока Йилгарн западной Австралии, юга Южно-Африканского щита и Канады, с которыми связаны Cu-Ni, Pt и Au месторождения (Полезные ископаемые ..., 1980; Конди, 1983; Коматииты и ..., 1988; Смолькин, 1992).

2. Кингашский массив представляет линзовидное тело северо-западного простирания, конкордантное к структуре пород обрамления. Разрывное нарушение, устанавливаемое в осевой части массива, вероятно, является глубинным разломом, который был использован в качестве подводящего канала для внедрения коматиит-базальтовых расплавов в верхние этажи земной коры с последующим излиянием на ее поверхность.

Ультрамафиты и перекрывающие их габброиды в массиве обнаруживают между собой довольно контрастное соотношение, которое нельзя объяснить с позиции кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Можно предположить, что такое внутреннее строение массива обусловлено двумя фазами внедрения магматических расплавов: в начале – ультраосновного, а затем – основного. Такое объяснение предполагает наличие промежуточных магматических камер, в которых происходила дифференциация исходного высокомагнезиального магматического расплава пикрит-коматиитового состава. При этом дифференциация расплава, очевидно, осуществлялась главным образом гравитационной отсадкой оливина в неоднократно возникающих промежуточных камерах (Коматииты и ..., 1988). Клинопироксениты, встречаемые в массиве, вероятно, являются реакционными контактовыми метасоматическими образованиями, сформировавшимися в результате воздействия основного расплава на консолидированные к тому времени ультрамафиты. Реакционные взаимоотношения габброидов с ультрамафитами, с образованием метасоматических пород клинопироксенит-верлитовой ассоциации, довольно часто устанавливаются в офиолитовых комплексах (Гончаренко, 1989; Леснов, 1986; Чернышов, 2001 и др.).

Ультрамафитовая часть разреза представлена преимущественно кумулятивными дунитами и их серпентинизированными разностями и, в меньшей мере, верлитами и пикритами, которые не обнаруживают какой-либо стратификации, а распределяются хаотично (Чернышов и др., 2001б). Можно предположить, что образование ультрамафитового тела осуществлялось в магматической камере в условиях активной тектонической обстановки, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения, очевидно, происходило пульсационное внедрение в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам неоднородных по составу ультраосновных расплавов, которые возникли в результате магматической дифференциации в более глубинных промежуточных магматических очагах.

Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, представлены довольно однородными образованиями, среди которых, в основном в нижней части разреза, ограниченным распространением пользуются габбро-пироксениты, клинопироксениты и амфиболовые пикриты. Они, вероятно, возникли в результате одного акта внедрения при незначительной дифференциации основного расплава на месте его кристаллизации. Габброиды интенсивно метаморфизованы и по составу отвечают матагаббро, реже амфиболитам. Габброиды встречаются также в виде многочисленных даек в ультрамафитах, где они представлены амфиболизированными метабазитами и амфиболитами.

Многочисленные дайковые и жильные тела гранитоидов были внедрены в ультрамафиты и габброиды с явным временным перерывом. Их формирование сопровождалось интенсивной серпентинизацией дунитов с образованием антигоритовых серпенинитов и, нередко, метасоматических образований, сложенных антигоритом, тремолитом, хлоритом, флогопитом и карбонатом.

3. Медно-никелевое и благороднометалльное оруденение в массиве встречается двух типов. Первый тип характеризуется обильной сульфидной вкрапленностью, приуроченной к интерстициям зерен оливина. Этот тип оруденения является наиболее ранним и образовался при кристаллизации расплава, обогащенного рудными компонентами. Второй тип представлен сливными, гнездово-вкрапленнными и прожилково-вкрапленными брекчиевидными рудами, которые локализуются среди серпентинитов антигоритового и лизардит-антигоритового составов. Очевидно, их формирование происходило в тектонических зонах в процессе аллометасоматической серпентинизации, которая способствовала перераспределению и сегрегации рудных компонентов.

Литература

Глазунов О.М. Геохимия и генезис нового сульфидно-никелевого месторождения в Восточной Сибири // Проблемы геологии Сибири. Т. 3. Томск, 1994. С. 65–66.

Глазунов О.М. Кингашский массив // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Новосибирск, 1995. С. 53–63.

Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.

Еханин А.Г. Геология и рудоносность Кингашского базальт-коматиитового комплекса / Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Красноярск, 2000. 66 с.

Еханин А.Г., Некос В.В. Об особенностях геологического строения Кингашского рудоносного базит-ультрабазитового массива (Восточный Саян) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1998. С. 235–241.
Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.
Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
Корнев Т.Я. Коматииты Канского зеленокаменного пояса и их рудоносность // Проблемы геологии Сибири. Т. 1. Томск, 1994. С. 179–180.
Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск, 1997. 89 с.
Леснов Ф.П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск, Наука, 1986. 136 с.
Ножкин А.Д. Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, Наука, 1985. С. 34–46.
Ножкин А.Д. Коматиит-базальтовые ассоциации Канской гранит-зеленокаменной провинции // Региональные схемы корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999. С. 193–206.
Ножкин А.Д., Смагин А.Н. Новая схема расчленения метаморфических комплексов докембрия Канской глыбы (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 3–12.
Ножкин А Д., Цыпуков М.Ю., Попереков В.А и др. Сульфидно-никелевое и благороднометалльное оруденение в гранит-зеленокаменной области Восточного Саяна // Отечественная геология. 1995. № 6. С 11–17.
Ножкин А Д , Туркина О.М., Бобров В.А., Киреев А.Д Амфиболит-гнейсовые комплексы зеленокаменных поясов Канской глыбы: геохимия, реконструкция протолитов и условий их образования (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 12. С. 30–41.
Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А. Строение, состав и условия формирования метаосадочно-вулканогенных комплексов Канского зеленокаменного пояса (СЗ Присаянье) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1058–1078.
Полезные ископаемые Австралии и Папуа-Новой Гвинеи. Т. 1. М.: Мир, 1980. 658 с.
Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
Цыпуков М.Ю., Костровицкий С.И. Мантийная природа ультрамафитов Игильского массива (Канская глыба) // ДАН, 1999. Т. 364, № 5. С. 671–674.
Цыпуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шипицын Ю.Г. Коматиит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1993. № 8. С 98–108.
Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск, 2001. 216 с.
Чернышов А.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А. Роль метаморфизма в распределении благородных металлов в ультрамафитах Кингашского месторождения (СЗ Восточного Саяна) // Платина в геологических формациях Сибири. Красноярск, 2001а. С. 131–133.
Чернышов А.И., Кузоватов Н.И., Резников И.Г. и др. Петрографические особенности ультрамафитов Кингашского Cu-Ni-Pt-месторождения (СЗ Восточного Саяна) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Томск, 2001б. С. 266–280.

МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

IV

ПЕТРОГЕНЕЗИС СЕДИМЕНТОГЕННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД: ВЫЯВЛЕНИЕ ПЕРВИЧНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА (КОМПЬЮТЕРНАЯ ПРОГРАММА MINLITH)

[1]А.А. Аббясов, [2]О.М. Розен
[1]Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва
[2]Геологический институт РАН, г. Москва

С помощью разработанной программы MINLITH расчет нормативного минерального состава осуществляется на персональном компьютере с удовлетворительной степенью точности и практически мгновенно для обломочных, глинистых, карбонатных и др. пород. Это позволяет обрабатывать большие массивы данных, недоступные при использовании других, физических методов (подсчеты в шлифах, рентгеновская дифрактометрия и др.), а также вычислять первичной минеральный состав метаморфизованных осадочных пород для выявления условий древнего осадконакопления, поскольку содержания H_2O (в любой форме) и CO_2 в расчете не используются. Примеры применения программы приведены в ряде публикаций (Аксаментова и др., 2002; Розен и др., 2000; Rosen et al., 2002; Zlobin et al., 2002).

Интерактивные компьютерные программы для вычисления минерального состава осадочных пород были недавно предложены в нескольких публикациях (обзор в (Розен и др, 2000 и Rosen et al., 2002)). Показано, что применяемые методы не являются универсальными, а скорее являются дополнением к обычными инструментальным, физическим методам определения их минерального состава.

Все используемые формулы приведены в (табл. 1). Применяется общая формула хлорита:

$$k1MgO{\cdot}k2FeO{\cdot}k3Al_2O_3{\cdot}k4SiO_2{\cdot}4H_2O$$

(где k1+k2+k3+k4=10), основанная на соотношениях миналов (рис. 1) (хлориты , обзор в (Розен и др., 1984)).

При сопоставлении данных рентгеновских порошковых дифрактограмм с результатами нормативных расчетов следует иметь в виду, что нормативный иллит соответствует группе неразбухающих глинистых минералов, включающей собственно аутигенный иллит, детритовую (реликтовую) диоктаэдрическую К-слюду типа 1Md (в которой нехватка калия выравнивается группой H3O-), и наконец, небольшую часть смешаннослойных фаз. Нормативный монтмориллонит включает собственно монтмориллонит, другие смектиты и смешаннослойные фазы, которые состоят из переслаивания иллит-монтмориллонит и включают частично упорядоченные модификации с 10–20% разбухающих слоев и беспорядочные, где разбухающих слоев более 40%. Последние частично могут также войти в нормативный хлорит.

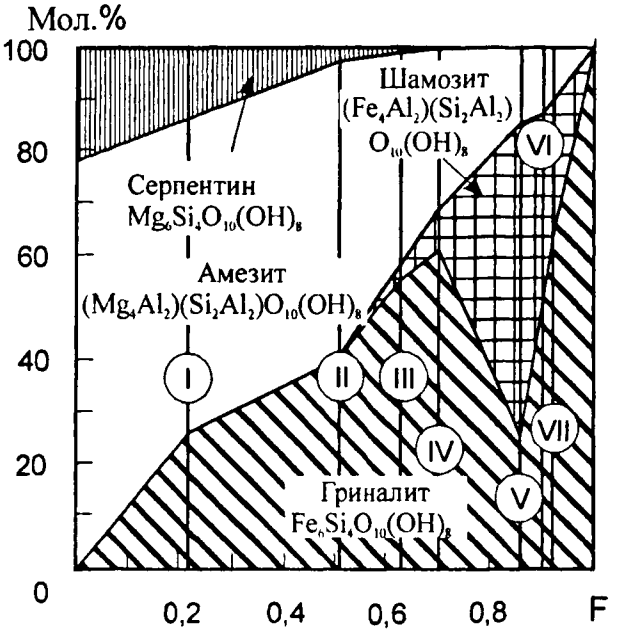


Рис. 1 Соотношение миналов в хлоритах осадочных пород в зависимости от коэффициентов их железистости (F). Коэффициент железистости породы F = FeOt/(FeOt + MgO), где FeOt = FeO + 0,9 x Fe_2O_3. I–VII. Средние составы хлоритов I – в карбонатных и соленосных породах; II – в граувакках; III – в полимиктовых и кварцевых песчаниках; IV – в глинах, V – в аллитах и ферриаллитах; VI – в сидеритах и карбонатно-железистых породах; VII – в бурых железняках. Расчет формул на 10 катионов, без учета кристаллохимической структуры

Значительные ограничения в интерпретации связаны с тем, что нормативные составы соответствуют зрелым отложениям, прошедшим длительный перенос и рециклирование, и претерпевшим глубокий диагенез. В таких отложениях завершены такие процессы, как полный распад обломков вулканитов и цветных минералов (оливины, пироксены, амфиболы и др.) или замещение их минералами зрелых осадочных пород. Если цветные минералы или обломки основных пород присутствуют в осадочной породе, то нормативный состав будет обогащаться хлоритом, как это происходит в граувакках, где мафические фрагменты замещаются слоистыми магнезиально- железистыми силикатами. Кислые породы гранитной группы обнаруживают полевошпат – кварцевый нормативный состав с примесью иллита за счет модальной слюды и монтмориллонита – за счет амфибола. Кис-

Таблица 1

Формулы минералов, использованные в программе MINLITH

Аббревиатура	Название	Формула	Молекулярный вес
AB	альбит	$Na_2O{\cdot}Al_2O_3{\cdot}6SiO_2$	524,482
AN	анортит	$CaO{\cdot}Al_2O_3{\cdot}2SiO_2$	278,22
ANK	анкерит	$CaO{\cdot}FeO{\cdot}2CO_2$	215,952
AP	апатит	$3CaO{\cdot}P_2O_5{+}1/3(CaF_2)$	336,21
CC	кальцит	$CaO{\cdot}CO_2$	100,091
CHL	хлорит	$k1MgO{\cdot}k2FeO{\cdot}k3Al_2O_3{\cdot}k4SiO_2{\cdot}4H_2O$	555,81–743,54
C_{org}	углерод	C	12,011
DL	доломит	$CaO{\cdot}MgO{\cdot}2CO_2$	184,422
FL	флюорит	CaF_2	78,08
GB	гиббсит	$Al_2O_3{\cdot}3H_2O$	156,08
GT	гетит	$Fe_2O_3{\cdot}H_2O$	177,716
GY	гипс	$CaO\ SO_3{\cdot}2H_2O$	172,178
HL	галит	$Na_2{\cdot}2Cl$	116,896
ILL	иллит	$2K_2O{\cdot}MgO{\cdot}FeO{\cdot}6{,}5Al_2O_3{\cdot}16SiO_2{\cdot}5H_2O$	2014,75
KN	каолинит	$Al_2O_3{\cdot}2SiO_2{\cdot}2H_2O$	258,172
MM	монтмориллонит	$Na_2O{\cdot}2MgO{\cdot}5Al_2O_3{\cdot}24SiO_2{\cdot}6H_2O$	2202,60
MST	магнезит	$MgO{\cdot}CO_2$	84,331
OR	ортоклаз	$K_2O{\cdot}Al_2O_3{\cdot}6SiO_2$	556,70
PR	пирит	FeS_2	119,982
PRL	пиролюзит	MnO_2	86,94
Q	кварц	SiO_2	60,09
RCH	родохрозит	$MnO{\cdot}CO_2$	114,951
RT	рутил	TiO_2	79,90
SD	сидерит	$FeO{\cdot}CO_2$	115,861
SRP	серпентин	$3MgO{\cdot}2SiO_2{\cdot}2H_2O$	277,172

лые стекла обнаруживают сходные тенденции. Разнообразные структурные классификации осадочных пород, опирающиеся на соотношения разных модификаций кремнезема, обломков пород и т.п., оказываются непригодными для нормативных составов, поскольку они не отражаются непосредственно в составе нормативных минералов. Напротив, нормативные составы оказываются незаменимы при сопоставлениях и корреляциях крупных стратиграфических подразделений при большом количестве химических анализов.

В применении к метаморфизованным осадочным породам, результаты могут рассматриваться как вероятностная аппроксимация к дометаморфическим минеральным составам. Процедура включает три последовательных главных стадии и несколько более мелких, которые вместе объединены в программу. Результаты выражены в % мас. Алгоритм (приблизительно 700 операций) включает прямое вычисление каждого минерала из содержаний петрогенных элементов (исключая летучие компоненты) и последующий контроль по содержаниям других породообразующих элементов. Недостаток (дефицит) любого элемента возвращает программу к предыдущей стадии, и распределение элементов между другими минералами повторно рассчитывается согласно эмпирическим закономерностям, выявленным на основании распределения этих элементов в стандартах (600 образцов по опубликованным данным). Полученный количественный минеральный состав представляет уникальный (одиночный) результат арифметических вычислений (Розен и др., 2000).

Главные стадии вычисления (рис. 2): (1) вычисление содержаний акцессорных и второстепенных компонентов на основе стехиометрических составов: апатита (по содержаниям P), пирита (Spyr), гипса (SO_3), и флюорит (F). Непосредственно в конечные результаты включаются Corg – углерод и TiO_2 – рутил; (2) вычисление количества алюмосиликатов и гиббсита на основе распределения алюминия между соответствующими нормативными минералами согласно наблюдаемому (соблюдаемому) содержанию Na, K, Ca, Mg, Fe, и Si . Однако, число элементов, используемых для вычисления минерального равновесия (Na, K, Ca, Mg, Fe, и Si), то есть, число уравнений, является недостаточным для однозначного решения (число минералов, или число неизвестных величин, больше, чем число уравнений). Поэтому в программе использованы дополнительные эмпирические уравнения (основанные на стандартах, в качестве которых использовано 600 опубликованных количественно-минеральных анализов, сопровождаемых валовыми химическими составами). Эти уравнения связывают содержания Al_2O_3 в породе с соответствующими глинозем-содержащими минералами. При весьма

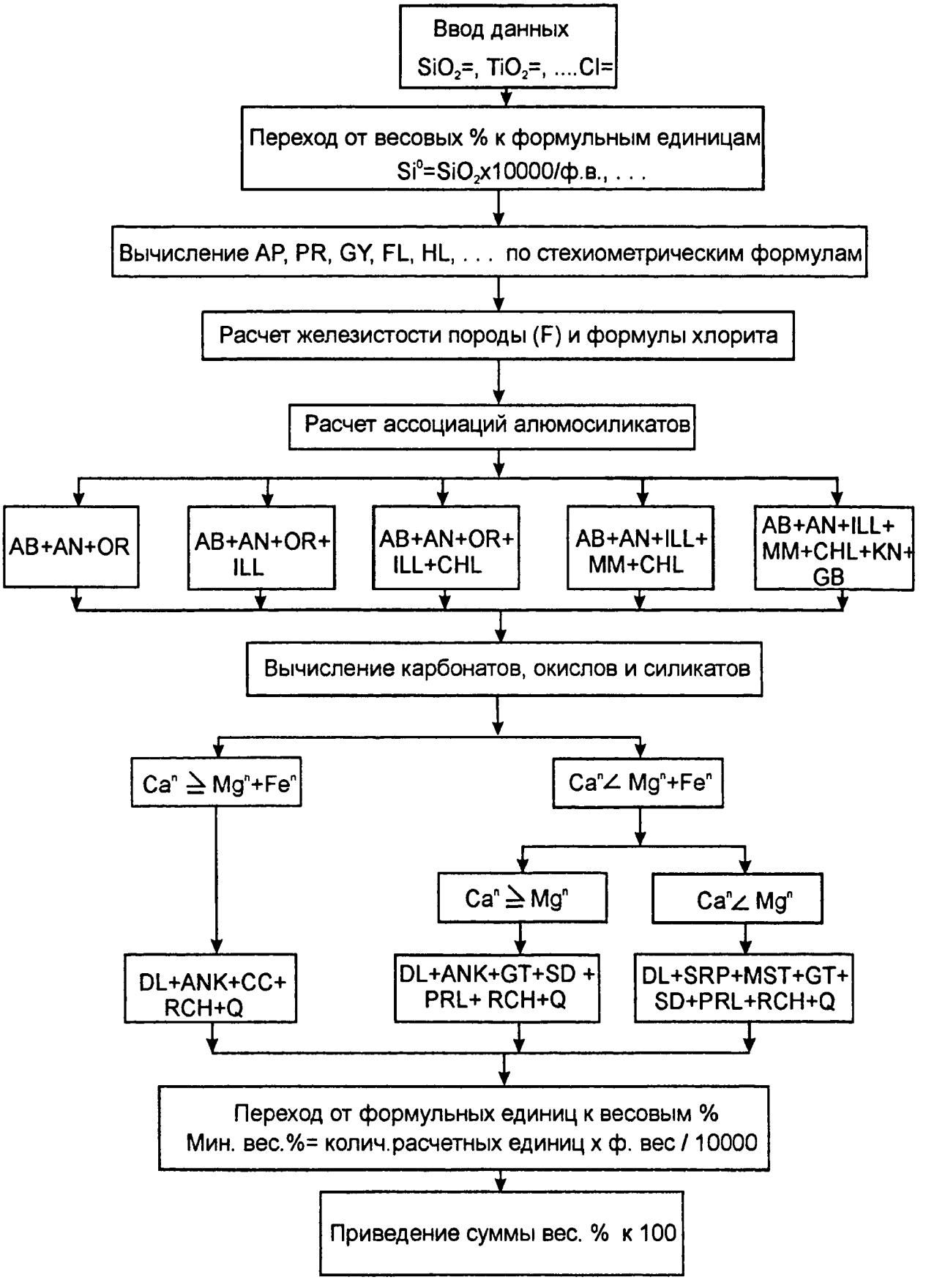


Рис. 2. Блок-схема алгоритма, реализованного в программе MINLITH

низких или напротив, высоких содержаниях Al_2O_3, из расчета исключены, соответственно, каолинит или полевые шпаты; (3) остающиеся Si, Fe, Mg, и Mn, после того, как исполнены стадия 1 и 2, распределяются на силикаты и окислы, или карбонаты, согласно избытку или недостатку оставшегося Ca.

H_2O (в любой форме) и CO_2, если присутствуют в анализе, не учитываются при вычислениях. Они могут быть вычислены из нормативного состава согласно формулам, приведенным выше. При сравнении с содержаниями в химических анализах неметаморфизованных пород, эти рассчитанные летучие показывают хорошее соответствие.

Корреляции между нормативным и модальным содержаниями в основном лучше чем 0.70. Для прямой статистической оценки достоверности (надежности) определения нормативных содержаний минералов (независимо от их валового содержания), величина относительной среднеквадратичной ошибки, Vd (коэффициент вариации) была оценена, в % отн., согласно уравнению:

$$Vd = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{i=n}\left(\frac{d_i}{\overline{x}_i}\cdot 100\right)^2}{2n}},$$

где n – количество параллельных нормативных и модальных значений (весовые содержания, в % мас.), $d_i = |x_{i1} - x_{i2}|$ – абсолютная разность между нормативными и модальными значениями для i-той пары ", и $= (x_{i1}+x_{i2})/2$ – означает среднее арифметическое для этих значений. Были использованы модальные минеральные составы, сопровождаемые валовыми силикатными анализами, отложений Австралийской (Mumme et al., 1996), Русской и Сибирской платформ. Всего использовано 115 образцов. Соответствие между нормативным и наблюдаемым содержаниями минералов и компонентов показаны на (рис. 3). Хорошая сходимость обнаружена для большинства минералов (Vd = ± 5–15% отн. Максимальные ошибки Vd = 60–70 % отн. обнаружены для самого низкого содержания минералов (меньше чем 5% мас.).

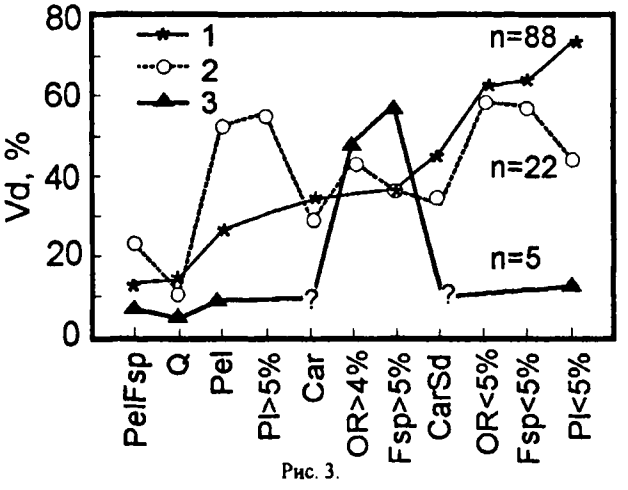


Рис. 3.

Пример вычисления нормативного минерального состава и определения правильности расчетной формулы хлорита. Все операции алгоритма представлены в табл. 2 для образца аргиллита, изученного (Mumme et al., 1996). Химический анализ и модальный минеральный состав, оцененный микрозондовым анализом, были сбалансированы специальным петрохимическим расчетом (Mumme et al., 1996). Точность результатов довольно хороша: содержание иллита в нормативном составе рассчитано как 44,05% мас, и его эквиваленты в модальном составе установлены как 45,3% мас.; кварц 40,58 и 45,1 соответственно; хлорит 9,48 и 5,6; и альбит 3,68 и 3,8. Нормативный пиролюзит (0,92%), рутил (0,73%) и углеродистое вещество (0,11%) отсутствуют среди модальных минералов, возможно из-за низкого предела чувствительности микроанализатора или рассеяния этих компонентов в преобладающем хлорите и иллите. Нормативный серпентин, 0,01%, по-видимому указывает излишек Mg в хлорите.

Вычисленная формула хлорита, как получается в процессе компьютерного расчета (табл. 2, пункт 1): $2{,}72MgO1{,}98FeO1{,}28Al_2O_32{,}75SiO_24H_2O$. Специальная команда приводит ее к традиционному виду, который можно прямо сопоставить с модальной формулой. Обе формулы приблизительно совпадают:

1. Нормативная формула хлорита (расчет по программе MINLITH):

$$(Mg_{2,72}\,Fe_{1,28})4\,(Fe_{0,70}\,Al_{1,30})_2\,(Al_{1,26}\,Si_{2,75})_4\,O_{10}(OH)_8$$

2. Модальная формула хлорита(Mumme et al., 1996):

$$(Mg_{2,64}Fe_{1,36})_4(Fe_{0,38}\,Al_{1,58})_2\,(Al_{1,3}\,Si_{2,7})_4O_{10}(OH)_8$$

Результаты оказываются хуже, когда модальный хлорит содержит значительную долю смешаннослойного компонента и сорбированных не стехиометрических катионов. В образце граувакки с модальным содержанием хлорита, 11,2% мас., количество нормативного хлорита было рассчитано как 13,19% мас. Статистическое сравнение модальных и нормативных формул хлорита пока невозможно из-за редкости публикаций, где химический анализ и количественные минеральные составы даются вместе с формулой хлорита для одного и того же образца. Данные представленные выше позволяют рассматривать нормативные формулы хлорита как удовлетворительную аппроксимацию.

Необходимо еще остановиться на сопоставлении достоверности (правильности) результатов нормативного расчета, статистическая оценка которой дана выше, и точности тех определений, которые использованы для контроля в качестве стандартов (эталонов) модальных минеральных составов. Оценка достоверности (правильности) вычислений, указанная выше, вполне сопоставима с внутрилабораторной воспроизводимостью (точностью) результатов обычного рентгенофазового анализа, оцениваемой величиной относительной погрешнос-

Таблица 2

Пример расчета по алгоритму программы MINLITH: вычисление нормативных минералов алевролита и сопоставление с модальным составом

Компоненты	Валовый состав, % мас,	Последовательность вычислений и нормативные минералы [*1)]										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
		Молекулярные количества	Corg	RT	PR	AB	CHL	ILL	OR	SRP	PRL	Q
SiO_2	66,57	11078				416,22	422,79	3453,16	40,705	79,89		6665,21
TiO_2	0,73			–								
Al_2O_3	17,09	1676				69,37	196,99	1402,85	6,78			
Fe_2O_3	0,85											
FeO	3,01											
FeOt	3,78	525			4,055		305,12	215,82				
MnO	0,01	1,41									1,41	
MgO	3,04	754					418,34	215,82		119,84		
CaO	0	0										
Na_2O	0,43	69,37				69,37						
K_2O	4,13	438,4						431,65	6,78			
P_2O_5	0,01	0										
C	0,11		–									
S	0,026	8,11			8,11							
Значение расчетной формульной единицы					4,055	69,37	154,02	215,82	6,78	39,94	1,41	6665,21
Расчетные весовые проценты			0,11	0,73	0,05	3,64	9,36	43,48	0,38	0,01	0,91	40,05
Расчетные весовые проценты, приведенные к 100 %			0,11	0,74	0,05	3,68	9,48	44,05	0,38	0,01	0,92	40,58
Модальный минеральный состав (Mumme et al,, 1996),						3,8	5,6	45,3				45,1

ти в 5–20%. Эта точность получена для стандартов, собранных из чистых минералов, и в их в простых смесях. Осадочные породы сложнее по составу и достоверность (правильность) в 5–20%, очевидно располагается вне досягаемости рентгенофазового метода. Действительно, выявляются серьезные расхождения при сравнении распределения химических элементов по минералам, установленным количественным рентгенофазовым анализом, и содержанием этих элементов в валовом составе породы. Если например распределить Na_2O и K_2O согласно количествам соответствующих минералов, определенных методом рентгеновской порошковой дифракции, то 10–30% отн. этих окислов оказываются «лишними». А поскольку таковых не бывает, следует признать, что рентгенофазовый анализ не имеет необходимой достоверности (правильности) и, в частности, вполне вероятна недооценка содержаний полевых шпатов. Эта особенность, по-видимому, является причиной высоких ошибок, полученных при оценке достоверности результатов расчета содержаний полевых шпатов по программе MINLITH.

С учетом сделанных замечаний можно принять величину относительной ошибки при расчете минерального состава по программе MINLITH как 5–15% отн. и лишь для минералов-примесей, при содержаниях меньше 5 мас.%, – до 60–70 отн.%. Сопоставим эти цифры с результатами специальных исследований достоверности оценок количественно-минерального состава в петрологии (Hill et al., 1993). Такие исследования были предприняты на примерах наиболее простых минеральных составов гранитов и габбро путем сравнения величин повторных измерений (оценка воспроизводимости). Для каждого измерения использовался рентгенофазовый анализ (Reitveld – метод) и микрозондовый анализ по профилям с оценкой состава присутствующих фаз, которые контролировались балансом по валовому химическому анализу (Hill et al., 1993). Относительная ошибка воспроизводимости в 1–5% отн. установлена для содержаний минералов в 25–50% мас., и соответственно, 7% отн. для 15–25% мас.; 10% отн. для 5–15% мас.и до 67% отн. для J 5% мас.. Принятые выше оценки ошибок MINLITH составляют 5–15% отн. Это намного выше, чем в исследованиях высокой точности, проведенных для гранитов и габбро, но вполне сопоставимо. Высокие ошибки для малых содержаний акцессорных фаз (J 5мас.%) оказываются сходными и составляют 60–70% отн. Сопоставление относительных ошибок определения количественно -минерального состава показано на (рис. 4).

Таким образом: 1. Программа MINLITH позволяет, на основе валового химического анализа, вычислять

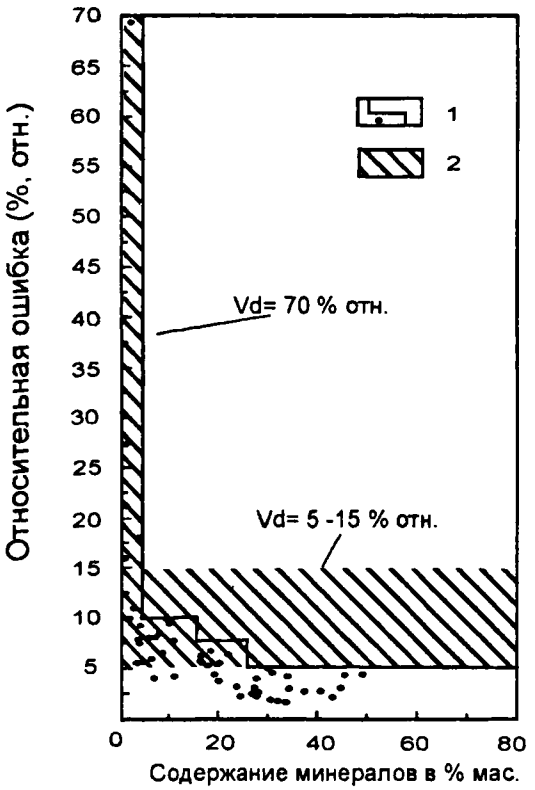


Рис. 4.

минеральный состав осадочных пород и их метаморфизованных разновидностей. Это универсальный метод, применимый для большинства типов осадочных отложений: обломочных, глинистых и карбонатных. Использован ограниченный набор минералов и упрощенные их составы. Программа включает множество арифметических операций, объединенных в алгоритм. Каждая операция представляет собой решение уравнений распределения петрогенных окислов между вероятными (ожидаемыми) нормативными минералами. Последовательность операций определяется на основе эмпирических закономерностей, выявленных при изучении большого числа образцов, принятых в качестве эталонов. 2. Точность вычислений по программе MINLITH была статистически определена на основе сопоставлений с прецизионными исследованиями наблюдаемых минеральных составов. Ошибка для большинства случаев находится в пределах 5–15% отн., и только при содержаниях минерала менее 5% мас., она достигает 60–70% отн. Очевидно, что для приближенных оценок минерального состава осадочных пород в литологии описанная программа представляет собой достаточно простой, удобный и полезный инструмент.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 99-05-65154, 02-05-64397.

Литература

Аксаментова Н.В., Розен О.М., Трусов А.И., Аббясов А.А.. Первичный состав пород железорудной толщи околовской серии кристаллического фундамента Беларуси // Докл. НАН Беларуси. 2002, Т. 45, № 6. С. 106–110.

Розен О.М, Аббясов А.А, Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

Розен О.М., Нистратов Ю.А., Злобин В.Л. и др. Метод вычисления минерального состава осадочных и седиментогенно-метаморфических пород по их химическим анализам: обоснование и программа для ЭВМ. М., 1982. 91 с. Деп. в ВИНИТИ 25.06.82, № 3768.

Hill, R.J., Tsambourakis, G., and Madsen, I.C. Improved petrological modal analyses from X-ray powder diffraction data by use of the Rietveld method. Part I. Selected igneous, volcanic and metamorphic rocks. // Journ. of Petrology. 1993. Vol. 34. P. 867–900.

Mumme, W.G., Tsambourakis, G., Madsen, I.C. and Hill, R.J. Improved petrological modal analyses from X-ray powder diffraction data by use of the Rietveld method. Part II. Selected sedimentary rocks. // Journ. of Sed. Res. 1996. Vol. 66. P. 132–138.

Rosen O.M., Safronov V.T. and Abbyasov A.A. Sedimentary environments of the amphibolite-grade Early Proterozoic Keiva and Kukas basins (northeast Baltic Shield): normative mineral MINLITH analysis.// Precambrian Sedimentary Environments. Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment. 2002. Vol. 33. P. 259–274.

Zlobin V.N, Rosen O.M and Abbyasov A.A. Two meta-sedimentary basins in the Early Precambrian granulites of the Anabar Shield (polar Siberia): normative mineral compositions calculated by the MINLITH program and basin facies interpretations // Precambrian Sedimentary Environments. Spec. Publs. Int. Assoc. Sediment. 2002. Vol. 33. P. 275–292.

ПЕТРОГЕНЕЗИС МЕТАОСАДОЧНЫХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Н.В. Аксаментова
Институт геологических наук НАН Беларуси, г. Минск

Метаосадочные породы составляют преобладающую часть разрезов метаморфических комплексов раннего докембрия (Сидоренко, 1975). Расшифровка их петрогенетических особенностей является ключом к познанию процессов формирования и эволюции древнейшей осадочной оболочки Земли. На западе Восточно-Европейского кратона наиболее древние метаосадочные породы входят в состав гранулитовых комплексов архея, занимающих свыше 70% площади кристаллического фундамента. Это шваский комплекс Западно-Литовского гранулитового массива (Гайлюс, Чучелис, 1980), щучинская серия южной половины Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, рудьмянская толща, распространенная в одноименной зоне, примыкающей с востока к гранулитовому поясу, и кулажинская серия, слагающая Брагинский гранулитовый массив в юго-восточной части Беларуси (Геология Беларуси, 2001). Архейский возраст щучинской серии и рудьмянской толщи принимается на основании их сходства с тывровской толщей и хощевато-завальевской свитой Украинского щита с модельными Sm/Nd датировками свыше 3,0 млрд лет (Степанюк, 2000). Верхняя возрастная граница кулажинской серии по данным изотопного возраста мигматизированных разностей пород определяется на уровне 2,95–2,55 млрд лет назад (Найденков и др., 1994). Породы шваского комплекса интенсивно мигматизированы и диафторированы в условиях амфиболитовой фации. Sm/Nd модельный возраст прорывающих их эндербитов равен 2,45 млрд лет (Claesson et al., 2001). Приуроченность названных комплексов к низам разреза раннего докембрия каждого из названных районов, а также сходство вещественного состава, степени и последовательности структурно-метаморфических преобразований слагающих их пород позволяет предполагать примерно одновременное формирование исходных для них вулканогенных и осадочных образований на раннем этапе геологического развития региона.

Для реконструкции исходного состава и условий формирования метаморфических пород помимо геолого-петрографических методов обычно используются различные способы петрохимических пересчетов (Головенок, 1975; Неелов, 1980; Юдович, Кетрис, 2000 и др.). Наиболее приемлемым для определения петрогенезиса глубокометаморфизованных осадочных пород, полностью утративших первоначальный минеральный облик, является разработанный О.М. Розеном (Розен, 1975; Розен и др., 2000) метод пересчета данных силикатных анализов на нормативные минералы осадочных пород. Метод дает хорошие результаты при диагностике парапород, не подвергшихся существенно более поздним аллохимическим преобразованиям. Реконструкция исходного состава пород гранулитовых комплексов представляет определенные трудности из-за широко проявленных наложенных процессов плагиобластеза, мигматизации и диафтореза. Поэтому для расчетов были тщательно отобраны около 100 оригинальных и опубликованных химических анализов метаосадочных пород с наименьшими признаками последующих изменений из гранулитовых комплексов Беларуси (Химические..., 1988) и Западной Литвы (любезно представлены Г. Скридлайте). По нормативно-минеральному составу среди метаосадочных пород названных комплексов выделяются три главные группы (табл. 1, 2): первичные алевритово-глинистые, карбонатные и железистые. При этом если первые распространены на всей территории, то карбонатные и железистые сосредоточены лишь в пределах Рудьмянской зоны.

Первичные алевритово-глинистые породы имеют наиболее широкое распространение. К ним относятся глиноземистые гнейсы, имеющие повсеместно довольно однообразный минеральный состав (плагиоклаз, биотит, гранат, силлиманит, кварц, нередко кордиерит, графит, иногда гиперстен, ортоклаз) и метаморфизованные в термодинамических условиях гранулитовой фации (720–780°С, 6–8 кбар). По структурно-текстурным особенностям (мелкозернистые структуры, полосчатые, возможно, реликтовые слоистые текстуры) и особенностям химического состава большинство исследователей относят эти гнейсы к первично пелитовым, алевропелитовым или песчаным (граувакки) породам. В химическом отношении это породы, пересыщенные алюминием, содержащие 52–63% SiO_2 и относительно небольшое количество магния и кальция при переменных соотношениях натрия и калия (см. табл. 1).

Судя по результатам литохимических пересчетов, в их нормативном составе содержится менее 50% кварц-полевошпатового (терригенного) материала (см. табл. 2), что позволяет интерпретировать их как первично алевритоглинистые и глинистые породы. В нормативном составе более крупнозернистых пород кварц-полевошпатовая составляющая, как правило, превышает 50% (см. объекты 4; 10; 16, рис. 1). Ведущим глинистым минералом бульшей части рассматриваемых пород является иллит (гидрослюда), к которому в том или ином количестве нередко добавляются хлорит и монтмориллонит, образуя двух- и трехкомпонентные смеси, типичные для большинства реальных глинистых пород. В зависимости от соотношения глинистых минералов среди исходных пород глиноземистых гнейсов различают-

Таблица 1

Средний химический состав метаосадочных пород гранулитовых комплексов запада Восточно-Европейского кратона

Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.П.П.	Fоб
А-1	59,27	0,97	19,92	8,51	–	0,08	2,95	0,84	1,47	5,48	0,06	0,40	0,74
Щ-1	53,87	0,98	18,59	4,28	6,64	0,12	3,75	2,35	2,47	4,67	0,12	1,39	0,75
Р-1	57,08	0,57	11,50	6,61	6,93	0,17	3,64	1,49	1,62	2,83	0,01	6,63	0,79
К-1	59,05	0,78	16,55	2,97	5,91	0,10	3,63	1,07	2,35	4,24	0,12	2,87	0,71
А-2	60,47	1,01	18,91	8,34	–	0,06	3,02	1,77	1,99	3,84	–	0,35	0,74
Щ-2	59,13	1,03	18,66	4,06	4,71	0,16	2,50	3,03	2,33	3,24	0,11	1,54	0,71
Р-2	59,06	1,02	14,34	3,13	5,57	0,09	4,73	7,14	1,75	1,68	0,10	1,32	0,71
К-2	56,85	0,85	18,48	1,41	6,61	0,06	4,36	2,31	2,72	3,33	0,21	2,39	0,64
Р-2г	55,61	0,50	11,96	5,05	10,00	0,35	4,85	2,96	1,71	1,55	0,27	5,08	0,76
Р-2д	59,92	1,38	12,43	5,74	6,28	0,15	2,13	6,33	3,19	0,89	0,33	1,13	0,85
А-3	60,84	1,05	19,12	8,39	–	0,06	3,26	1,20	1,78	3,02	–	0,94	0,72
Щ-3	58,27	0,42	17,50	0,62	11,21	0,42	3,38	3,30	2,28	1,25	0,08	1,49	0,78
Р-3	62,23	0,61	14,94	1,00	3,80	0,15	3,81	7,34	2,66	1,07	0,18	1,67	0,58
К-3	64,83	0,66	15,90	1,16	6,41	0,21	3,20	0,70	1,87	1,83	0,01	1,97	0,71
Р-к	4,29	0,23	1,17	0,90	0,32	0,04	2,66	50,43	0,30	0,09	0,02	39,66	0,36
Р-кд	19,30	0,22	1,88	1,04	0,60	0,07	12,71	34,61	0,39	0,18	0,03	29,03	0,12
Р-д	50,79	0,24	3,23	2,80	0,48	0,12	14,15	21,76	0,98	0,36	0,06	4,75	0,19
Р-г	41,45	0,06	1,41	24,14	24,95	0,23	2,07	3,28	0,18	0,12	1,08	0,87	0,96
Р-ш	46,83	0,27	5,90	26,86	11,16	0,36	2,30	3,40	0,21	0,40	0,92	1,41	0,94
Р-сд	46,89	0,34	5,00	21,68	12,19	0,54	2,02	6,71	0,48	0,23	0,42	3,05	0,94

Примечание. А, Щ, Р, К – гранулитовые комплексы фундамента (А – ашваский комплекс, Щ – щучинская серия, Р – рудьмянская толща, К – кулажинская серия). Строчными буквами и цифрами обозначены типы и разновидности метаосадочных пород (возможные исходные породы) 1, 2, 2г, 2д, 3 – глиноземистые гнейсы (первично алевроглинистые и глинистые породы: 1 – гидрослюдистые, 2 – хлорит-гидрослюдистые, 2г – железистые карбонатно-хлорит-гидрослюдистые, 2д – сильно доломитистые хлорит-гидрослюдистые; 3 – монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые); к – кальцитовые мраморы (доломитистые известняки); кд – мраморы диопсид- и форстеритсодержащие (доломиты известковые), д – кальцифиры (доломиты глинисто-кремнистые); г – силикатно-магнетитовые кварциты (гетит-кремнистые породы); ш, сд – эвлизиты (ш – шамозит-гетит-кремнистые породы, сд – кремнистые шамозит-сидеритовые доломиты). F = $(Fe_2O_3+FeO+MnO)/(Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO)$, мас %.

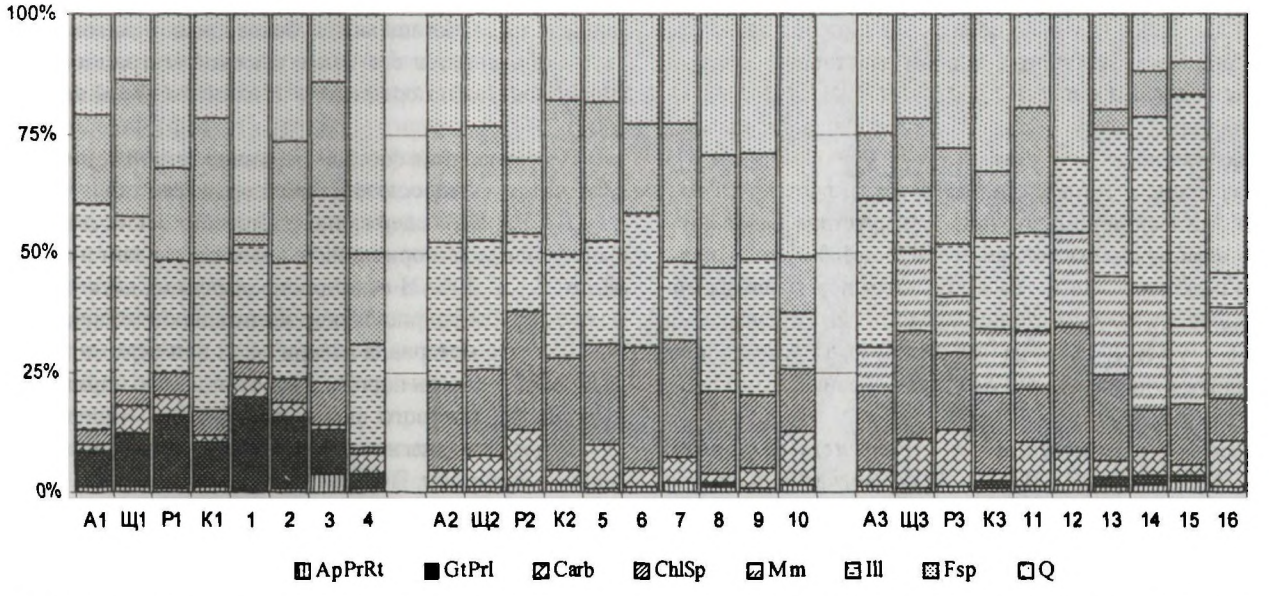


Рис. 1. Диаграмма нормативного минерального состава глиноземистых гнейсов гранулитовых комплексов запада Восточно-Европейского кратона и некоторых типов осадочных пород разного возраста и происхождения: А1.А3, Щ1.Щ3, Р1.Р3, К1.К3 – главные разновидности первично алевритово-глинистых пород гранулитовых комплексов Восточно-Европейского кратона (см. табл. 1; 2); *1* и *12* – измененные позднемеловые вулканокластические осадки впадины Науру; *2* и *5* – позднемиоценовые пелагические глины Японского моря и *11* – современные гемипелагические глинистые осадки внутреннего склона Центрально-Американского глубоководного желоба (Курносов, 1982); *3* – пелитовая грауваккa палеозоя Верхнего Гарца (Розен, Димрот, 1982); *4, 10, 16* – алевропесчаные породы Русской платформы: *4* – рифейские (Розен и др., 2000), *10, 16* – палеозойские (Ронов и др., 1995); *6* – глубоководные красные глины, *8* – прибрежные морские глины и *9* – глинистые и аспидные сланцы (Гаррелс, Маккензи, 1974); *7* – красные и *13* – глубоководные океанические глины (Барт, 1956); *14, 15* – бентонитовые глины: *14* – из месторождения в Баварии и *15* – Ахалцихского месторождения Грузии (Мерабишвили, 1962)

Таблица 2

Нормативно-минеральный состав метаосадочных пород гранулитовых комплексов запада Восточно-Европейского кратона

Породы	ApPrRt	GtPrl	Sd	DlAnk	CcRch	ChlSp	Mm	Ill	Pl	Or	Q	Число
А-1	1,1	7,2	–	1,6	–	3,0	–	47,4	13,4	5,3	21,2	5
Щ-1	1,2	11,0	–	5,5	–	3,2	–	36,7	22,2	6,3	13,9	7
Р-1	0,6	15,5	–	4,0	–	4,5	–	23,7	15,6	4,1	32,1	6
К-1	1,3	9,1	–	1,6	–	5,0	–	32,1	21,9	7,3	21,8	8
А-2	1,0	–	–	2,0	1,6	17,9	–	29,9	18,0	5,4	24,2	8
Щ-2	1,2	–	–	3,8	2,7	17,7	–	27,1	20,8	3,4	23,3	4
Р-2	1,3	–	–	0,5	11,0	24,9	–	16,4	15,3	0,2	30,5	4
К-2	1,6	–	–	0,7	2,4	23,3	–	21,6	25,0	7,4	17,9	3
Р-2г	1,1	11,7	–	7,4	–	16,3	–	16,3	15,7	–	31,5	3
Р-2д	2,0	–	4,0	17,5	0,2	11,7	–	8,6	27,1	–	29,0	2
А-3	1,0	0,2	–	3,5	–	16,2	9,1	31,4	13,8	–	24,9	9
Щ-3	0,7	–	–	9,1	1,2	22,6	16,8	12,5	15,5	–	21,6	1
Р-3	1,0	–	–	0,7	11,2	16,3	11,8	10,8	20,4	–	27,9	2
К-3	0,7	1,4	–	1,6	–	17,0	13,1	19,4	13,9	–	32,9	2
Р-к	0,3	–	–	13,3	80,2	1,1	–	0,9	2,7	–	1,7	2
Р-кд	0,3	–	–	52,9	26,5	1,9	–	1,2	3,2	0,3	13,7	5
Р-д	0,3	1,0	0,5	52,2	1,8	0,9	–	2,2	7,6	0,4	33,2	5
Р-г	2,4	49,6	–	5,4	–	5,8**	–	1,0	1,5	0,1	34,2	13
Р-ш	2,3	30,2	–	6,5	–	19,9**	–	3,9	1,8	–	35,3	7
Р-сд	1,1	–	26,3	19,0*	0,7	14,0**	–	2,1	3,8	–	33,0	6

Примечание ApPrRt – апатит, пирит и рутил, GtPrl – гетит и пиролюзит; Sd – сидерит; DlAnk – доломит и анкерит; CcRch – кальцит и родохрозит; ChlSp - хлорит и серпентинит, Mm – монтмориллонит; Ill – иллит Pl – плагиоклаз; Or – ортоклаз, Q – кварц

* Доломит и анкерит в соотношении 2 3

**Шамозит с железистостью 94–96% Названия пород см в табл 1

ся три типа: гидрослюдистые, хлорит-гидрослюдистые и монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые. Постоянной примесью (до 10%) во всех типах пород являлись, по-видимому, карбонаты – преимущественно доломит, реже анкерит и кальцит.

В нормативном составе существенно ***гидрослюдистых*** исходных пород (см. табл. 1 и 2, А1, Щ1, Р1, К1) содержание иллита в глинистой части составляет 85–100%. Характерно постоянное присутствие гидроокислов железа (гетит) в количестве от 5 до 10%. По ассоциации и количественным соотношениям нормативных минералов эти породы сходны с пелитовыми граувакками палеозоя Верхнего Гарца (см. рис. 1, *3*), а также с обогащенными гидрослюдами осадками окраин Тихого океана (см. рис. 1, *2*).

Первичные ***хлорит-гидрослюдистые*** породы (см. табл. 1 и 2, А2, Щ2, Р2, К2) содержат больше глинистого компонента, в составе которого до 40–50% составляет хлорит с железистостью 70–80%. Кроме того, в них, за редким исключением (см. табл. 2, Р-2г), отсутствует нормативный гетит. Встречаются разности обогащенные карбонатным материалом (см. табл. 2, Р-2д). переходные к глинисто-карбонатным породам. По нормативно-минеральному составу хлорит-гидрослюдистые породы близки к среднему составу глинистых и аспидных сланцев (см. рис. 1, *9*) и современным глинистым осадкам, накапливающимся в морских бассейнах на разных уровнях глубинности (см. рис. 1, *5*, *8*), но преимущественно в глубоководных условиях (пелагические глины океанических впадин, океанические красные глины и др.). Обогащение глубоководных осадков хлоритом объясняется его более высокой миграционной способностью по сравнению с иллитом (Калиненко, 2001).

В нормативном составе первично ***монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистых*** пород (см. табл. 1 и 2, А1, Щ3, Р3, К3) содержание глинистого вещества еще выше; доля монтмориллонита в нем составляет в среднем от 20 до 50%. И если для предыдущих двух типов можно допустить присутствие значительного количества обломочного материала алевритовой или псаммитовой размерности, то эти породы по соотношению нормативных кварца, полевого шпата и глинистых минералов (2:1:5) уверенно диагностируются как полиминеральные глинистые породы. В виде примеси в них изредка присутствуют гидроокислы железа. Монтмориллонит обычно считается показателем присутствия в исходном осадке измененного вулканического материала либо продуктов размыва основных магматических пород. На это указывает сходство нормативно-минерального состава этого типа пород с измененными вулканокластическими осадками (см. рис. 1, *12*), а также с бентонитовыми глинами (см. рис. 1, *14*; *15*) – продуктами подводного разложения вулканического пепла. Однако в отличие от последних рассматриваемые породы обогащены терригенным материалом, что сближает их с гемипелагическими осад-

ками глубоководных желобов (см. объект 11 на рис.). Не исключено, что в исходных монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистых породах концентрация монтмориллонита была обусловлена не столько составом размываемых пород, сколько благоприятными гидродинамическими условиями в бассейне осадконакопления, способствующими переносу монтмориллонита на значительные расстояния от области сноса, как это наблюдается в современных морских бассейнах (Калиненко, 2001).

Первичные карбонатные породы сравнительно легко диагностируются, так как представлены мраморами и кальцифирами, содержащими примесь силикатных минералов (форстерит, диопсид, гранат, волластонит, плагиоклаз, скаполит и др.), составляющих соответственно от 5–7% до 40% и более объема пород. Согласно пересчетам в нормативном составе этих пород преобладают доломит и кальцит, присутствует кварц, в подчиненном количестве – полевой шпат, иллит, хлорит, иногда гетит. Доломит слабо железистый, на что указывает наличие нормативного анкерита (до 5–15%). Судя по количественным соотношениям нормативных минералов, исходные породы имели непостоянный состав, варьирующий от почти чистых доломитистых известняков (см. табл. 2, Р-к) до известковых и глинисто-кремнистых доломитов (см. табл. 2, Р-кд, Р-д). Частое чередование в разрезе названных разновидностей пород указывает, по-видимому, на непостоянство условий их отложения.

Первичные железистые породы представлены магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми кварцитами и эвлизитами весьма изменчивого количественно-минерального состава, в котором преобладают высокожелезистые минералы – пироксены (эвлит, феррогеденбергит), оливин (фаялит), гранат, магнетит, присутствуют кварц, плагиоклаз, амфибол, сульфиды железа. Характерна обогащенность некоторых прослоев железистых кварцитов апатитом. Судя по результатам пересчетов различаются три типа исходных железистых пород: кремнисто-гетитовые, кремнисто-шамозит-гетитовые (те и другие с небольшой примесью карбонатно-глинистого материала) и кремнисто-шамозит-карбонатные (см. табл. 2, Р-г, Р-ш, Р-сд). В кремнисто-железистых породах суммарное содержание нормативных гетита и высокожелезистого хлорита (шамозита) составляет 50–55%. В кремнисто-шамозит-карбонатных породах в отличие от карбонатных карбонатные минералы представлены высокожелезистыми разновидностями – сидеритом и железистым доломитом, доля анкеритовой составляющей в котором достигает 40–75%. Для всех разновидностей железистых пород характерно низкое содержание нормативных полевых шпатов и иллита, что позволяет предполагать накопление исходных железисто-кремнистых осадков в основном хемогенным путем при незначительном поступлении терригенного материала.

Анализ состава и пространственного распределения метаосадочных пород дает некоторое представление о возможных условиях их накопления. Преобладающие среди них первичные алевритово-глинистые породы по количественно-нормативному составу сходны с тонкозернистыми пелагическими и гемипелагическими отложениями, объединяемыми иногда под общим названием лютиты (Гаррелс, Маккензи, 1974). Такое сходство позволяет предполагать довольно глубоководные условия накопления исходных для глиноземистых гнейсов осадков, а однородный состав их на обширных пространствах Западно-Литовского и Брагинского массивов и редкость ассоциирующих с ними магматических образований свидетельствуют об относительно стабильной тектонической обстановке и низкой магматической активности в пределах названных территорий. Вместе с тем, выявляются некоторые отличия в количественных соотношениях разных типов алевритово-глинистых в разных районах. Так, в пределах Брагинского массива преобладали, по-видимому, существенно гидрослюдистые образования, тогда как в Западно-Литовском широко были представлены первично монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые разности, отлагавшиеся, вероятно, в более глубоководных условиях.

На территории Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, расположенного в центральной части региона, метаосадочные породы занимают подчиненное положение в составе существенно метабазитовой щучинской серии и представлены преимущественно первично гидрослюдистыми алевритоглинистыми отложениями. Осадконакопление здесь, очевидно, было подавлено мощными излияниями базальтов, связанных с развитием протяженной и долгоживущей зоны разломов субмеридионального простирания. Примыкающая с востока к гранулитовому поясу Рудьмянская зона выделяется большим разнообразием метаосадочных пород – первично алевритово-глинистых, карбонатных и железистых, слагающих чередующиеся в разрезе пачки, внутри которых наблюдается тонкое переслаивание отдельных разновидностей пород. Это отражает, по-видимому, частую смену среды осадкообразования и нестабильность тектонической обстановки, связанную с положением зоны на сочленении структурных областей с разной тектоно-магматической активностью.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 02-05-64397.

Литература

Барт Т. Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 414 с.

Гайлюс Р., Чучелис В. Метаморфические и метасоматические комплексы докембрия Западной Литвы // Научн. тр. вузов ЛитССР. Геология. 1980. № 1. С. 3–15.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.

Геология Беларуси / А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкий, А.В. Матвеев и др. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Головенок В.К. Петрохимические типы глинистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия / Под ред. акад. А.В. Сидоренко. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975. С 157–166.

Калиненко В.В. Глинистые минералы в осадках арктических морей // Литология и полезные ископаемые. 2001 № 4. С 418–429

Курносов В.Б Глинистые осадки главных структурных элементов окраин Тихого океана. М.: Наука, 1982. 222 с.

Мерабишвили М.С. Бентонитовые глины М.: Госгеолтехиздат, 1962. 128 с.

Найденков И.В., Архипова А.А., Деревянкин Ю А Тектоническая история кристаллического фундамента Беларуси по данным геохронометрических исследований // Литасфера, 1994. С. 94–105.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л., Наука, 1980. 100 с.

Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975. С. 60–74.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А. Программа MINLITH для расчета минерального состава осадочных пород: достоверность результатов в применении к отложениям древних платформ // Геохимия. 2000. № 4. С. 431–444.

Розен О.М., Димрот Э Древние метаморфизованные граувакки континентальной коры: исследование первичного минерального состава (на примере Канады и СССР) // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов докембрия. М.: Наука, 1982. С. 155–178.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хане К. Количественные закономерности эволюции состава алевропесчаных пород Русской плиты // Геохимия. 1985. № 3. С. 323–348.

Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия – состояние науки, проблемы и задачи // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М.: Недра, 1975. С. 5–15.

Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеопротерозой): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук Киев, 2000. 35 с.

Химические анализы горных пород кристаллического фундамента Белоруссии: Справочник / А.М Пап, Н.В. Аксаментова, А.А. Архипова, И.В. Найденков Минск: Наука и техника, 1988. 243 с.

Юдович Я. Э., Кетрис М.П. Основы литохимии СПб.: Наука, 2000. 479 с.

Claesson S , Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatschev R. Isotopic evedence for Palaeproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics 2001. № 339. P. 1–18

МИНЕРАЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАБАЗИТОВ УЙМОНСКОЙ СВИТЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

[1]Н.И. Волкова, [2]С.И. Ступаков, [2]В.А. Симонов, [2]Е.Н. Нигматулина
[1] *Институт минералогии и петрографии СО РАН, г. Новосибирск,*
[2] *Институт геологии СО РАН, г. Новосибирск*

Палеозойские складчатые сооружения алтаид представляют собой орогенический коллаж, состоящий из фрагментов островных дуг, субдукционно-аккреционных комплексов и океанических плато, которые были постепенно аккретированы к южной окраине Сибирского кратона (Шенгер и др., 1994). Глаукофансланцевые и глаукофанзеленосланцевые пояса, широко распространенные в южном обрамлении Сибирской платформы, образовались на ранних этапах развития орогенной системы, что, по-видимому, обусловлено отсутствием континентальной коллизии и общей эволюцией Палеозойского океана, занимавшего обширные пространства в фанерозое. Проблемы образования и эволюции этих высокобарных комплексов, маркирующих положение древних конвергентных зон, оказались в последнее время вновь в центре внимания вследствие возможности их использования в качестве индикаторов при реконструкциях тектонической эволюции складчатых областей.

Объектом нашего исследования явились метабазиты уймонской свиты теректинского глаукофанзеленосланцевого комплекса (Добрецов и др, 1972, 1991; Лепезин, 1978; Родыгин, 1979; Дук, 1982; 1995) или, следуя терминологии плитной тектоники, Уймонского террейна (Буслов, 1998), расположенного в центральной части Горного Алтая в зоне Чарышско-Теректинского разлома.

Авторы имели возможность ознакомиться с уймонской свитой по левому берегу р. Катунь и детально опробовать разрез вдоль ее притока р. Нижняя Катанда, структурно-геологическое описание которого приведено в монографии Г.Г. Дук (1982), а петрохимические анализы пород, наряду с информацией по содержанию ряда редких элементов, содержатся в работе Л.Г. Кузнецовой (1985).

Уймонская вулканогенно-терригенная свита имеет сложное внутреннее строение. В наблюдаемом разрезе она представлена пакетом тектонических пластин, сложенных в основном метабазитами, чередующимися с метаграувакками, кварцитами с пьемонтитом и спессартином, и маломощными линзами мраморов.

Метабазиты уймонской свиты представляют собой тонко-среднезернистые (до 2 мм) сланцеватые (сланцеватость обычно выражается в ориентировке слюды, хлорита, амфибола), реже массивные породы. Слагающие их ассоциации минералов включают в себя Na и Na-Ca амфиболы, актинолит, фенгит, эпидот, хлорит, альбит, кварц, кальцит, магнетит, гематит, реже встречаются стильпномелан, сфен, пумпеллиит, пирит. Наиболее распространенной минеральной ассоциацией является Amph + Ep + Chl + Phe + Ab + Qtz ± Mag (Hem) ± Cal. В зависимости от состава амфибола, данные породы можно подразделить на глаукофановые, винчит-актинолитовые и актинолитовые сланцы.

Амфиболы. Натровые амфиболы представлены главным образом глаукофаном и ферроглаукофаном, Na-Ca амфиболы – винчитом, реже – барруазитом, и Ca амфиболы – актинолитом (табл. 1), согласно классификации IMA (Leake et al., 1997).

Небольшие зерна Na- амфибола в глаукофановых сланцах обычно не зональные или имеют слабо выраженную зональность, проявляющуюся в изменении окраски и увеличении $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$-отношения и, в меньшей степени, $Mg/(Mg+Fe^{2+})$-отношения от центра к краю зерна, что свидетельствует об их образовании при повышении температуры и уменьшении давления. Возможно, что наблюдаемые вариации составов отчасти обусловлены неопределенностями при расчетах трехвалентного железа. Но, в целом, амфиболы в глаукофансодержащих сланцах не выходят за пределы составов натровых амфиболов (рис. 1; 2).

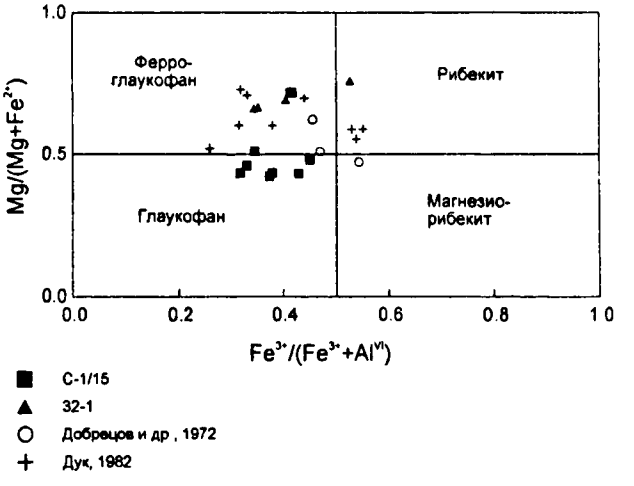


Рис. 1. Химический состав натровых амфиболов из метабазитов уймонской свиты

В винчит-актинолитовых сланцах Na-Ca амфиболы обычно встречаются вместе с актинолитом; иногда наблюдаются зональные зерна с винчитовым ядром и актинолитовой каемкой. Содержание $Na_{(B)}$ в этих амфиболах варьирует от 0,51 до 0,69 ф.е., а $Mg/(Mg+Fe^{2+})$-отношение – от 0,52 до 0,66. Наиболее железистые винчиты встречаются в ассоциациях со стильпномеланом.

Таблица 1

Представительные микрозондовые анализы амфиболов из метабазитов уймонской свиты (Горный Алтай)

Образец	С-1/15			32-1			28-1			30-4			25-2		
	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Gln	Win	Win	Act	Win	Act	Act	Act	Act	Act
SiO_2	55,49	54,25	54,84	56,48	56,96	56,93	51,34	53,30	55,02	50,94	51,82	52,92	54,25	53,68	54,51
TiO_2	0,01	0,04	0,05	0,02	0,03	0,02	0,08	0.01	0,00	0,08	0,04	0,01	0,05	0,03	0,01
Al_2O_3	8,47	8,32	7,98	8,77	8,86	8,48	4,36	3,42	1,63	4,01	2,28	1,38	2,88	2,53	1,25
FeO*	19,56	21,21	20,51	15,06	14,75	14,66	17,94	16,65	12,92	20,9	19,58	17,77	15,56	15,03	12,6
MnO	0,08	0,09	0,11	0,09	0,08	0,09	0,25	0,23	0,33	0,23	0,25	0,18	0,28	0,28	0,29
MgO	6,09	5,83	6,13	9,36	9,26	9,33	11,44	12,39	14,89	9,74	11,09	12,27	12,45	12,94	15,89
CaO	0,41	0,49	0,42	0,42	0,43	0,24	8,38	9,26	11,17	9,20	10,09	11,47	11,25	11,24	11,73
Na_2O	6,99	7,03	7,29	6,77	6,86	7,14	3,00	2,36	0,95	2,10	1,49	0,64	0,98	0,98	0.50
K_2O	0,07	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,19	0,17	0,08	0,20	0,08	0,04	0,10	0,09	0,04
Сумма	97,18	97,28	97,36	97,00	97,26	96,92	96,98	97,88	96,98	97,40	96,71	96,68	97,79	96,80	96,82
Si	7,93	7,79	7,87	7,86	7,91	7,95	7,52	7,70	7,93	7,54	7,69	7,83	7,88	7,86	7,84
Ti	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Al (IV)	0,07	0,21	0,13	0,14	0,09	0,05	0,48	0,30	0,07	0,46	0,31	0,17	0,12	0,14	0,16
Al (VI)	1,36	1,20	1,22	1,30	1,36	1,35	0,27	0,28	0,21	0,24	0,09	0,07	0,37	0,30	0,05
Fe^{2+}	1,70	1,65	1,71	0,87	0,97	1,01	1,52	1,58	1,42	1,92	1,86	1,94	1,89	1,83	1,16
Fe^{3+}	0,63	0,90	0,75	0,88	0,74	0,70	0,68	0,43	0,13	0,66	0,56	0,26	0,00	0,01	0,35
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04
Mg	1,30	1,25	1,31	1,94	1,92	1,94	2,50	2,67	3,20	2,15	2,45	2,71	2,70	2,82	3,40
Ca	0,06	0,08	0,07	0,06	0,07	0,04	1,31	1,43	1,72	1,46	1,60	1,82	1,75	1,76	1,81
Na	1,94	1,96	2,03	1,83	1,85	1,93	0,85	0,66	0,27	0,60	0,43	0,18	0,28	0,28	0,14
K	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0,43	0,43	0,43	0,69	0,66	0,66	0,62	0,63	0,69	0,53	0,57	0,58	0,59	0,61	0,75
Na (B)	1,94	1,93	1,94	1,83	1,85	1,93	0,69	0,57	0,28	0,54	0,40	0,18	0,25	0,24	0,14

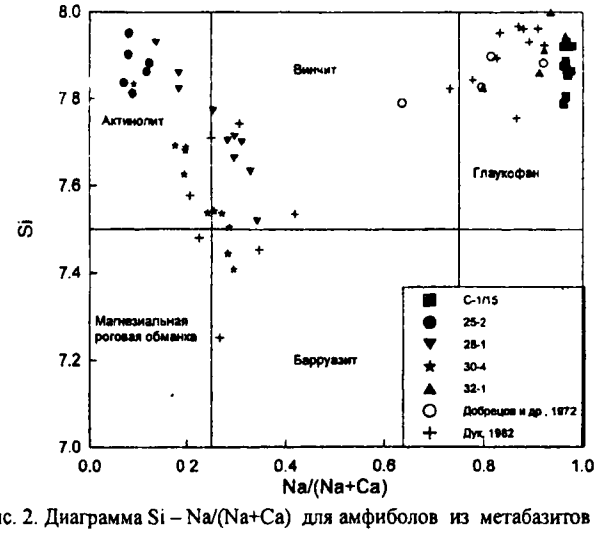


Рис. 2. Диаграмма Si – Na/(Na+Ca) для амфиболов из метабазитов уймонской свиты теректинского комплекса

Са амфиболы встречаются вместе с винчитом в винчит-актинолитовых сланцах, а также в виде единственного амфибола в актинолитовых сланцах. Актинолиты из парагенезисов с винчитом обогащены натрием по сравнению с актинолитами из зеленых актинолитовых сланцев.

Проанализированные ***фенгиты*** (табл. 2) содержат значительные количества селадонитового компонента, Si варьирует от 3,30 до 3,39 ф.е. Отчетливо выраженной зональности не наблюдается, только иногда в глаукофансодержащих сланцах отмечается уменьшение содержания Al и увеличение содержаний Si и Fe от центра к краю. ***Хлорит*** присутствует в виде субгедральных кристаллов, ориентированных параллельно сланцеватости, практически во всех исследованных образцах. Магнезиальность хлоритов варьирует от 39 до 55 % и зависит как от химического состава пород, так и от P-T условий метаморфизма. Отмечается увеличение железисто минерала от глаукофансодержащих сланцев к винчит-актинолитовым сланцам и далее к актинолитовым сланцам. Хлориты с максимальной железистостью отмечаются в ассоциации со стильпномеланом (табл. 2). ***Эпидот*** встречается в виде субгедральных, реже эвгедральных кристаллов желто-зеленого цвета. Содержание пистацитового компонента варьирует от 32,2 до 17,0%, при этом его минимальные содержания фиксируются в эпидотах из актинолитовых сланцев. ***Плагиоклаз*** представлен чистым альбитом, содержащим не более 1% анортитового компонента. ***Стильпномелан***, встречающийся как в виде радиально-лучистых агрегатов, так и в виде отдельных пластин коричневого цвета, обычно секущих

Таблица 2

Представительные анализы фенгитов, хлоритов, эпидотов и стильпномелана

Образец	C-1/15			32-1			28-1			30-4			25-2	
Минерал	Phe	Chl	Ep	Phe	Ep	Chl	Phe	Ep	Chl	Ep	Stp	Chl	Ep	Chl
SiO_2	49,89	26,07	38,08	50,48	38,13	28,57	51,13	38,57	26,26	38,43	45,05	25,41	39,07	26,08
TiO_2	0,17	0,00	0,08	0,12	0,03	0,03	0,11	0,08	0,05	0,09	0,01	0,04	0,07	0,01
Al_2O_3	26,73	20,10	23,58	27,93	24,06	17,99	26,42	25,93	18,14	25,74	6,12	19,08	26,76	19,76
ΣFeO	5,79	24,69	12,49	3,98	12,24	18,88	4,72	9,23	27,08	9,87	29,15	31,62	8,18	26,20
MnO	0,00	0,43	0,26	0,01	0,23	0,48	0,02	0,25	0,39	0,17	0,76	0,20	0,21	0,38
MgO	2,28	16,89	0,03	2,66	0,07	22,43	3,26	0,03	15,58	0,04	5,31	11,43	0,22	13,81
CaO	0,00	0,00	23,43	0,01	21,99	0,12	0,03	23,25	0,08	23,39	0,41	0,08	23,47	0,11
Na_2O	0,44	0,03	0,05	0,36	0,07	0,04	0,14	0,04	0,04	0,00	0,02	0,00	0,04	0,05
K_2O	10,61	0,01	0,03	10,09	0,26	0,02	9,95	0,00	0,06	0,00	0,95	0,01	0,01	0,02
Сумма	95,91	88,22	98,03	95,64	97,07	88,55	95,77	97,39	87,68	97,72	87,78	87,86	98,03	86,41
Кристаллохимические формулы минералов														
O	11	14	12,5	11	12,5	14	11	12,5	14	12,5	23,81	14	12,5	14
Si	3,362	2,715	2,994	3,363	3,012	2,867	3,392	3,016	2,790	3,000	7,935	2,772	3,026	2,806
Ti	0,009	0,000	0,005	0,006	0,002	0,002	0,005	0,004	0,004	0,005	0,002	0,003	0,004	0,001
Al	2,124	2,468	2,185	2,194	2,241	2,128	2,067	2,390	2,272	2,369	1,270	2,454	2,444	2,507
Fe^{3+}	0,065	0,110	0,809	0,061	0,801	0,143	0,174	0,598	0,157	0,638	0,109	2,885	0,507	0,000
Fe^{2+}	0,261	2,040	0,013	0,101	0,008	1,442	0,088	0,006	2,149	0,006	4,178	0,000	0,023	2,358
Mn	0,000	0,038	0,017	0,000	0,015	0,041	0,001	0,016	0,035	0,011	0,114	0,018	0,013	0,034
Mg	0,229	2,621	0,004	0,264	0,008	3,355	0,322	0,004	2,467	0,004	1,393	1,858	0,026	2,215
Ca	0,000	0,000	1,974	0,001	1,861	0,013	0,002	1,948	0,009	1,957	0,077	0,909	1,948	0,012
Na	0,057	0,006	0,007	0,047	0,010	0,007	0,018	0,007	0,009	0,000	0,006	0,000	0,005	0,010
K	0,913	0,002	0,003	0,859	0,026	0,002	0,843	0,000	0,008	0,000	0,213	0,001	0,001	0,003

сланцеватость, был обнаружен только в нескольких образцах.

Представленная здесь петрогенетическая решетка для низкотемпературных метабазитов (рис. 3) базируется на реакциях (Winkler, 1976; Maresch, 1977; Maruyama et al., 1983; 1986; Evans, 1990; El-Shazly, 1994; Miyazaki et al., 1996). Отсутствие метаморфического пироксена в исследуемых породах свидетельствует о том, породы теректинского комплекса не подвергались давлениям свыше 9–10 кбар. Отсутствие метаморфической роговой обманки указывает на то, что температуры не превышали 500°C (Winkler, 1976). Кроме того, отсутствие олигоклаза и анортита также свидетельствует о температурах ниже 450–550°C (Maruyama et al., 1983). Для трех выделенных типов пород были получены следующие значения P-T параметров метаморфизма: глаукофановые сланцы – 350°C и 7–8 кбар, винчит-актинолитовые сланцы – 400°C и 4–6 кбар, актинолитовые сланцы – 375°C и 3–4 кбар. Оценки неопределенности обычно не превышали 80°C и 1,5 кбар.

Аналогичные результаты были получены с использованием (Na-Ca) амфибол-хлорит-эпидот-кварцевого геотермобарометра (Triboulet, 1992). В то же время расчеты P-T параметров метаморфизма. выполненные по программе THERMOCALC (Holland, Powell, 1998) показывают близкие значения давлений, но завышенные оценки температур (~450–500°C).

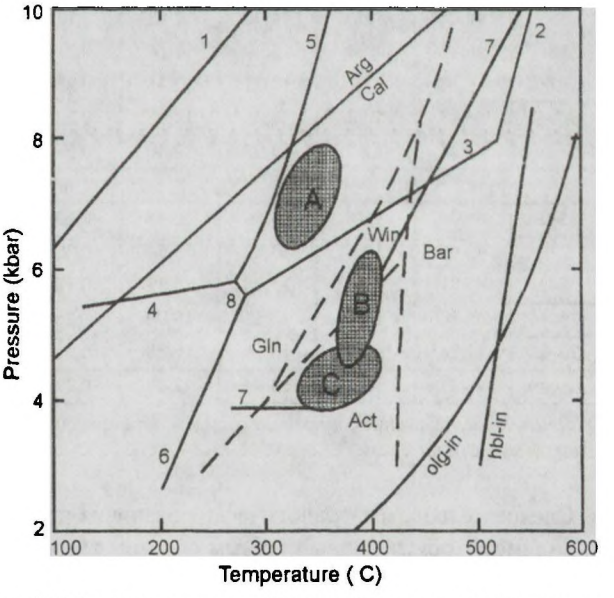


Рис. 3. P-T диаграмма для метабазитов уймонской свиты: A – глаукофансодержащие сланцы; B – винчит-актинолитовые сланцы; C – актинолитовые сланцы: *1* – Jd=Ab+Qtz (El-Shazly, 1994); *2* – Gln+Czo+Qtz=Ab+Prp+Tr+H_2O (Evans, 1990); *3* – Gln+Czo+Qtz+H_2O=Ab+Chl+Tr (Maruyama et al., 1986); *4* – Lws+Gln=Pmp+Chl+Ab+Qtz+H_2O (Evans, 1990) и Lws+Tr=Qtz Pmp+Chl+H_2O (El-Shazly, 1994); *5* – Lws+Gln=Czo +Pg+Qtz+Chl+H_2O (Evans, 1990) и Ab+Lws+Tr=Gln+Czo+Qtz+H_2O (El-Shazly, 1994); *6* – Pmp+Chl+Qtz=Tr+Czo+H_2O (Evans, 1990); *7* – поле устойчивости глаукофана (Maresch, 1977); *8* – Chl+Ab+Pmp+Qtz=Gln +Czo+H_2O (Evans, 1990). Пунктиром показаны поля устойчивости амфиболов по (Miyazaki et al., 1996). Кривые появления олигоклаза (olg-in) и роговой обманки (hbl-in) по (Maruyama et al., 1983) и (Winkler, 1977), соответственно

На первый взгляд, полученные результаты отражают «clockwise» тренд метаморфической эволюции рассматриваемых пород: глаукофановые сланцы → винчит-актинолитовые сланцы → актинолитовые сланцы. Но, как известно, различия составов минералов (амфиболов) могут отражать различия исходного химического состава пород, а не изменения степени метаморфизма, или оба фактора влияют одновременно. Наши данные по петрохимии метабазитов уймонской свиты показывают, что эти три типа пород имеют значимые статистические различия в отношении содержаний TiO_2, MgO, Na_2O, K_2O и P_2O_5 (табл. 3). Установленные различия составов пород подтверждаются анализом ранее опубликованных петрохимических и геохимических данных (Дук, 1982; Кузнецова, 1985). Геохимическая дискриминация этих пород отчетливо проявляется на диаграмме Zr–Nb–Y (Meshede, 1986): фигуративные точки составов глаукофановых и винчит-актинолитовых сланцев располагаются в поле внутриплитных базальтов, тогда как актинолитовые сланцы попадают в поля E-MORB и N-MORB (рис. 4). В целом, метабазиты, содержащие голубые амфиболы, соответствуют по химическому составу щелочным базальтам океанических островов, а актинолитовые сланцы – толеитовым базальтам океанического дна и их туфам.

Таблица 3

Химический состав метабазитов уймонской свиты (Горный Алтай)

Обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	ΣFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Сумма
Глаукофансодержащие сланцы												
29–2	45,24	3,36	14,23	15,80	0,22	5,42	6,65	3,18	1,88	0,43	3,04	99,45
30–1	46,10	3,13	13,37	15,20	0,24	5,57	9,07	2,36	1,44	0,49	1,81	98,77
31–2	46,00	2,72	16,11	14,91	0,27	5,43	4,81	3,49	1,89	0,47	3,02	99,11
32–1	45,85	2,24	15,28	11,95	0,22	6,56	10,42	2,32	1,66	0,33	2,67	99,50
32–2	46,73	3,47	14,88	13,83	0,17	4,40	6,31	3,64	3,28	0,58	2,83	100,12
34	42,39	2,65	14,59	15,42	0,23	6,32	12,06	3,67	0,98	0,36	1,68	100,34
Среднее	45,39	**2,93***	14,74	14,52	0,23	**5,62**	8,22	**3,11**	**1,86**	**0,44**	2,48	99,55
Винчит–актинолитовые сланцы												
24	45,60	1,46	11,71	11 59	0,51	6,71	11,06	4,62	0,61	0,25	3,25	100,04
28–1	46,92	2,05	14,05	11,77	0,22	7,16	10,66	3,13	1,07	0,30	2,97	100,30
33	45,48	2,15	14,57	12,77	0,22	6,41	10,71	3,63	0,72	0,33	2,49	99,48
35	48,08	1,90	14,90	11,62	0,18	6,70	8,41	4,39	0,69	0,23	2,41	99,51
36	46,80	1,84	14,69	11,66	0,21	6,82	9,05	5,70	0,55	0,26	2,26	99,84
37	45,13	1,91	14,71	12,46	0,23	8,45	9,59	4,13	0,24	0,25	2,78	99,88
30–4	46,08	1,80	9,88	14,95	0,22	6,92	10 35	3,16	0,19	0,15	5,42	99,12
Среднее	46,25	**1,87**	13,93	12,40	0,25	**7,02**	9,98	**4,11**	**0,58**	**0,25**	3,08	99,72
Актинолитовые сланцы												
25–2	46,34	1,26	13,56	12,46	0,23	8,60	12,49	2,64	0,04	0,11	2,31	100,04
27	45,45	1,86	13,23	15,54	0,25	8,54	8,88	2,34	0,06	0,16	3,17	99,49
28–2	45,71	1,56	15,18	10,39	0,18	7,73	14,27	1,97	0,34	0,20	2,83	100,36
29–1	46,80	1,64	13,53	13,90	0,25	7,86	11,37	2,33	0,03	0,13	2,27	100,12
30–2	47,26	0,80	14,18	10,38	0,20	9,51	13,30	1,97	0,07	0,05	2,21	99,93
Среднее	46,31	**1,42**	13,94	12,53	0,22	**8,45**	12,06	**2,25**	**0,11**	**0,13**	2,56	99,98

Примечание. * Средние содержания оксидов, показывающие статистически значимые различия между тремя типами выделенных пород, показаны жирным шрифтом.

Следовательно, минералогические различия пород, по-видимому, обусловлены главным образом химическим составом пород, а не вариациями P-T условий метаморфизма. В более магнезиальных породах натровый амфибол не образуется. Следует также отметить, что в метабазитовых сланцах с глаукофаном обычно не наблюдается каких-либо регрессивных изменений. С учетом покровно-чешуйчатого строения теректинского комплекса и различий химического состава слагающих его пород мы полагаем, что вариации оценок P-T параметров метаморфизма отражают тектоническое совмещение пород, формировавшихся в различных геодинамических обстановках, т. е. теректинский комплекс по сути представляет собой тектонический меланж, а не зональный метаморфический комплекс, как предполагалось ранее (Дук, 1982).

Таким образом, мы можем предполагать, что формирование протолита пород уймонской свиты происходило в обстановке океанических островов или поднятий с кремнисто-карбонатным чехлом. При этом метапелиты, реконструируемые как граувакки, могут рассматриваться как вулканогенно-осадочные фации фланговых зон подводных вулканов, а слоистые метачерты и мрамора как древние пелагические осадки и мелковод-

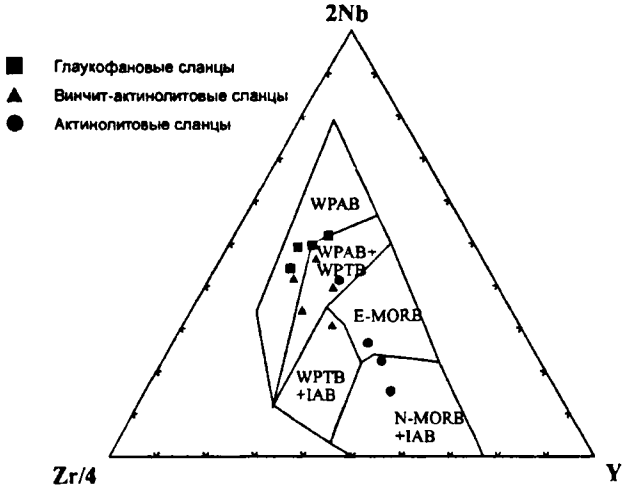


Рис. 4. Положение метабазитов уймонской свиты на диаграмме Zr-Nb-Y. Поля по (Meschede, 1986): WPAB – внутриплитные щелочные базальты; WPTB – внутриплитные толеитовые базальты; E-MORB и N-MORB – обогащенные и «нормальные» толеиты океанического дна; IAB – базальты островных дуг

но-морские карбонатные породы осадочного чехла симаунтов, соответственно. Эти два различных литологических типа осадков формировались в пределах одного и того же океанического бассейна и являются, по-видимому, латеральными эквивалентами. При вхождении симаунта в зону субдукции происходило его разрушение и отдельные фрагменты его входили в состав аккреционного клина. Возможной причиной прекращения субдукции могла быть коллизия с островной дугой (сугашские метавулканиты ?) или океаническим плато.

Присутствие метабазитов с геохимическими характеристиками базальтов океанических островов и MORB, а также обогащенных Mn метачерт, мраморов, метаграувакк и офиолитовых пластин позволяет рассматривать теректинский комплекс в целом как субдукционно-аккреционный, имеющий значительное сходство в отношении состава протолита с аккреционными комплексами активных континентальных окраин Кордильерского типа (Maruyama et al., 1996).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64622 и № 00-05-65203).

Литература

Буслов М М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов). Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1998. 44с.

Добрецов Н.Л , Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР, 1991, Т. 318, № 2. С. 413–417.

Добрецов Н.Л , Лепезин Г.Г., Пукинская О.С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР, 1972. Т. 206 № 1. С. 200–203.

Дук Г Г. Зеленосланцевые пояса повышенных давлений (Горный Алтай). Л.: Наука, 1982. 184 с.

Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. Санкт-Петербург, 1995 272 с.

Кузнецова Л.Г Фактографическое описание глаукофансланцевых комплексов СССР. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 156 с.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 230 с.

Родыгин А.И Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск, 1979. 200 с

Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Бурман С.А. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994. Т. 35. № 7–8. С. 41–58.

El-Shazly A.E.K. Petrology of lawsonite-pumpellyite, and sodic amphibole-bearing metabasites from north-east Oman // J. Metamorphic Geology, 1994. V. 12. P. 23–48.

Evans B.W. Phase relations of epidote-blueschists // Lithos, 1990. V. 25. P. 3–23.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology, 1998. V. 16. P. 309–343.

Leake B.E., Wooley A.R., Alps C.E.S. et. al. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commision on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist, 1997. V. 35. P. 219–246.

Maresch W.V. Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge // Tectonophysics, 1977. V. 43. P. 109–125.

Maruyama S., Suzuki K., Liou J.G. Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures // J. Petrology, 1983. V. 24. P. 583–604.

Maruyama S., Cho M , Liou J.G. Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: pressure dependence of Al2O3 contents in sodic amphiboles – A new geobarometer // Geol. Soc. Amer. Mem., 1986. V. 164. P. 1–6.

Miazaki K., Zulkarnain I., Sopaheluwakan J., Wakita K. Pressure-temperature conditions and retrograde paths of eclogites, garnet-glaucophane rocks and schists from south Sulawesi, Indonesia // J. Metamorphic Geology, 1996. V. 14. P. 549–563.

Triboulet C. The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-Na-H2O. 1. An empirical calibration. // J. Metamorphic Geology, 1992. V. 10. P. 545–556.

Winkler H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks. NY, Springler-Verlag, 1976. 348 p.

МЕТАМОРФИЗМ ОЛНИНСКОЙ ТОЛЩИ И ЖАНОКСКОЙ СВИТЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ)

Н.А. Доронина
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Введение. Огромные площади в Забайкалье занимают выходы гранитоидов (т.н. Ангаро-Витимский батолит). Породы не интрузивного происхождения в поле гранитов ограничены по площади и рассматриваются в качестве провесов кровли. В 60–70-е годы при проведении геологосъемочных работ сложилось представление об очень слабом метаморфизме пород таких останцов и ведущей роли гранитов в метаморфических преобразованиях. Детальные геологические исследования позволяют уточнить последовательность и геодинамический режим тектоно-метаморфических процессов.

Наши работы проводились во внутренней части Байкальской горной области, в пределах Уакитской структуры, одного из «провесов кровли» размером 50Х40 км.

Методика проводимых работ основана на: структурном картировании и детального изучения вещественного состава пород и минералов, объединяющего петрографические, геохимические и микрозондовые исследования. Основное внимание уделено комплексу пород основания, подстилающему фаунистически охарактеризованные стратоподразделения палеозоя.

Краткая геологическая характеристика. Метаморфический комплекс основания составляют олнинская толща и жанокская свита, закартированные предшественниками в ранге свит среднего-верхнего протерозоя: келянской, горбылокской, жанокской. Традиционно представление об опрокинутом залегании подразделений: более высоко метаморфизованная олнинская толща перекрывает жанокскую свиту

Олнинская толща распространена в верховьях рек Срих, Дулешма, Горбылок. Взаимоотношения с другими стратонами повсеместно тектонические; вдоль водораздела Дулешма-Левитинский она надвинута на образования юктоконской свиты позднефранско – фаменского возраста, выполняющие Левитинский грабен (Геологическая карта масштаба 1:200 000 лист N – 49 – VI Муйской серии, 2002 г.). Толща прорвана субвулканическими гранитами бамбукойского комплекса с возрастом 812±19 млн. лет (Рыцк и др., 2001) и порфировидными гранитами витимканского комплекса с возрастом 303±3,5–315±19 млн. лет (материалы Уакитской партии: Нерундинский шток U-Pb метод, Рыцк и др., 2002 г.).

Жанокская свита исследована в бассейнах рек Средний и Восточный Горбылок, где наращивает книзу олнинскую толщу. Нижняя и верхняя границы свиты не известны, с олнинской толщей она проведена условно по появлению в разрезе кластолав, с нерасчлененными палеозойскими образованиями контакты тектонические, с гранитоидами витимканского комплекса – интрузивные.

Геологическая структура метаморфического комплекса интерпретируется как субмоноклинальная с суммарным западным падением пород, осложненная двумя системами асимметричной складчатости среднего масштаба и разрывными нарушениями. Ориентировка сланцеватости и первичной полосчатости обычно совпадает, на участках проявления субмеридиональной складчатости наблюдается вторая система сланцеватости.. Полосчатость метаморфических пород в плане облекает контуры интрузии витимканского комплекса. На всей площади выходов метаморфитов наблюдается минеральная линейность субширотного (западного) направления, следовательно, на определенном этапе эволюции олнинская толща и жанокская свита подверглись деформациям единого плана.

Метаморфиты претерпели, по крайней мере, четыре этапа хрупких деформаций в условиях чередующихся режимов сжатия и растяжения коры. Результатом деформаций стала густая сеть разновозрастных разломов, секущих метаморфические и интрузивные комплексы и последовательно смещающих друг друга. Основные кинематические типы разрывных структур: а) сдвиго-взбросы северо-восточного байкальского (баргузинского) направления; б) субширотные сдвиги; генетически обе системы относятся к трещинам скола; в) северо-западные зияющие трещины отрыва - например, Левитинский грабен, а, возможно, и вся Уакитская структура.

Внутреннее строение олинской толщи и жанокской свиты. Олнинская толща и жанокская свита представляют собой согласное чередование метаморфизованных вулканогенных, интрузивных пород и их милонитизированных разностей: плагио- и двуполевошпатовых риолитов, дацитов и сланцев основного состава (амфиболитов по вулканитам и пироксеновым габбро, биотитовых сланцев по туффитам) с редкими прослоями известняков, скарнов и карбонатных сланцев. Петрографически породы обоих подразделений сходны. Различны соотношения основных и кислых пород в объемах толщ; наблюдаются некоторые отличия в химизме: с запада на восток по площади выходов метаморфического цоколя последовательно уменьшается количество метабазитов от резкого преобладания их в разрезе до единичных маломощных прослоев; меняется преобладающий минеральный состав метабазитов (амфиболиты сменяются биотитовыми сланцами) и обусловленная минеральным составом щелочная специализация пород. В составе жанокской свиты, кроме перечисленных разностей, присутствуют метапесчаники, риолитовые кластолавы и псефитовые туфоконгломераты. Присутствие

обломочных вулканогенных пород на реках Средний и Восточный Горбылок свидетельствуют об относительной близости центров кислого вулканизма.

Бамбукойские граниты, прорывающие олнинскую толщу, будинированы, облекаются милонитовой полосчатостью пород рамы.

Контакт витимканского комплекса с вмещающими везде тектонический по системе ступенчатых сбросов. В поле гранитов присутствуют крупные (до 1 км) останцы олнинской толщи. В зоне контакта с жаноксой свитой наблюдаются скарны кальцит-эпидот-плагиоклаз-биотит-амфиболовые и кальцит-эпидот-калишпат-гранат-диопсидовые. Аналогичные породы - гранат-диопсид-волластонит-кальцитовые скарны присутствуют и в олнинской толще вне связи с интрузиями. Гранаты в них претерпели катаклаз со смещением и вращением обломков, частично расплющены. Минеральная ассоциация отвечает известковым скарнам, образовавшимся по бедным магнием (менее 10% MgO) карбонатным породам с небольшой глинистой составляющей (Н.Н. Перцев, 1977).

По всей площади выходов олнинской толщи встречаются будинированные, но не рассланцованные дайки лампрофиров основного и диоритового ряда.

Петрография метаморфических пород. Можно выделить две текстурные разновидности амфиболитов: полосчатые и массивные.

а) Темно-зеленые мелкозернистые линзовидно-полосчатые породы плагиоклаз-эпидот-амфиболовые(±кварц), иногда бесплагиоклазовые с нематогранобластовой, фибробластовой, бластопорфировой структурой; текстуры сланцеватые, милонитовые, плойчатые. Основная ткань – чередование почти мономинеральных широких полос грязно-серого эпидота и бледно-зеленого шестоватого амфибола, либо только амфибол. Наблюдается регенерация амфиболовых вкрапленников: бурое ядро с собственной системой спайности и бесцветная кайма. Вкрапленники плагиоклазов почти нацело замещены эпидотом, с трудом угадываются контуры (реликтовая субофитовая структура). Характерно присутствие крупных (0,2–0,3 мм) зерен апатита, образующих вместе с хлоритом цепочки; обилие пойкилобласт титанита (сфена). Рудные – магнетит, ильменит, манганоильменит. В зонах милонитизации амфиболы нацело замещаются хлоритом с небольшим количеством рудных, титанита. Бурые амфиболы – чермакитовая роговая обманка, в единичных случаях паргасит, бледно-зеленые – высоко магнезиальный (0,6–0,8) актинолит с отчетливой регрессивной зональностью и низкой щелочностью. Основность плагиоклазов в милонитовых разностях не выше № 18, обычно 0–5.

б) Амфиболиты по интрузивному габбро – темно-зеленые средне- и крупнозернистые массивные породы с реликтовой габбровой гипидиоморфнозернистой и новообразованной пойкилитовой структурой. Пироксен псевдоморфно замещен актинолитовой роговой обманкой с включениями магнетита, апатита, плагиоклаза. В интерстиции амфиболов присутствуют плагиоклазы состава андезин-лабрадор (№ 33–50), калишпат, титанит, более поздние хлорит, карбонат, эпидот.

Биотитовые сланцы – черные тонко-мелкозернистые кварц-плагиоклаз-карбонат-биотитовые с эпидотом, магнетитом; магнетит-плагиоклаз-фенгит-эпидот-кварц-хлоритовые. Структуры пород гранобластовые (пойкилитовые, призматически-зернистые, лепидогранобластовые), реже порфировые. Текстура сланцеватая, милонитовая. Биотиты – темно-зеленые сидерофиллиты с железистостью 0,4–0,6. Сохранность биотитов напрямую зависит от степени милонитизации пород – в бластомилонитах они псевдоморфно замещаются хлоритом и рудными или карбонат-кварц-фенгитовым агрегатом. Плагиоклазы – альбиты первых номеров.

Метариолиты – зеленоватые светло- и темно-серые, розоватые мелко-тонкозернистые породы с развальцованными вкрапленниками (до 1,5–10 мм) кварца, альбита, калишпата. Окраска пород обусловлена слюдами и калишпатом. Минеральный состав: альбит-анкерит-фенгит-кварцевые; эпидот-кварц-плагиоклазовые, фенгит-кварц-двуполевошпатовые, фенгит-плагиоклаз-кварцевые. Могут присутствовать биотит (до 5%) и вторичный хлорит по биотиту, акцессорные циркон, апатит, титанит, магнетит. Риолиты даек иногда содержат проградный гранат с примерно равным количеством спессартина, гроссуляра и альмандина. Структура пород лепидогранобластовая и реликтовая порфировая; текстура полосчатая милонитовая. Иногда наблюдается вращение обломков плагиоклазовых вкрапленников, зерен граната, циркона, рудных.

В метадацитах, помимо риолитового набора минералов, в основной массе присутствуют порфиробластические актинолит и эпидот.

Карбонатные сланцы – кварц-фенгит-анкеритовые, кальцитовые с терригенной примесью кварца, плагиоклаза, рудных, углистого вещества. В породе зачастую присутствуют одновременно два карбонатных минерала: ромбические порфиробласты бурого анкерита с пойкилитами фенгита в них и агрегаты неправильных зерен бесцветного карбоната. Структура пород лепидо- и пойкилобластовая, текстура полосчатая сланцеватая.

Петрография интрузивных пород.

Граниты бамбукойского комплекса – состава плагиоклаз (10–12)-кварц(50)-калишпат (40%); присутствует немного биотита, акцессорные – магнетит, манганоильменит, циркон, анатаз, титанит, ортит; вторичные -хлорит, эпидот, мусковит. В мелко-среднезернистом кварц-плагиоклазовом матриксе присутствуют мелкие порфиробласты калишпата, содержащие включения плагиоклаза. Все плагиоклазы в породе – альбиты не выше № 3. Структура гипидиоморфнозернистая с участками грануляции, редко мирмекитовая, гранофировая. Текстура такситовая порфировидная.

Граниты витимканского комплекса (в стратиграфических схемах 70-х годов – баргузинского) в истоках рек Горбылок и Средний Горбылок представлены тремя текстурными разновидностями. Основной объем составляют крупнопорфировидные двуполевошпатовые граниты состава BT3%+KSP20+PL35+Q35, краевые части интрузии и жилы, секущие порфировидные граниты, сложены мелкозернистыми гранитами близкого минерального и валового химического состава; самые поздние жилы – грубозернистые пегматоидные биотит-гранат-кварц-плагиоклаз-калишпатовые.

Матрикс гранитов разнозернистый биотит-плагиоклаз-кварцевый, с манганоильменитом, иногда с калишпатом. Порфировидность обусловлена изометричными вкрапленниками кварца размером 1–6 мм и овальными или прямоугольными порфиробластами калишпата, которые достигают 50 мм в поперечнике, имеют сложное внутреннее строение и зональный состав. Часто наблюдаются двойники со структурой песочных часов.

Встречаются зональные порфиробласты калишпата со шнуровидными пертитами распада в ядре и с многочисленными концентрическими включениями прямоугольных микрокристаллов олигоклаза № 20, субизометричных фрагментов матрикса, кристаллов и сростков плагиоклаза, калишпата. Вторичные минералы во включениях те же, что и в матриксе: хлорит по биотиту, мусковит и кальцит по плагиоклазам.

В калишпатах и плагиоклазах гранитов наблюдаются три типа зональности: прямая, обратная и сложная. Иногда в одном образце могут присутствовать зерна с зональностью противоположного направления.

Зональность составов полевых шпатов и само наличие включений свидетельствуют о кристаллизации в высокотемпературных условиях. Последовательность формирования гранитоидов витимканского комплекса представляется следующей: 1) порфировидные граниты; 2) дайки субщелочных габброидов; 3) мелкозернистые массивные лейкограниты; 4) пегматоидные граниты. Учитывая, что порфировидность гранитов обусловлена порфиробластическим характером калишпата, процесс становления даже первой фазы должен быть растянут во времени и к датированию пород по валу следует подходить с большой осторожностью.

Особое значение для целей корреляции может иметь факт (на сегодня недостаточно изученный) присутствия в породообразующих минералах гранитов бария.

Калишпатовый порфиробластез наблюдается и в бластомилонитах вмещающей олнинской толщи. В порфиробластах присутствует барий, а в плагиоклазах (включений и матрикса) его нет. Характерно, что BaO нет в ранних метаморфических минералах, а в слюдах и актинолите поздних парагенезисов он содержится, что и подтверждается прямой корреляцией бария с калием.

Таким образом, петрографические и минералогические признаки свидетельствуют об относительно более позднем формировании порфиробластических калишпатов вследствие привноса калия и бария в еще горячие мелко-среднезернистые двуполевошпатовые граниты витимканского комплекса и уже милонитизированные метаморфические породы олнинской толщи.

Химический состав гранитов. По содержаниям всех основных компонентов граниты двух комплексов образуют почти не перекрывающиеся поля. Железистость в обеих группах высокая – 0,8–1,0.

Валовой состав бамбукойского комплекса отвечает низкокалиевым лейкогранитам с нормальной общей щелочностью (SiO2 76,5–81%, K_2O 0,2–1,2%) и низкими содержаниями Ba (130 г/т). Витимканские породы относятся к высококалиевым гранитам и лейкогранитам, отдельные образцы – к щелочным их разностям (SiO_2 69–76%, K_2O 3,4–5%); обогащены барием (1000–1850 г/т), P_2O_5, Fe_2O_3+FeO+MgO+TiO_2, то есть более меланократовые, особенно порфировидные разности.

Химизм и первичный состав метаморфических пород. Химические составы пород метаморфического комплекса образуют бимодальную совокупность с разрывом в содержаниях SiO_2 от 56 до 64%. Наблюдается четкая обратная корреляция кремнезема с суммарным железом, магнием, и менее выраженно - с глиноземом, что обусловлено меньшим количеством амфиболсодержащих разностей среди кислых пород. Железистость и глиноземистость пород с ростом содержаний кремнезема возрастают.

По валовому химическому составу породы олнинской толщи и жанчукской свиты сходны, на большинстве петрохимических диаграмм образуют единые ореолы. Толщи различаются типом щелочной специализации. Если учесть представление об опрокинутом залегании подразделений, можно полагать, что снизу вверх по разрезу происходит постепенный переход от пород со щелочностью натриевого типа к породам существенно калиевым.

На классификационной диаграмме SiO_2/(Na_2O+K_2O) все метабазиты располагаются в полях основных и ультраосновных пород с вариациями щелочности от нормальной до щелочной. Большая часть амфиболитов отвечает полям нормальных и субщелочных габброидов и, судя по наличию реликтовых габбровых и офитовых структур, часть метаморфитов может быть идентифицирована с габбро и базальтами. Биотитовые сланцы в целом характеризуются более высокой щелочностью (2,5–8,5%). Реликтовых структур в них нет. В реконструкциях первичного состава методом Предовского (1980) основные сланцы обоих разновидностей занимают область составов ультраосновных (бесплагиоклазовые амфиболиты и амфиболиты по габбро), основных и щелочных магматических пород и их эффузивных аналогов, смещаясь в поле туффитов и смешанных продуктов выветривания. По-видимому, и почти постоянное присутствие линзочек карбонатного состава в полосчатых породах толщи может объясняться седиментацией терригенно-вулканогенного материала в водной среде.

Кислые бластомилониты по химизму отвечают полям риолитов, риодацитов, реже дацитов нормальной и повышенной общей щелочности. В породах, даже милонитизированных, хорошо сохранилась порфировая структура, поэтому в большинстве случаев их можно идентифицировать с порфировыми риолитами-риодацитами. Реконструкции методами Предовского (1980), Юдовича и др. (1996) позволяют предполагать наличие аркозов.

В метаморфических породах присутствует барий. Минимальные его количества характерны для амфиболитов и хлоритовых (апобиотитовых) сланцев (до 330 г/т), максимальные – для биотитовых бластомилонитов олнинской толщи и риолитовых кластолав жанокской свиты юго-восточного фланга – бассейна р. Восточный Горбылок (2730–2860 г/т). Химические исследования подтверждают результаты микрозондовой аналитики минералов.

Метаморфизм. Исследования метаморфизма, помимо обязательного геологического, петрографического и химического изучения пород включали микрозондовые исследования минералов (около 900 анализов). При расчете TP-условий минералообразования использованы минеральные геотермобарометры компьютерной программы TPF (версия 6.0, 1993 г., разработанная в Институте Экспериментальной Минералогии) и ручной расчет с помощью формульных и графических методов.

Схемы расчета температур и давлений минералообразования. В амфиболовых и амфибол-содержащих породах определялись давления по амфиболовым барометрам (Blundy, Holland, 1990; Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et all., 1987); а затем температуры по плагиоклаз-амфиболовым термометрам (Blundy, Holland, 1990); использованы амфиболовые термобарометры Мишкина, 1990; Triboulet et all., 1992 (цитируется по статье Геря и др., 1997) и амфибол-плагиоклазовый Плюсниной, 1986. Для пород **амфиболитовой** фации получена хорошая сходимость значений температур по Blundy-Holland, Triboulet et all., Мишкину; давления близки в расчетах по Мишкину, Blundy-Holland, Hammarstrom-Zen, Hollister et all. (по Triboulet et all. ниже на 3–4 кбара). В породах **зеленосланцевой** фации температуры совпадают при расчетах методами Blundy-Holland, Triboulet et all. (по Мишкину ниже на 0–70°). Давления близки по Triboulet et all. и Мишкину (барометр Blundy, Holland, 1990 в низкотемпературных ассоциациях не работает).

Для слюдяных бластомилонитов использованы: мусковитовые (термометры Lambert, 1959; Милькевич, Котов, 1972; барометры Velde, 1967; Massone, 1987); мусковит-плагиоклазовые (термометры Милькевич, Котов, 1972; Таланцев, 1971), мусковит-хлоритовый (термометр Н.Котова, 1975); хлоритовый термометр Cathelineau, 1988, модифицированный Xiaogang et all., 1997).

Высокотемпературные реакции в карбонатных породах хорошо изучены экспериментально Н.Н. Перцевым (1977). Температуры в скарнах оценены с помощью гранат-клинопироксенового термометра Powell, 1985 (с учетом Ca и Mn в гранатах).

Минеральные парагенезисы отвечающие отдельным этапам метаморфизма, приведены в табл. 1. Наиболее информативны для олнинской толщи амфиболсодержащие породы, для жанокской – метапесчаники биотит- и амфиболсодержащие.

В олнинской толще на р. Горбылок прослеживаются три последовательных метаморфических парагенезиса:

1) Ранний этап метаморфизма олнинской толщи наблюдается только в метабазитах: в амфиболитах верхней пачки в виде реликтовых буроватых зерен; в амфиболитах из крупного останца, «законсервированного» в поле гранитов, высокотемпературные амфиболы составляют основной объем пород.

Именно этот факт свидетельствует о внедрении витимканских гранитов в уже метаморфизованную толщу.

Парагенезис паргаситовой и чермакитовой роговой обманки с плагиоклазами андезиновой основности образовался в условиях амфиболитовой фации (650° 8 кб, по отдельным определениям 710° 10 кб).

2) Второй парагенезис: порфиробластические бледно-зеленый актинолит с отчетливой регрессивной зональностью, эпидот, гранат, альбит, магнетит, ильменит, титанит и конечный член ретроградной цепочки – хлорит (рипидолит) по амфиболам и биотиту отвечает TP-условиям зеленосланцевой фации. Температуры минералообразования в метаморфических породах снижались от 400 до 250°, давления до 2–1 кбара и ниже.

Возможно, второй парагенезис может оказаться собирательным и при более детальных исследованиях быть разделен на два качественно сходных, т.к. он присутствует и в заведомо более поздних гранитоидах витимканского комплекса (в зонах катаклаза вдоль широтных сдвигов).

3) Третий, самый поздний парагенезис наблюдается во всех кристаллических образованиях: в интрузивных гранитах витимканского комплекса как диафторический (хлорит, карбонаты, клиноцоизит), в милонитизированных породах олнинской и жанокской толщ проявился наиболее ярко: фенгитовые, фенгит-клиноцоизитовые, кварц-альбит-актинолит-эпидот-фенгитовые, эпидот-фенгит-карбонатные бластомилониты. В слабо рассланцованных разностях он ограничился собирательной перекристаллизацией минералов предшествующего парагенезиса – карбонатов, клиноцоизита.

Фенгиты (мусковиты с отношением Si/Al^{IV} >3, с повышенными содержаниями магния, железа (Fe+Mg) > 0,5) в насыщенных натрием породах содержат до 11% парагонитовой молекулы. TP-условия их образования 440° при 6-10кб отвечают альмандиновой субфации фации зеленых сланцев либо парагонит-цоизит-кианит-кварцевой субфации фации глаукофановых лавсонитов по Глебовицкому (Термо- и барометрия..., 1977).

Таблица 1

Минеральные парагенезисы метаморфических пород

Номера образцов	Последовательные метаморфические парагенезисы		
	1	2	3
Олнинская толща (R_2)			
Водораздел Дулешма-Горбылок, в пластине надвига			
0196/2	1Pl+1Am	2Am+Alb+cZo+Chl+Ti	cZo+Ep
0199/2		2Am+Chl+Ti	
0195/4	Q+Pl	Ep+Chl+Phen+Sul	
Верхняя пачка, восточнее Левитинского грабена			
8336/1	PL		Act+Ep+Chl+Q+Ti
0217/7	1Am	2Am+Alb+Chl	Ep+Phen
8338/7	1Am+PL_{50}+Mgt	2Am+1Ep+Chl+Car	2Ep
8332/15		Alb+Chl+Ti	Act+ Phen+cZo
0204/3	1Bt+Q+PL	2Bt+Ep+Chl+ Phen+Ti	
0223/2	Q+Alb	Ksp	Phen+Car
0223/6	Gr+Woll+Dp+Cal		
0219/4		Car+Chl+Q+Pl	
0213/4		2Car+Q+Pl+Ser+Coal	
Нижняя пачка, верховья р. Горбылок			
8324/2	Bt+Q	Chl	Ep+Phen+Alb+Q
8325/2			Ep+Phen+Alb+Q
8301/3	Bt+Pl+Q+Ep+Car		Phen
8309/4	1Am+Bt+Pl+Q	Chl+Ti	Act+Pl+Ep+2Q+Pir
Жанокская свита (R_3)			
	Обломочный	2	3
р. Средний Горбылок			
8342/7			Q+Pl+Ksp+Ep+Car+Phen
8351/2			Gr+Phen+Bt+Ep++PL+Q
8357/7			Zr+Pl+Ep+Q+ Phen+Ti
8342/6		Chl	Act+Ep+Pl+Phen+Ti+Car
8347/5	Cal+Pl+Q+Bt	Chl	Phen
р. Восточный Горбылок			
0232/1			Q+Pl+Ksp+Phen
0233/3			Q+Pl+Ksp+Bt+Phen
0234/1			Cal+Q+Pl+Coal
0234/15			Cal+Q+Phen
0236/6			Cal+Q+Pl
Юктоконская свита (D_1)			
Левитинский грабен			
0212/1			Car+Q+Pl+Chl+Phen+Ap+Tur
0212/2			Car+Q+Pl+Phen+Rud+Coal
0212/6			Car+Q+Pir+Phen

Примечание. Перечисление минералов в порядке убывания в объеме породы. Амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы и бластомилониты по вулканитам: 0196/2, 0199/2, 0217/7, 8336/1, 8332/15, 8342/6; амфиболиты по габбро 8338/7; биотитовые и амфибол-биотитовые сланцы и бластомилониты: 8301/3, 8309/4; плагиориолиты, риодациты и бластомилониты по ним 0195/4, 0204/3, 8324/2, 8325/2, 8357/7; двуполевошпатовые кластолавы риолитовые: 0232/1, 8342/7; трахидациты: 0233/3; бластокатаклазиты по гранитам: 0223/2; скарны двупироксеновые 0223/6; известняки, карбонатные сланцы и бластомилониты: 0213/4, 0219/4, 0234/1, 0234/15, 0236/6, 8347/5; метапесчаники из зоны ороговикования: 8351/2. В юктоконской свите: 0212/1 - вулканомиктовый песчаник рассланцованный с кварц-хлорит-карбонатным цементом; 0212/2 – карбонатная брекчия с углисто-карбонатным цементом; 0212/6 – милонитизированный известняк.

Метаморфический тренд пород олнинской толщи приведен на рис. 1. Наклон кривой ранних этапов метаморфизма близок изотермической декомпрессии (параллелен «нормальному» геотермическому градиенту); проградный этап с термальным градиентом 4–7,5°/км характеризует коллизию по типу холодной субдукции (Cloos, 1993).

В жанокской свите на левобережье р. Средний Горбылок в разрезе мощностью около 2 км совмещены породы с различной степенью метаморфических преобразований. Последовательно снизу вверх:

1) В метапесчаниках из зоны ороговикования близ контакта с гранитами присутствует один проградный парагенезис обр. 8351/2): порфиробластические биотиты, азональные амфиболы (магнезиальная и актинолитовая роговая обманка), клиноцоизит, проградные гранаты, фенгит, карбонат, альбит № 8, кварц. Температуры минералообразования достигали 610–640°, давления 5,3 кбар.

Контактовые гранат-диопсидовые скарны на правобережье образовались при Т 620°.

2) Метаморфический парагенезис туфоконгломератов составляют мелкочешуйчатые мусковиты и лимонит; цемент рассланцован, а в псефитовых обломках хорошо сохранились первичные вулканогенные структуры.

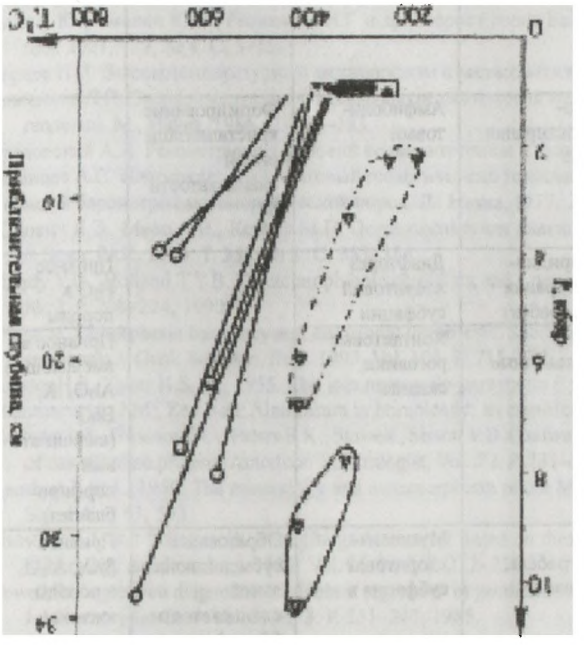


Рис. 1. Метаморфические тренды пород олнинской толщи: *1* – тренды, рассчитанные по амфиболовым термобарометрам (кружок – центр зерна, конец стрелки – кайма); *2* – значения температур по хлоритовому термометру; *3–4* – поля ТР-значений по фенгитовым термобарометрам. *3* – давления определены методом Massone, 1987; *4* – методом Velde, 1967

3) Основные бескварцевые бластомилониты (обр. 8342/6) почти нацело состоят из фенгита и актинолита, но содержат небольшое количество хлорита, предшественника актинолита. Температуры отвечают 390°, давление не менее 2 кб.

В районе **р. Восточный Горбылок** жанокская свита претерпела катаклаз, а в зонах широтных сдвиго-взбросов – милонитизацию. Бластомилониты по вулканитам кислого состава, так же, как и на р. Средний Горбылок, содержат парагенезис мусковит (фенгит), лимонит, карбонат; карбонатные бластомилониты – кальцит, мусковит, кварц. ТР-условия не устанавливаются из-за недосыщенности пород натрием (нет плагиоклаза).

Структурно-вещественные преобразования в палеозойских осадочных стратоподразделениях. Уакитской структуры, как правило, не превышают стадии катагенеза и зачастую ограничиваются перекристаллизацией карбонатов. В цементе может присутствовать небольшое количество хаотично ориентированных аутигенных хлорита, серицита, иногда мусковита, а среди обломочных до 3% зеленого хлорита. В милонитизированных разностях наблюдается упорядоченная ориентировка слюд вплоть до образования бластомилонитов хлорит-серицитовой субфации. На контактах с интрузиями обычен привнос кремнезема.

Таким образом, олнинская и жанокская толщи претерпели три этапа структурно-вещественных преобразований, разобщенных во времени: региональный метаморфизм амфиболитовой фации повышенно-барического типа; зеленосланцевый низкобарический (возможно, регрессивная ветвь первого); низкотемпературный повышенно-барического типа фации зеленых или глаукофановых сланцев. В олнинской толще присутствуют все три парагенезиса, в жанокской только третий с различной степенью интенсивности, иногда реликты второго.

Последовательность тектоно-метаморфических событий в Южно-Муйском хребте на участке исследований представляется следующей:

1) Коллизия осадочно-плутоно-вулканогенной бимодальной олнинской толщи с краем Сибирской платформы при сжатии с севера или северо-запада и, как следствие, повышенно-барический метаморфизм амфиболитовой фации. На ретроградном этапе коллизионного эпизода сформировался структурно-минеральный парагенезис актинолитовых бластомилонитов, минеральная сланцеватость и субширотные складки с осевыми плоскостями, падающими на север (азимут 355–10 угол 60). По-видимому, в это время образовались разломы северо-восточного простирания, которые впоследствии использовались при внедрении гранитами бамбукойского и витимканского комплексов.

2) Напряжения сжатия сменяются субширотным растяжением коры: закладывается северо-западный Левитинский грабен, который заполняется верхнедевонскими карбонатными осадками юктоконской свиты (франфамен по данным О.Р. Мининой, устное сообщение). Вдоль восточного края грабена предшествующий актинолитовый парагенезис почти нацело замещается хлоритом – образовалась полоса хлорититов шириной 1,5 км. Продолжающееся растяжение коры на границе среднего и верхнего карбона (303–315 млн лет.) знаменуется всплыванием гранитного плутона витимканского комплекса.

3) Очередной эпизод коллизии в условиях сжатия, вследствие которого образовались широтные сдвиги, смещающие разломы северо-восточного направления и ось Левитинского грабена, и оформилась вся надвиговая композиция Уакитского района. На фронте Срих-Дулешминского надвига, перекрывающего западный борт Левитинского грабена, в метаморфитах олнинской толщи образовались субмеридиональные складки и вторая система сланцеватости. Сформировалась общая для метаморфического комплекса минеральная линейность (азимут 270 угол 20). В верхнедевонской юктоконской свите этап отразился рассланцеванием вулканогенно-терригенных пород, катаклазом, окварцеванием и перекристаллизацией известняков, т.е. отвечал начальной стадии фации зеленых сланцев.

Таблица 2

Схема корреляции тектоно-метаморфических событий

Тектонический режим	Магматизм		Деформации		Метамор-физм	Структурные преобразования	Баланс вещества
	вулканический	интрузивный	складчатые	хрупкие			
Растяжение	Формирование бимодальной олнинской толщи						
Сжатие с севера – северо-запада		Бамбукойский комплекс гранитов	Широтные складки, ОП падают на север, угол 60	Разломы северо-восточного простирания крутопадающие	Амфиболитовый	Формирование кристаллизационной сланцеватости S1	
Растяжение				Разломы субмеридионального простирания (Левитинский грабен)	Диафторез хлоритовой субфации		Привнос H_2O в породы
		Витимканский комплекс гранитоидов		Разломы, ограничивающие гранитные купола	Контактовые роговики, скарны		Привнос во вмещающие Al_2O_3, K, BaO (калишпатовый порфиробластез)
Сжатие с запада – или северо-запада			Субмеридиональным складки на фронте Левитинского надвига	Будинаж пород Левитинского грабена, широтные сдвиги	Мусковит-хлоритовая субфация в	Образование субмеридиональной сланцеватости S2 на фронте надвига	Привнос SiO_2, Al_2O_3 в породы юктоконской свиты
Растяжение		Лампрофировые дайки широтной ориентировки					
Сжатие с севера – северо-запада				Сдвиги или сдвиго-взбросы северо-восточного простирания	Мусковитовая субфация	Образование мусковитовых бластомилонитов, формирование минеральной линейности	

4) Последующие коллизионные события неоднократно активизировали сформировавшиеся ранее северо-восточные и широтные сдвиговые структуры, но, как и современные сдвиги, смещающие русла ручьев, собственными минеральными парагенезисами не сопровождались.

Схема сопоставления тектоно-метаморфических событий в районе приведена в табл. 2.

Основные выводы:

1) Общий набор пород, закономерная смена разрезов, общность проявлений магматизма и структурных преобразований позволяют полагать, что олнинская и жанокская толщи составляют единый терригенно-карбонатно-плутоно-вулканогенный комплекс, зонально метаморфизованный в процессе нескольких эпизодов коллизии. Совмещение в разрезе пачек пород с различным уровнем преобразований, по-видимому, следует объяснять тектоническим скучиванием (инвертированный комплекс?).

2) Граниты витимканского комплекса внедрялись в уже метаморфизованную олнинскую толщу и не могли быть источником тепла для раннего этапа метаморфизма. Напротив, при становлении граниты использовали ранее образовавшиеся разрывные нарушения, а контуры интрузии подчиняются геометрии более поздних сдвиго-надвигов.

3) Наклон эволюционного тренда двух ранних этапов метаморфизма отвечает изотермической декомпрессии, заключительного – холодной субдукции с термальным градиентом 4–7,5 °/км.

4) Время ранних эпизодов коллизии (и этапов метаморфизма) олнинской толщи доверхнедевонское; широтные сдвиги и надвиги моложе 300 млн. лет. Коллизия продолжается и сегодня, но термальными явлениями не сопровождается.

Автор благодарит за помощь петрографа Патрахину Антонину Васильевну.

Литература

Геря Т.В., Перчук Л.Л., Трибуле К., Одрен К., Сезько А.И. Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян // Петрология, 1997. Т. 5, № 6. С. 563–595

Котов Н.В Мусковит-хлоритовый палеотермометр // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 3. С. 701–704.

Милькевич Р.И, Котов Н.И. Геология, полиметаморфизм и палеотермометрия комплексов метаморфических пород Ундино-Шилкинского междуречья (Вост. Забайкалье) // Вопросы магматизма и метаморфизма. Изд-во ЛГУ, 1972 . Т. IV. С. 46–57.

Мишкин М.А. Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 4. С. 944–946.

Рыцк Е Ю., Амелин Ю.В , Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.

Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М., Наука, 1977. 256 с.

Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование равновесий метабазитов, геотермобарометрия // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. М., Наука, 1986. С. 174–183.

Предовский А А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.

Таланцев А.С. Плагиоклаз-мусковитовый геологический термометр // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 5. С. 1193–1195.

Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. 207 с. (под ред. Глебовицкого В.А.).

Юдович Я.Э., Мерц А.В., Кетрис М.П. Петрохимическая диагностика метааркозов и метариолитов в древних толщах Приполярного Урала // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 3. С. 383–386.

Blundy Y.D., Holland T.Y.B. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. and Petrol.. Vol. 104, №. 2. P. 208–224, 1990.

Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreadings ridges, and seamounts // Geol. Soc. Am. Bull. 1993. Vol. 105. P. 715–737.

Eugster H.P., Yoder H.S., Ir., 1955. The join muscovite-paragonite // Carnegie Jnst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1954–1955. P. 124.

Hammarstrom J.M., Zen e-an. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. Amer. Mineral.. Vol. 71, N. 11/12. P. 1297–1313, 1986.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell., Sisson V.B Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-flkaline plutons. American Mineralogist, Vol. 72. P. 231–239, 1987.

Lambert R.St.J., 1959. The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire, Trans. Roy Soc. Edin., 63, 553.

Massone H.J and Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. Vol. 96, № 2. P. 212–224.

Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. J. Metamorphic Geol. Vol. 3, №. 3. P. 231–243, 1985.

Velde B. Si4+ content of natural phengites // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1964. Vol. 14. P. 250–258.

Xiaogang et all. II b trioctahedral chlorite from the Barbeton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. 126/3: 275–291.

СИБИРСКИЙ КРАТОН: ПЕТРОГЕНЕЗИС, ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ

О.М. Розен
Геологический институт РАН, г. Москва

Петрология магматических и метаморфических комплексов потеряла свое самодовлеющее значение к концу прошлого столетия. Она стала частью общегеологического познания, поскольку предмет исследования – петрогенезис – оказался вещественным выражением вполне определенных геологических процессов, таких как субдукция (и сопровождающий ее субдукционный магматизм и метаморфизм), рифтинг, континентальная коллизия и некоторые другие. Причиной такого, нового, понимания является возможность прямого и независимого расчета физико-химических условий, возникающих в коре при указанных процессах, как на основании физических свойств горных пород, так и на основании петрологического моделирования. Данная работа представляет попытку синтезировать и обобщить данные по метаморфизму и анатексису в пределах Сибирского кратона, используя данные геохронологии и некоторые плейт-тектонические представления.

Сибирский кратон, или кристаллическое – гранит-метаморфическое – основание (консолидированная кора) Сибирской платформы состоит, как известно (Петров и др.,1985) из двух главных элементов, а именно – гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных ареалов, разделенных (Лутц, Оксман, 1990) глубокоэродированными зонами разломов. Он занимает площадь около $4 \cdot 10^9$ км^2, и большей частью (70%), перекрыт рифей – фанерозойскими отложениями чехла мощностью 1–8 км, в среднем – около 4 км. С севера и востока кратон обрамлен складчатыми существенно осадочными поясами фанерозойского форланда (Таймырский и Верхоянский складчатые пояса), а с запада и юга располагаются вулканические орогенные пояса: палеозойский – Центрально-Азиатский и мезозойский – Монголо-Охотский.

Террейны и коллизионные зоны – основные единицы историко-петрологического анализа

Многочисленные схемы тектонического строения Сибирского кратона базировались на комплексном анализе преимущественно геологических и/или геофизических данных (обзор в (Яншин, Борукаев,1988) и др.), возникла концепция раннедокембрийских офиолитов (океанической коры) (Моралев, 1986) и нуклеаров (Глуховский, 1996 Moralev, Glukhovsky,2000), предполагалась протерозойская аккреция блоков архейской коры (Zonenshain et al., 1989). Изотопно-возрастные данные позволили представить историко-геологические модели эволюции кратона (обзор в Розен и др..2002). Возникло представление о разнородных и разновозрастных террейнах, как главных элементах структуры кратона, которые первоначально возникали и развивались независимо друг от друга, образуя изолированные сиалические массы (микроконтиненты), а потом в процессе столкновения (коллизии) образовали единый кратон.

Разломы, разделяющие террейны, обнаруживают признаки тектонического сдавливания и надвигания и относятся к категории зон столкновения (коллизионные, или сутурные, зоны). Выявлен и другой необходимый признак коллизионных соотношений террейнов (Розен и др.,.2000), а именно – синхронность локального анатектического гранитообразования в зонах столкновения (коллизионных зонах, сутурах) и ареального метаморфизма в прилегающих террейнах. Такая синхронность может возникнуть только в результате самопроизвольного разогрева (термальной релаксации) внутри утолщенной коры коллизионной призмы, что вытекает из теоретического моделирования (England, Thompson, 1984) и геологических наблюдений (Розен, Федоровский, 2001). Современная структура кратона в целом рассматривается как результат столкновения и слипания (амальгамации, аккреции) разновозрастных микроконтинентов, превращенных в процессе коллизии в разнородные тектонические блоки – террейны (Розен и др., 2000; Смелов и др.,1998; Rosen et al.,1994).

Два главных элемента структуры кратона, а именно – гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные ареалы (Петров и др., 1985), по современным данным, оказываются разновозрастными и слагают соответствующие по составу террейны, достигающие в поперечнике десятков и сотен километров. Гранулит-гнейсовые террейны состоят главным образом из ортопироксеновых плагиогнейсов (эндербитов), двупироксеновых основных кристаллосланцев (предположительно островодужные метавулканиты), а также метакарбонатов и ортопироксеновых кварцитов, в совокупности относящихся к гранулитовой фации метаморфизма. Они смяты в узкие (первые километры в размахе крыльев) изоклинальные складки, нередко участвующие в строении крупных анти- и синформ, и прослеживаются под покровом отложений чехла благодаря интенсивным положительным линейным магнитным полям (DTa) и повышенным гравитационным полям. В свою очередь, гранит-зеленокаменные террейны включают обширные изометричные, амебообразные ареалы гранитоидов, между которыми зажаты линейные складки, сложенные основными вулканитами и граувакками (зеленокаменные пояса), метаморфизованными в зеленосланцевой и/или амфиболитовой фации, и занимающие 10–20% площади этих террейнов (Попов и др., 1990). Такая ассоциация достаточно отчетливо фиксируется по слабо отрицательным нелинейным, мозаичным магнитным полям и пониженным

гравитационным полям, в которых выделяются крупные погребенные гранитные плутоны (Хорева, 1987), тогда как линейные, разно-ориентированные зеленокаменные пояса и/или основные – ультраосновные интрузии отличаются повышенным положительным магнитным полем (Гафаров и др., 1978). Различия между первым и вторым типами террейнов наиболее ярко выявляются при сопоставлении тектонотипов. Следует отметить, что гранулит-гнейсовые ассоциации (преимущественно гранулиты) представляют собой нижнекоровые образования, в то время как гранит-зеленокаменные – это верхнекоровые комплексы, где преобладают гранитоиды. Хотя теоретически оба типа могут быть совмещены в пределах эрозионной поверхности одного террейна, принятое бинарное разделение террейнов представляется необходимым упрощением и полезным инструментом исследования, впредь до получения дополнительных геолого-геохронологических данных.

Коллизионные зоны сложены разнообразными бластомилонитами и тектонитами, мигматитами, автохтонными анатектичекими гранитоидами и содержат крупные отторженцы пород соседних террейнов(Лутц, Оксман, 1990; Rosen et al., 1994). При ширине от сотен метров до 30 км, они отчетливо прослеживаются под чехлом на расстояния более 1000 км, поскольку отличаются интенсивным знакопеременным линейным магнитным полем.

Структура Сибирского кратона

В структуре кратона разнообразные террейны объединены в более крупные единицы – супертеррейны или тектонические провинции – на основании геологических и пространственных соотношений, а также геофизических полей. По-видимому, прежде чем объединиться в структуру кратона, террейны группировались в крупные геологические тела, а уже столкновение и слипание последних привело позднее к возникновению единого кратона. Выделяются следующие тектонические провинции: Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая (рис. 1). Они состоят из разнородных террейнов (тектонических блоков) и включают раннепротерозойские складчатые (орогенные) пояса.

Особое место занимает Акитканский вулканогенный пояс, разделяющий Анабарскую и Алданскую провинции. Эти структурные единицы первого порядка достаточно отчетливо выражены в геофизических полях, в частности в полях аномального магнитного поля (рис. 2). Нетрудно видеть, что сравнительно редкие, произвольно ориентированные положительные аномалии на западе кратона соответствуют Тунгусской провинции, а также Оленекской – на северо-востоке, тогда как разворачивающиеся с долготных на северо-западные, достаточно частые аномалии отличают Анабарскую провинцию. На юго-востоке кратона субмеридиональные аномалии Алданской провинции отчетливо сменяются к югу субширотными аномалиями в Становой провинции.

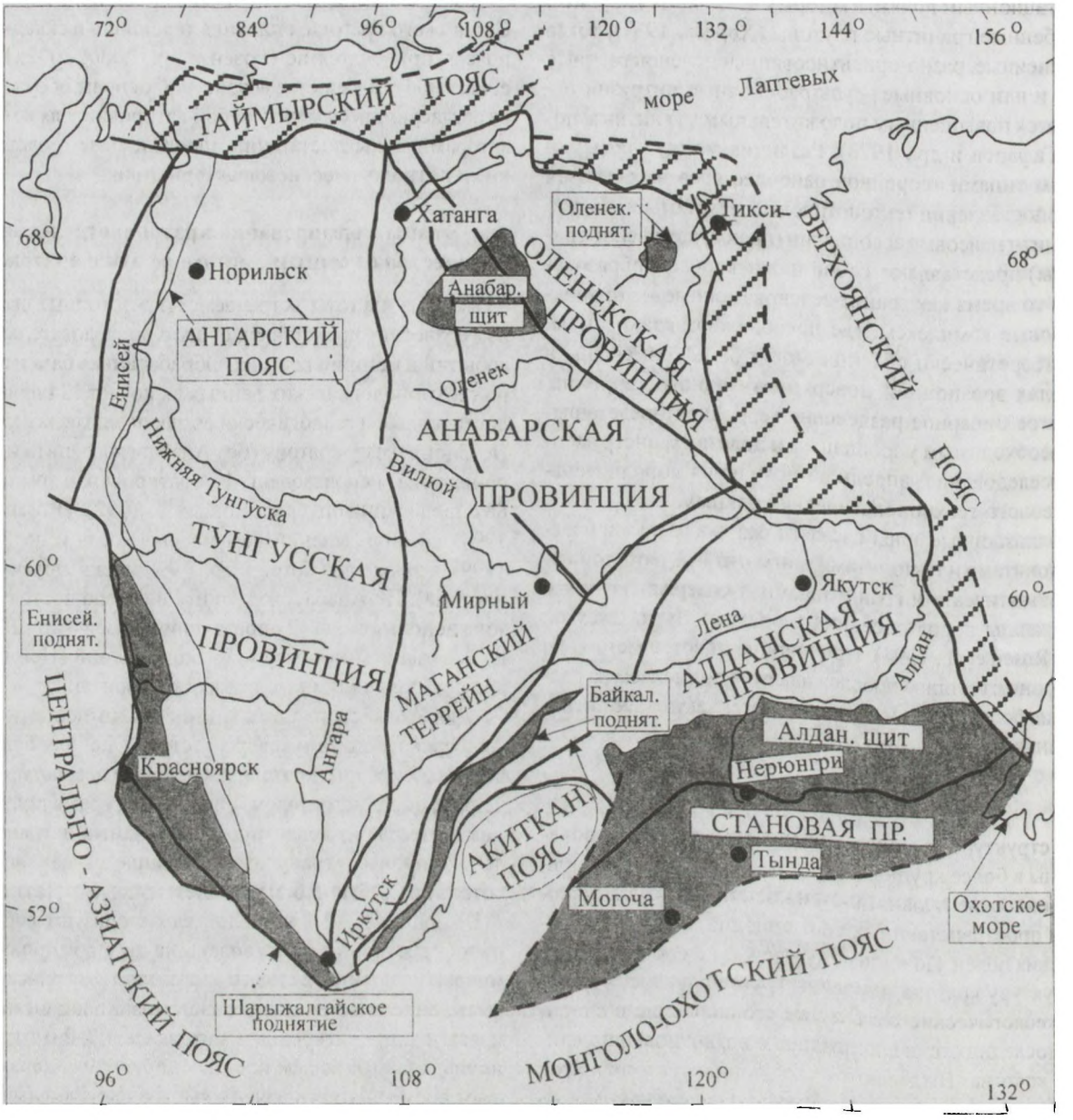
Распределение тектонических провинций в пределах Сибирского кратона, описания террейнов и складчатых поясов приводятся по (Розен и др., 2000; 2002; Rosen et al., 1994). В качестве возрастной основы обсуждаются согласующиеся между собой датировки, для которых авторами даны достаточно определенные геологические и петрологические характеристики.

Этапы формирования кратона: отделение вещества от мантии, метаморфизм и анатексис

Анализ частоты встречаемости изотопных датировок позволяет представить общую последовательность событий в истории кратона. Обработанная база изотопно-геохронологических данных включает 224 наиболее достоверные и геологически согласованные датировки. По Сибирскому кратону (без Анабарского щита и северо-востока) использованы 144 датировки, в том числе: 88 определений опубликованных до 1992 г. (Rosen et al., 1994), 56 определений по данным (Ковач и др., 1994, 1999), а также по (Котов и др., 1999 и ряду других публикаций). По Анабарскому щиту и северо-востоку кратона использованы 42 определения (Розен и др., 2000) и по Акитканскому поясу – 36 определений (Неймарк и др., с дополнениями из других источников).

Для Алданского щита и Енисейскго поднятия (без Анабарского щита и северо-востока), т.е. для большей части Сибирского кратона, модельные возрасты, полученные е Sm-Nd методом, определяют время поступления вещества из деплетированной мантии в гранит-зеленокаменные и гранулитовые комплексы как, приблизительно, 3,5 и 3,0 млрд лет (рис. 3). Датировки T(DM)Nd в 2,2–2,4 млрд.лет, характеризуют события, непосредственно последовавшие за формированием микроконтинентов в связи с орогенезом (Унгринские мафиты, зеленокаменные образования Холодниканского пояса и т.п.). Датировки в интервале 1,7–2,0 млрд лет принадлежат главным образом цирконам и характеризуют время анатектического выплавления кислых магм (мигматиты, гранитоиды, чарнокиты), явившегося следствием разогрева утолщенной при коллизии коры.

В пределах Анабарского щита и северо-востока Сибирского кратона наиболее ярко проявлены разновременность и разнородность процессов возникновения вещества террейнов и его коллизионного преобразования. Помимо отщепления магматитов от истощенной мантии 3,1–3,2 млрд лет назад, датировки здесь маркируют также возраст мигматитов и гранитоидов по цирконам, и совпадающий с ними возраст гранулитового метаморфизма по Sm-Nd минеральным изохронам (1,8–2,0 млрд лет), как очевидно из рис. 3. Такое совпадение является необходимым условием разогрева утолщенной коры в коллизионной призме (England, Thompson, 1984). Особая ситуация обнаруживается в Акитканском поясе (рис. 3). Здесь датировки U-Pb методом по цирконам в интервале 1,8–2,0 млрд лет принадлежат эффузивам с



Обнаженные площади фундамента

Палеозой-мезозойские складчатые пояса форланда

Главные разломные зоны (в пределах кратона - сутуры)

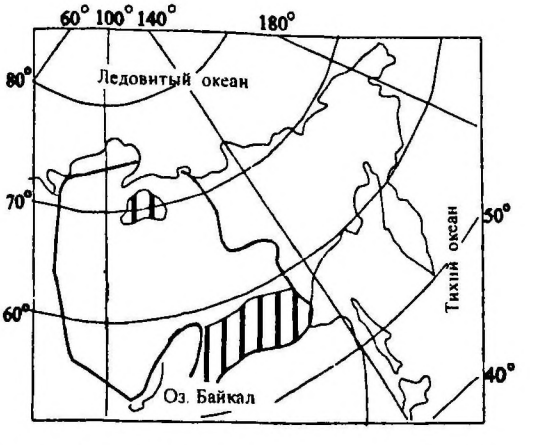


Рис. 1. Основные элементы структуры фундамента Сибирского кратона (по Rosen et al., 1994, с исправлениями), пояснения в тексте

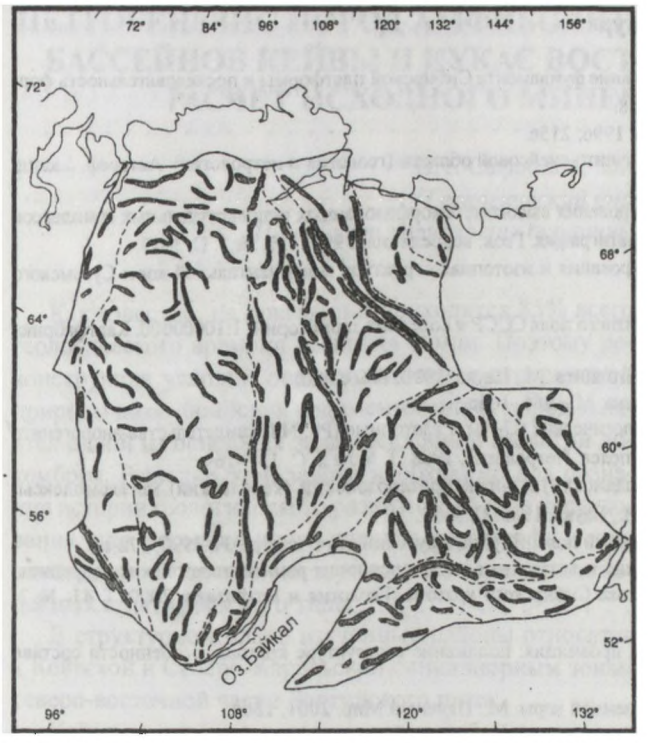


Рис 2 Схема положительных аномалий магнитного поля (ДТа>1мЭ) Сибирского кратона (по данным Литвинова и др., 1978)

Sm-Nd модельным возрастом субдукционного источника 2,4 млрд лет. Контаминация вулканитов древним материалом с модельным Sm-Nd возрастом 2,5–2,8 млрд.лет произошла, очевидно, под влиянием вещества поддвинутой в результате коллизии плиты, относимой в современной структуре к Анабарской тектонической провинции.

Общей чертой всех рассмотренных гистограмм (рис. 3) является концентрация модельных Sm-Nd датировок (предположительно характеризующих время поступления расплавов из мантии в кору микроконтинентов) в архее (3,5–2,6 млрд лет), и значительно меньше – в протерозое, 2,5–2,3 млрд лет назад. Для позднего палеопротерозоя, напротив, характерно отсутствие модельных Sm-Nd датировок моложе 2,2 млрд лет и преобладание в интервале 1,8–2,0 датировок по цирконам из мигматитов, гранитов и чарнокитов. Очевидно, что мантийное вещество поступало в кору микроконтинентов в архее и частично – в палеопротерозое. В период аккреции кратона поступления нового вещества из мантии не было, а коллизионные гранитоиды анатектически выплавлялись из сиалического вещества древних микроконтинентов.

Таким образом, финальным результатом амальгамации архейских микроконтинентов было как выплавление гранитоидов и чарнокитоидов, так и ареальный гранулитовый метаморфизм, являвшиеся следствием саморазогрева в коре, утолщенной при коллизионном надвигании террейнов друг на друга. По-видимому, 1,8 млрд лет назад возникло гигантское коллизионное горное сооружение

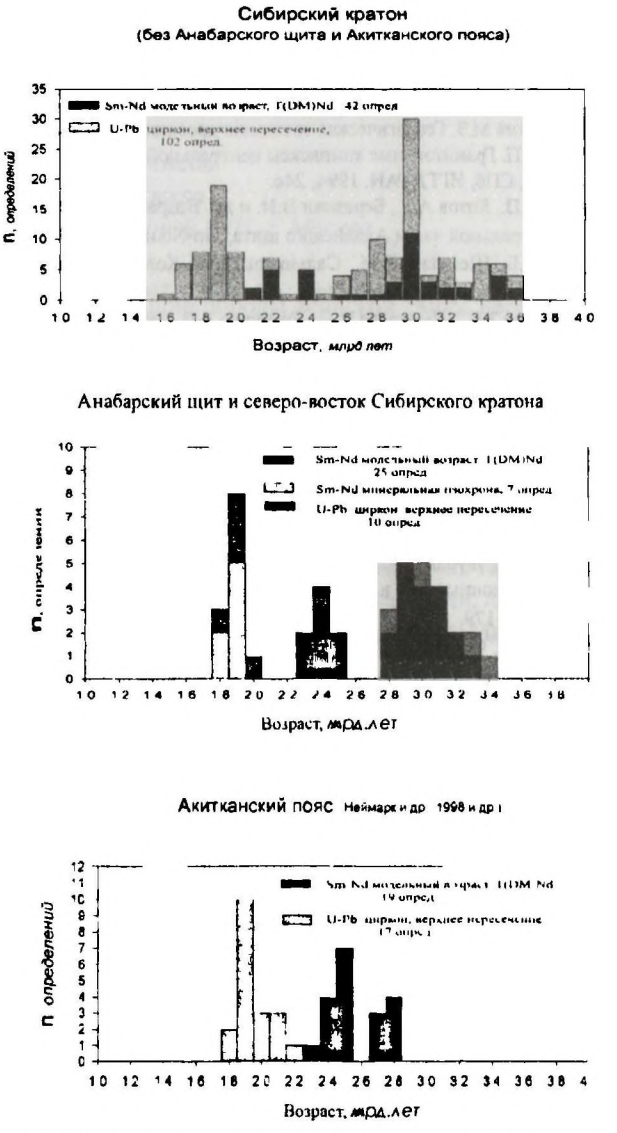


Рис. 3. Гистограммы изотопно-геохронологических датировок для Сибирского кратона в целом Анабарского щита и северо-востока кратона, и Акитканского пояса, пояснения в тексте

Гималайского типа. В верхней части этого сооружения, вероятно, сосредоточились выплавленные при коллизии гранитоиды (Розен, Федоровский, 2001). Подпираемая корой повышенной мощности, эта горная область была эродирована в течение последующих 150 млн.лет, когда верхний гранитный слой коры был местами полностью смыт, что вполне очевидно, по крайней мере, в пределах Анабарского щита. На образовавшемся пенеплене, 1.65 млрд.лет назад, начал накапливаться полого залегающий рифейский платформенный чехол.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 00-05-64784.

Литература

Гафаров Р.А., Лейтес А.М., Федоровский и др. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы и последовательность формирования континентальной коры. Геотектоника, 1978, № 1. С. 43–58.

Глуховский М.З. Геологическая эволюция древних платформ. М.: Наука, 1996, 215с.

Ковач В.П. Гранитоидные комплексы центральной части Алданской гранулито-гнейсовой области (геология и петрология). Автореф. ...канд. дис., СПб, ИГТД РАН. 1994, 24с.

Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита, Sm-Nd изотопные данные. Стратиграфия. Геол. корреляция, 1999. Т. 7, № 1. С. 3–17.

Котов А.Б., Шемякин И.М., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Этапы формирования и изотопная структура континентальной коры Сутамского блока Алданского щита. Докл. АН, 1999. Т. 366, № 6. С. 809–812.

Литвинова Т.П., Шмиярова Н.П , Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и соседних территорий, 1:10000000. Картфабрика Аэрогеология, Ленинград. 1978

Лутц Б.Г , Оксман В.К. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М., Наука, 1990, 260 с.

Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. Наука: М. 1986, 166с.

Неймарк Л.А., Ларин А.М, Немчин А.А, и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогеннго характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Петрология, 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.

Петров А.Ф., Гусев Г.С, Третьяков Ф.Ф, Оксман В.С. Архейский (алданский) и нижнепротерозойский (карельский) мегакомплексы. В.В. Ковальский, ред Структура и эволюция земной коры Якутии. М., Наука. 1985. С. 9–39.

Попов Н.В., Смелов А.П., Добрецов Н.Н. и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск, Якутский науч. центр АН. 1990, 172 с.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные неоднородности раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона. Геология и геофизика, 2000. Т. 41, № 2. С. 163–179.

Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре кратона, особенности состава верхней и нижней коры. Геология и геоф., 2002. Т. 43. № 1. С. 3–26.

Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный Мир. 2001, 186с.

Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Парфенов Л.М., Тимофеев В.Ф. Докембрийские террейны Алдано-Станового щита. Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, Изд. Сантай, СО РАН, 1998. С. 119–120.

Хорева Б.Я., ред. Карта метаморфических и гранитных формаций СССР,1:10000000. Картфабрика ВСЕГЕИ, Ленинград, 1987.

Яншин Ф.Л., Борукаев Ч.Б., ред. Тектоника и эволюция земеной коры Сибири. Тр ИГиГ СО РАН, вып 173 Новосибирск, Наука, 1988, 175 с.

England, P.C., Thompson, B. Pressure – temperature – time paths of regional metamorphism. Jour. Petrol. 1984. V. 25. Pt. 4. P. 894–955.

Moralev V.M., Glukhovsky M.Z. Diamond-bearing kimberlite fields of the Siberian craton and the Early Precambrian geodynamics. Ore Geology Reviews 2000. Vol. 17. P. 141–153

Rosen, O M , Condie, K.C., Natapov, L.M. and Nozhkin, A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton, a preliminary assessment. K.C Condie, ed., Archean crustal evolution. Elsevier, Amsterdam, 1994. P. 411–459.

Zonenshain, L.P, Kuzmin, V.I., and Natapov, L.M. Geology of the USSR, a plate tectonic synthesis. Am. Geophys. Union, geodynamic series, 1989. Vol. 21, 242 p.

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ БАССЕЙНОВ КЕЙВЫ И КУКАС ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: РАСЧЕТ ИСХОДНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ОСАДКОВ

[1]В.Т. Сафронов, [1]О.М. Розен, [2]А.А. Аббясов
[1]Геологический институт РАН, г. Москва
[2]Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Как известно, на докембрий приходится 85% всего геологического времени развития Земли. Поэтому реконструкция условий осадконакопления и первичной природы докембрийских седиментогенных пород является одной из основных задач осадочной геологии докембрия. Решение этой задачи необходимо для познания истории геологического развития районов исследования, для формационного анализа метаморфических комплексов и поисков месторождений полезных ископаемых стратиформного типа.

В структурном плане изученные районы относятся к Кейвской и Северо-Карельской синклинорным зонам северо-восточной части Балтийского щита.

Кейвская структура представляет собой опрокинутую синклиналь на архейском опущенном крыле сутуры Колмозеро-Воронья (Gorbatschev et al.,1993), расположенную в центральной части Кольского полуострова (рис. 1). Разрез данной структуры начинается слюдяными, гранат-слюдяными, кварцитовидными гнейсами коловайской толщи (более 1000 м). Эта толща согласно перекрывается амфиболитами, биотит-амфиболовыми плагиосланцами, двуслюдяными гнейсами устьюгонской толщи (1000–1100 м), которая в свою очередь согласно перекрыта породами лебяжинской свиты (~1400 м) : гранат биотитовыми, биотитовыми гнейсами, в основном, производными кислых вулканитов (Минц и др., 1992).

Рис. 1. Схема расположения исследованных бассейнов

Вышележащие породы кейвской свиты несогласно налегают на лебяжинские гнейсы с корой выветривания в основании (Головенок, 1977; Негруца, 1984). Наличие крупного перерыва между лебяжинскими гнейсами и сланцами серии кейв доказывается и данными абсолютных датировок. Так, возраст лебяжинских гнейсов вблизи контакта с породами кейвской серии–2780±70 млн. лет и (U-Pb датирование по валовым пробам (Пушкарев и др., 1978), кианитовые сланцы серии кейв: Pb-Pb термоэмиссионный изохронный метод – 1790±50 млн. лет и U-Pb изохронный методом – 2100±20 млн. лет (Минц и др., 1992).

Сланцы серии кейв подразделяются на ряд пачек (Бельков, 1963). В основании серии залегают гранат-мусковитовые и ставролит-гранатовые сланцы пачки А, часто содержащие углеродистое вещество до 1% (мощность пачки 5–30 м). Пачка Б представлена темно-серыми кианитовыми, ставролит-кианитовыми сланцами, для которых характерна относительно высокая насыщенность углеродистым веществом ($C_{орг}$ до 2,5–3%) и кианитом (до 40 об. %). Мощность пачки Б колеблется в пределах 25–325 м, причем сланцы этой пачки, также как породы пачки А, ни разу не прерываются на протяжении всей свиты. Пачка В – светлые мусковитовые кварциты (0–60 м). Пачка Г – плагиоклаз-ставролитовые, плагиоклаз-кианит-ставролитовые порфиробластические сланцы (0–250 м). Вышележащие породы песцово-тундровой серии (пачки Д и Е) отличаются от сланцев серии кейв , по петрографическому и химическому составу. Пачка Д представлена мусковитовыми и биотит-мусковитовыми сланцами, иногда с гранатом и ставролитом. Пачка Е сложена, в основном, карбонатными породами. термодинамические условия метаморфизма пород серии отвечают амфиболитовой фации (T=510–580° C, P=4,1–4,5 кбар) а породы рассматриваются как протоплатформенные отложения (Петров и др., 1986). По региональной стратиграфической шкале породы этих свит относятся к нижним частям разреза раннего протерозоя – сумийско-сариолийскому надгоризонту, формирующемуся в интервале 2300–2600 млн. лет (Хейсканен, 1990).

Исходный минеральный состав пород исследованных серий восстанавливался на основе литохимических пересчетов по методике (Розен и др., 1999).

Литохимические пересчеты силикатных анализов изученных пород показали (табл.1), что исходными для пород пачки А были кварцевые песчаники с заметной

примесью гидрослюдистых глин (гранат-мусковитовые сланцы) и кварцсодержащие глины (ставролит-гранатовые сланцы), в которых глинистая часть была представлена смесью каолинита, монтмориллонита и высокожелезистого хлорита. Первоначальным материалом для подобного типа отложений, видимо, служила верхняя часть (кираса) существенно каолинитовой коры выветривания. Высокоглиноземистые породы пачки Б изначально были представлены кварцсодержащими каолинитовыми глинами, иногда с небольшой долей монтмориллонит-гидрослюдистой компоненты, а мусковитовые кварциты пачки В, вероятно, являются производными кварцевых песчаников с гидрослюдистым цементом. Присутствие в исходных отложениях пачки Г значительных количеств полевых шпатов, главным образом, плагиоклаза, гидрослюда и монтмориллонита, по-видимому, свидетельствует о поступлении в палеобассейн седиментации менее выветрелых продуктов из области сноса.

Первичными осадками пачки Д, возможно, были глинистые песчаники (мусковитовые сланцы) и глино-песчаники (двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом, причем в последних глинистая часть была представлена смесью каолинита, монтмориллонита и гидрослюды. И завершился процесс седиментогенеза в кейвском палеобассейне отложением существенно карбонатных осадков (пачка Е): доломиты – 74%, с песчаной примесью: кварц – 16%, плагиоклаз – 5% и ортоклаз – 3%.

Таким образом, предполагается, что коры глубокого химического выветривания, поставлявшие материал в кейвский палеобассейн, были расположены на равнинном палеоконтиненте и существовали длительное время. Вещество, поступавшее в палеобассейн, было типично терригенного характера и хорошо дифференцировано (каолинитовые глины–кварцевые пески), а палеоклимат данной эпохи был жаркий гумидного типа. Уменьшение в верхней части разреза количества кварца и каолинита в осадках и увеличение – гидрослюды, монтмориллонита, полевого шпата, а также появление карбонатных отложений со строматолитами (пачка Е) указывет на вовлечение в процесс седиментогенеза менее выветрелых пород, смену гумидного палеоклимата на на аридный и смену осадконакопления на открытом шельфе на седиментогенез в условиях замкнутого бассейна (лагуна?). Проведенная реконструкция исходного минерального состава исследованных свит позволила построить продольный профиль кейвского палеобассейна и восстановленный разрез обеих серий (рис.2), на которых отчетливо видны ритмы седиментогенеза : нижняя часть ритма представлена песчанистыми осадками, верхняя – глинистыми осадками (1 ритм–пачки А-Б,2– пачки В-Г, 3– пачка Д).

В Северо-Карельской структурной зоне наиболее типичным районом развития нижнепротерозойских образований является Кукасозерская синформа, расположенная на архейском основании Карельского кратона (Gorbatschev et al.,1993) , в пределах которой наибольшее развитие имеют породы кукасозерской свиты ятулийского этапа PR_1 (2080-2300 млн. лет) (Хейсканен, 1990). Данная свита подразделяется на две толщи : ниж-

Таблица 1

Нормативный минеральный состав представительных пород Кейвского бассейна

Типы метаморфических пород	Пачка А слюдяно-гранатовые сланцы	Пачка Б кианитовые сланцы	Пачка В мусковитовые кварциты	Пачка Г кианит-ставролитовые сланцы	Пачка Д двуслюдяные сланцы с гранатом и ставролитом	Пачка Е песчанистый доломит
n	5	7	6	10	1	1
Расчетные минералы в исходных породах	Обломочные минералы					
Кварц	58,78	20,05	85,39	20,81	32,20	16,52
Плагиоклаз	1,58	0,45	1,91	13,24	11,31	4,78
Ортоклаз	–	–	–	–	–	3,24
Сумма	60,36	20,50	87,30	34,05	43,51	24,52
Глинистые минералы						
Каолинит	4,13	72,74	1,27	31,11	14,22	–
Гидрослюда	21,36	3,27	8,90	16,477	14,47	–
Монт-мориллонит	5,01	1,16	0,75	11,86	19,52	–
Сумма	30,50	77,17	10,92	59,74	48,21	–
Окисные минералы						
Гетит	5,59	1,12	0,32	2,58	4,05	0,98
Карбонатные минералы						
Доломит	–	–	–	–	–	74,04
Анкерит	3,17	0,56	1,29	2,23	3,09	0,38
Сумма	3,17	0,56	1,29	2,23	3,09	74,42
Акцессорные минералы						
	0,37	0,65	0,11	1,40	1,13	0,06
Вероятные типы исходных пород	Глинистый кварцевый песчаник	Каолинитовая глина с кварцем	Кварцевый песчаник с глинистым цементом		Песчаная глина	Песчанистый доломит

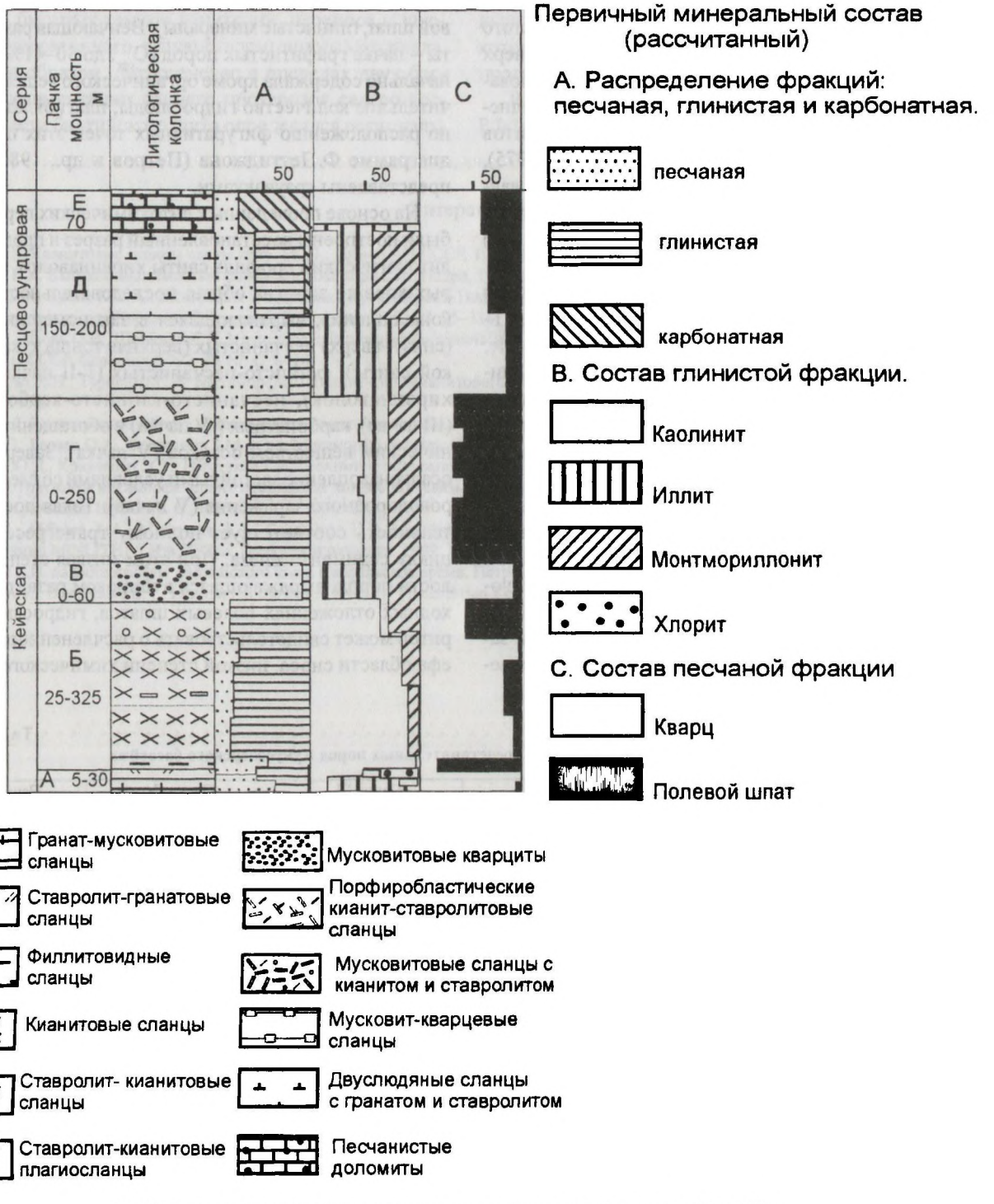


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка и восстановленный разрез бассейна Кейвы

нюю вулканогенную (амфиболовые, гранат-амфиболовые сланцы, туфы, мандельштейны) и верхнюю – кварцитовую (полевошпатовые, слюдистые, карбонат-содержащие кварциты). Общая мощность свиты составляет примерно 2000 м.

В составе вышележащей хирвинаволокской свиты, расположенной в осевой части синформы, выделяется пять последовательных пачек (Демидов и др., 1974): I–параамфиболиты, в верхней части пачки прослои биотитовых, амфибол-биотитовых сланцев (мощность пачки 200–250 м); II – переслаивание параамфиболитов и различных сланцев, изредка кварцитов (100–150 м); III – переслаивание амфиболитов, сланцев и карбонатных пород (150–200 м); IV – доломитовые, частью известковистые мраморы с примесью углеродистого вещества (50–100 м); V – массивные матово-черные графитистые породы (~10 м). Общая мощность свиты составляет 500–700 м. Характерной чертой пород свиты

является постоянное присутствие в них углеродистого вещества, причем количество его увеличивается вверх по разрезу. Термодинамические параметры формирования пород свиты хирвинаволок отвечают низко-среднетемпературной фации альмандиновых амфиболитов (T = 530–600° C, P = 7–8 кбар) (Московченко и др., 1975). По региональной стратиграфической шкале породы данной свиты относятся к среднему этапу нижнего протерозоя –людиковикскому надгоризонту (1950–2080 млн лет) (Хейсканен, 1990) .

Поведенные литохимические пересчеты показали (табл. 2), что исходными отложениями пород пачек I–III свиты хирвинаволок (параамфиболиты, биотитовые, амфибол-биотитовые сланцы) были карбонат-песчанистые глины, карбонат-глинистые песчаники, иногда содержавшие значительное количество полевых шпатов и магнезиально-железистых хлоритов, что может свидетельствовать о присутствии в исходных отложениях примеси вулканогенного материала. На модифицированной диаграмме Ф.Петтиджона (Розен, 1993) фигуративные точки исследованных пород ложатся в поле граувакк и субграувакк. Карбонатные породы пачек III–IV первоначально были, вероятно, представлены иногда чистыми карбонатами (CO_2 > 40 %), а иногда содержали заметную примесь терригенного материала (кварц, полевой шпат, глинистые минералы). Венчающая разрез свиты – пачка графитистых пород ($C_{орг}$. до 30–41%) первоначально содержала кроме органического вещества значительное количество гидрослюды, плагиоклаза и судя по расположению фигуративных точек этих пород на диаграмме Ф.Петтиджона (Петров и др., 1986) были представлены граувакками.

На основе проведенных литохимических пересчетов были построены восстановленный разрез и продольный литологический профиль свиты хирвинаволок, на которых хорошо заметна общая последовательность осадконакопления, выражающаяся в закономерной смене (снизу–вверх) песчанистых (верхняя толща кукасозерской свиты), глинисто-песчанистых (I–II пачки свиты хирвинаволок), песчанисто-глинисто-карбонатных (III пачка), карбонатных (IV пачка) и обогащенных органическим веществом осадков (V пачка). Завершилось осадконакопление застойными условиями со следами сероводородного заражения (V пачка). Такая последовательность соответствует полному трансгрессивному циклу седиментогенеза. При этом низкая степень зрелости пород, выражающаяся в широком развитии в исходных отложениях полевых шпатов, гидрослюд, хлоритов может свидетельствовать о расчлененности рельефа области сноса, низкой степени химического вывет-

Таблица 2

Нормативный минеральный состав представительных пород Кукусозерского бассейна

Типы метаморфических пород	Пачка I полевошпатовый параамфиболит	Пачка II полевошпатовый параамфиболит	Пачка III углеродистый сланец	Пачка IV мрамор	Пачка V графитистые породы
n	1	1	6	4	7
Расчетные минералы в исходных породах	Обломочные минералы				
Кварц	24,44	16,32	27,48	7,13	23,26
Плагиоклаз	9,32	38,07	17,47	3,00	12 87
Ортоклаз	–	–	1,85	0,14	2,19
Сумма	33,76	54.39	46,80	10,27	38,32
Глинистые минералы					
Каолинит	–	–	–	0,31	0,17
Гидрослюда	3,36	0,68	8,18	3,06	13,74
Монт-мориллонит	–	–	3,99	–	1,87
Хлорит	35,80	21,78	21,94	–	3,52
Серпентин	–	–	0,61	1,34	0,26
Сумма	39,16	22,46	34,72	4,71	19,55
Окисные минералы					
Гетит	–	6,17	2,35	0,45	1,56
Карбонатные минералы					
Кальцит	3,40	–	1,33	54,65	1,89
Доломит	15,63	13,64	5,58	23,58	6,09
Анкерит	6,64	1,48	3,78	3,84	0,69
Сумма	25,67	15,12	10,69	82,07	8,67
Углерод					
	–	–	4,03	1,87	29,37
Акцессорные минералы					
	1,41	1,86	1,41	0,63	2,53
Вероятные типы исходных пород	Карбонат-песчано-глинистая порода	Карбонат-глинистый песчаник	Глинисто-песчаная порода с карбонатным материалом	Доломитовый известняк с терригенной примесью	Карбонат-глинистая порода, обогащенная органическим веществом

ривания, быстрых темпов денудации, переноса и захоронения терригенного, вулканотерригенного материала.

Таким образом, петрогенезис в пределах двух бассейнов седиментации раннего протерозоя северо-восточной части Балтийского щита определялся региональным метаморфизмом и условиями осадконакопления, которые расшифрованы при помощи компьютерной программы MINLITH.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 99-05-65154, 02-05-64397.

Литература

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.

Головенок В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.

Демидов Н.Ф., Кратц К.О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшезерской зоны карелид Северной Карелии // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1974. С. 95–116.

Минц М.В., Цьонь О.В., Шенкман Е.Я. Изотопное датирование тектонической эволюции Кейвской структуры (Кольский полуостров) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 6–18.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 140 с.

Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.

Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Метаморфизм супракрустальных комплексов раннего докембрия. Л.: Наука, 1986. 272 с.

Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохимические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

Розен О.М. Граувакки метаморфических комплексов докембрия (связь состава и геодинамических условий формирования) // Изв вузов. Геология и разведка. 1993 № 1. С. 36–50.

Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород : расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Изв ВУЗов. Геология и разведка. 1999. № 1 С. 21–35.

Хейсканен К.И. палеогеография Балтийского шита в карельское время. Петрозаводск: Кар.НЦ, 1990. 128 с.

Gorbatschev R., Bogdanova S.V., Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res., 1993. Vol. 64. P. 3–21.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНЦЕНТРАЦИОННЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К РЕАКЦИЯМ ОБМЕННО-ДИФФУЗИОННОГО ТИПА

В.Н. Королюк, Г.Г. Лепезин, А.Н. Корсаков
Объединенный Институт Геологии, Геофизики и Минералогии СО РАН, г. Новосибирск

С использованием микрозондовой техники в минералогических исследованиях установлено широкое распространение химической неоднородности в фазах переменного состава. Отсюда понятен интерес к моделированию условий появления зональности в минералах и к попыткам восстановления по характеру концентрационного распределения динамики поведения во времени интенсивных факторов метаморфизма.

Эволюция P и T отражается изменением соотношения изоморфных компонентов в первую очередь в краевой зоне зерен и влечет последующую гомогенизацию за счет диффузионного перераспределения элементов внутри отдельного кристалла. Важную роль в этом процессе играют скорости диффузии и длительности термического воздействия. Так, при предельно низких температурах массоперенос практически отсутствует, профили являются ростовыми и интереса для геоспидометрии не представляют. Наоборот, с ростом температуры кристаллы, гомогенизируясь в зависимости от крупности, частично или даже полностью приспосабливаются к меняющимся условиям. При этом степень и время выравнивания их химического состава при определенных условиях можно рассчитать. Ранее нами рассматривалась задача о возникновении химической неоднородности и о перераспределении компонентов за счет диффузии в растущем или растворяющемся зерне (Королюк, 1982). Ее приложение к природным объектам продемонстрировано на примерах кинетики кристаллизации твердых растворов альбит-анортит из расплава (Королюк, Лепезин, 1984) и динамики роста зонального граната в присутствии кордиерита, кварца и силлиманита (Лепезин, Королюк, 1984). Здесь мы приведем решение о диффузии в кристалл или из кристалла постоянных размеров для реакции диффузионно-обменного типа со связанными условиями на границе. Такой подход применим к взаимодействию типа

$$Fe_{Ol} + Mg_{Opx} = Mg_{Ol} + Fe_{Opx},$$

когда меняются составы, но не модальные отношения минералов. Сформулируем и выразим задачу математически следующим образом. Пусть в зерне сферической формы радиусом a с изначально однородным распределением элемента C_0 в момент времени $t = 0$ по закону $C_s = C_s(t)$ начинает изменяться состав краевой зоны. Возникающий градиент концентрации вызывает диффузионное перераспределение компонентов, которое в сферической системе координат описывается уравнением

$$\partial C(x,t)/\partial t = D(t)[\partial^2 C(x,t)/\partial x^2 + (2/x)\partial C(x,t)/\partial x]$$

с начальными $C(x,0) = C_0 = C_s(0)$, $0 \le x \le a$ и граничными $C(a,t) = C_s(t)$ данными. Сделав подстановку $C = (U + xC_s)/x$, получим исходную задачу в виде

$$\partial U(x,t)/\partial t = D(t)\partial^2 U(x,t)/\partial x^2 - xC_S(t);$$
$$U(x,0) = 0,\ 0 \le x \le a;\ U(0,t) = 0;\ U(a,t) = 0.$$

Переходя вводом переменных $y = x/a$, $t = t$ от $U(x,t)$ к функции $U_0(y,t)$ и определив производные по новым аргументам

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial U_0}{\partial t} + \frac{\partial U_0 dy}{\partial y dt} = \frac{\partial U_0}{\partial t};$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial U_0 dy}{\partial y dx} + \frac{\partial U_0 dt}{\partial t dx} = \frac{\partial U_0}{a\partial y};$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} = \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial U_0}{a\partial y}\right)\frac{dy}{dx} = \frac{\partial^2 U_0}{a^2 \partial y^2},$$

придем к задаче о диффузии внутри тела единичного радиуса с постоянным значением концентрации на границе (Тихонов, Самарский, 1977):

$$\partial U_0(y,t)/\partial t = \\ = [D(t)/a^2]\partial^2 U_0(y,t)/\partial y^2 - ayC_S(t), \qquad (1)$$

с условиями $U_0(y,0) = 0$, $0 \le y \le 1$; $U_0(0,t) = 0$; $U_0(1,t) = 0$.

Решение задачи представим в виде ряда Фурье по функциям $\sin(\lambda_n y)$ и $\cos(\lambda_n y)$ (Королюк, 1990). Условие $U_0(0,t) = 0$ требует равенства нулю всех коэффициентов при $\cos(\lambda_n y)$, а условие $U_0(1,t) = 0$ определяет коэффициент $\lambda_n = n\pi$. В итоге $U_0(y,t)$ можно записать в виде

$$U_0(y,t) = \sum_{n=1}^{\infty} U_{0n}(t)\sin(n\pi y). \qquad (2)$$

Найдем функцию $U_{0n}(t)$, разложив $ayC_s(t) = f(y,t)$ в ряд по синусам $f(y,t) = \sum_{n=1}^{\infty} f_n(t)\sin(n\pi y)$,

где коэффициенты $f_n(t) = 2\int_0^1 f(\xi,t)\sin(n\pi\xi)d\xi$. Если выражение (2) – предполагаемая форма решения, то, определив производные этой функции

$$\frac{\partial U_0}{\partial t} = \sum_{n=1}^{\infty}\frac{\partial U_{0n}}{\partial t}\sin(n\pi y),$$

$$\frac{\partial U_0}{\partial y} = \sum_{n=1}^{\infty} n\pi U_{0n}\cos(n\pi y),$$

$$\frac{\partial^2 U_0}{\partial y^2} = \sum_{n=1}^{\infty}(n\pi)^2 U_{0n}\sin(n\pi y)$$

и подставив их в (1), получим

$$\sum_{n=1}^{\infty}\sin(n\pi y)\left[\frac{\partial U_{0n}}{\partial t} + \frac{(n\pi)^2 D}{a^2}U_{0n} + f_n\right] = 0.$$

Это уравнение будет удовлетворено, если все коэффициенты разложения равны нулю:

$$\frac{\partial U_{0n}}{\partial t} + \frac{(n\pi)^2 D}{a^2}U_{0n} + f_n = 0. \qquad (3)$$

Привлекая начальные данные для U_0, запишем $\sum_{n=1}^{\infty} U_{0n}(0)\sin(n\pi y) = 0$. Отсюда $U_{0n}(0) = 0$. Последнее условие предполагает, что интегральная кривая уравнения (3) проходит через координату (0,0). В этом случае функция U_{0n} запишется в следующем виде:

$$U_{0n}(t) = \exp\left[-\int_0^t \frac{(n\pi)^2 D(z)dz}{a^2}\right] \times$$
$$\times \int_0^t f_n(\tau)\exp\left[\int_0^\tau \frac{(n\pi)^2 D(z)dz}{a^2}\right]d\tau$$

Подставляя это выражение в (2) и учитывая представление для $f_n(t)$, приходим к выражению

$$U_0(y,t) =$$
$$= -2\sum_{n=1}^{\infty}\sin(n\pi y)\int_0^t\int_0^1 f(\xi,\tau)\sin(n\pi\xi)\exp\left[-\int_\tau^t \frac{(n\pi)^2 D(z)dz}{a^2}\right]d\xi d\tau$$

Проинтегрируем по ξ

$$\int_0^1 f(\xi,\tau)\sin(n\pi\xi)d\xi =$$

$$aC_S'\int_0^1 \xi\sin(n\pi\xi)d\xi =$$

$$C_S'(\tau)\frac{a}{(n\pi)^2}[\sin(n\pi\xi) - n\pi\xi\cos(n\pi\xi)]_0^1 =$$

$$= C_s'(t)C_S'(\tau)(-1)^{n+1}\frac{a}{n\pi}.$$

В конечном итоге получим

$$U_0(y,t) = 2a\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(-1)^n}{n\pi}\sin(n\pi y)\int_0^t C_s'(t)$$

$$\cdot\exp\left[-\left(\frac{n\pi}{a}\right)^2\int_\tau^t D(z)dz\right]dt.$$

Возвращаясь к искомому концентрационному распределению, запишем

$$C(x,t) = C_s(t) + \frac{2a}{x}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{(-1)^n}{n\pi}\sin\left(\frac{n\pi x}{a}\right)\int_0^t C_s'(t)$$

$$\exp\left[-\left(\frac{n\pi}{a}\right)^2\int_\tau^t D(z)dz\right]dt. \qquad (4)$$

Выражение (4) является временной функцией коэффициента диффузии D (через изменение температуры и давления во времени), значения концентрации на границе $C_s(t)$ и ее производной $C_s'(t)$ для любого текущего момента t. Коэффициенты диффузии элементов определяются опытным путем и для ряда минералов они известны. Величины $C_s(t)$ и $C_s'(t)$ можно рассчитать, как будет показано далее, по коэффициентам распределения $K_D = f(P,T)$ и формулам химических реакций между минералами.

Пусть фазы M и N взаимодействуют обменом парой изоморфных компонентов X и Y. Примем, что X и Y обозначают также их концентрации и что требуется найти распределение элемента X в минерале M, т.е. $C_s(t) = X^M(t)$. В такой постановке задача имеет четыре неизвестных величины X^M, Y^M, X^N, Y^N, и чтобы выразить через X^M остальные, требуются четыре уравнения связи. Необходимую для этого информацию извлечем из формулы для коэффициента распределения K_D и из реакционного соотношения между минералами. K_D есть частное, где делимое и делитель являются отношением X/Y для рассматриваемой пары фаз M и N. В общем виде он характеризуется некоторой функцией f давления и температуры

$$K_D = (X/Y)^M/(X/Y)^N = f[P(t),T(t)]. \qquad (5)$$

Три остальных уравнения связи получим из условий обменного взаимодействия. В обменных реакциях коэффициенты перед одноименными минералами слева и справа от знака равенства равны. Тогда из уравнения $KM + LN = KM_1 + LN_1$ имеем: $K(X^M + Y^M) = \text{const} = A$, $L(X^N + Y^N) = \text{const} = B$. Иными словами, суммарная концентрация компонентов X и Y в фазах M и N в любой момент взаимодействия постоянна. Далее запишем: $KX^M + LX^N = \text{const} = C$, т.е. в системе количество компонента неизменно. В конкретных расчетах содержания элементов берутся из кристаллохимических формул сосуще-

ствующих фаз. Учитывая коэффициенты перед минералами в реакции, можно определить константы A, B и C для любой вариации составов взаимодействующих минералов. Выразим Y^M и X^N через X^M: $Y^M = A/K - X^M$, $X^N = (C - K X^M)/L$. Затем найдем величину $Y^N = B/L - X^N$ и также представим ее через X^M. $Y^N = (B - C + K X^M)/L$. Подчеркнем, что речь идет о концентрации, выраженной в формульных единицах. Для K_D вид представления (мольные доли или атомные количества) значения не имеет. Подставив полученные соотношения в формулу (5), получим связь искомой концентрации конкретного компонента $X^M(t)$ с давлением и температурой

$$K_D = X^M(B - C + KX^M)/$$
$$/[(A/K - X^M)(C - KX^M)] = \quad (6)$$
$$= f[P(t), T(t)].$$

Из (6), опуская в дальнейшем верхние индексы, запишем

$$K(1-f)X^2 + [B - C + f(A+C)]X -$$
$$-ACF/K = 0.$$

Реальный корень X этого квадратного уравнения характеризует поведение концентрации исследуемого компонента на границе кристалла: $X(t) = C_s(t)$. Далее, моделируя изменение P и T во времени и конкретизируя этим функцию $K_D = f[P(t), T(t)]$, строим соответствующий концентрационный профиль и сравниваем его с наблюдаемым. Непосредственно способ определения зависимостей $C_s(t)$ и $C_s^*(t)$ показан на примере обменной реакции гранат – клинопироксен (Королюк и др., 1990). Здесь же ограничимся примером расчета гипотетических распределений по уравнению (4) и прокомментируем некоторые моменты, отражаемые в графиках. Для определенности примем, что начальное содержание компонента $C_0 = 4{,}3\%$ для $(P\text{-}T)_{нач}$, а для конечной точки тренда $(P\text{-}T)_{кон}$ $C_{кон} = 9{,}8\%$. Радиус зерна $a = 1$ мм, концентрации C_s в краевой оторочке кристалла увеличивается с возрастанием P и T. Рассмотрим два примера. Первый из них (рис. 1, А) отражает теоретические профили, возникающие в кристалле при однонаправленном изменении температуры и давления, например при погружении породы; второй (рис. 1, В) – распределения, возникающие последовательно на этапах захоронения и эксгумации породы с обратным возвратом в начальную точку тренда. В обоих случаях соответствующие расчетные скорости поднятия и погружения равны.

Концентрационные профили (А) показывают снизу вверх возрастание времени перехода от $(P\text{-}T)_{нач}$ до $(P\text{-}T)_{кон}$. Графики *1*, *2* и *3* последовательно иллюстрируют постепенное расширение градиентной зоны, когда внутренняя область кристалла еще не затронута диффузией. При меньших скоростях массоперенос захватывает весь объем (кривая *4*), стирая тем самым информацию о начальном составе. Верхняя кривая *5* – практически однородное распределение. Здесь время захоронения выбрано таким, что зерно успевает гомогенизироваться и его состав отражает текущие значения P и T. Таким образом, в зависимости от скорости прохождения вдоль тренда можно наблюдать однородные составы, но они могут отражать разные моменты термической истории. Так центральная часть кривой *1* – это сохранившееся при высоких скоростях изменения интенсивных факторов минералообразования исходное содержание компонента, а линия *5* соответствует текущим или конечным условиям. На рис. 1, В приведены профили, возникающие при таком перемещении по тренду: $(P\text{-}T)_{нач} \rightarrow (P\text{-}T)_{кон} \rightarrow (P\text{-}T)_{нач}$. Кривая *1*, полученная из профиля *1* (*A*), показывает прямую и обратную зональности и отражает периоды захоронения и эксгумации. Следующие профили (*2–5*) уже не позволяют судить о стадийности процесса. Более того, обратный ход, будучи одинаковым по длительности с погружением (кривые *2–5*), представлен заметной зональностью лишь в краевой

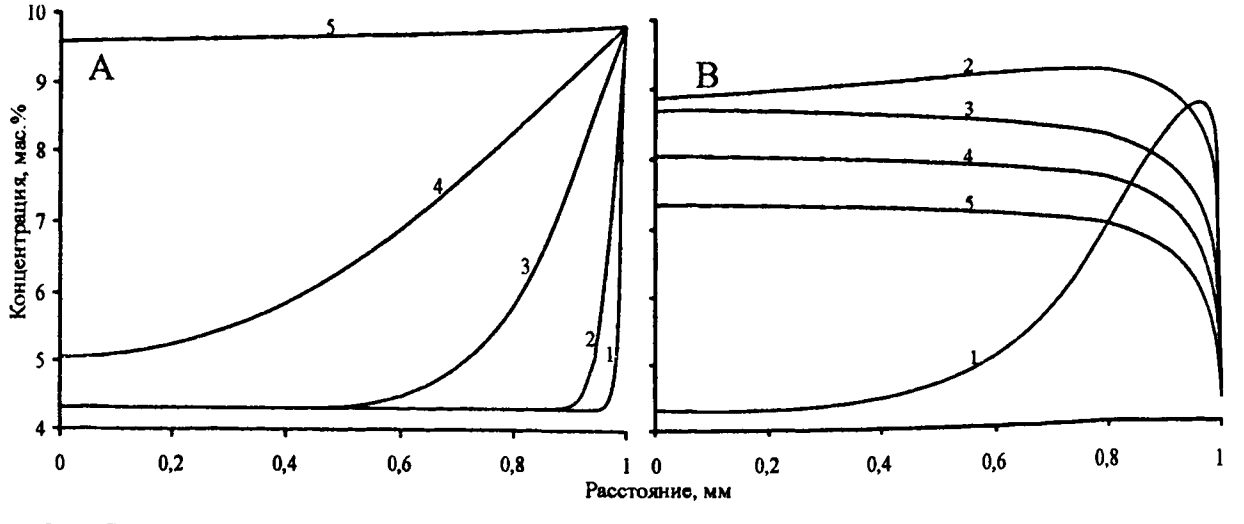


Рис. 1. Теоретические распределения компонента по сечению зерна, возникающие на *A*-погружении и *B*-погружении и эксгумации

оторочке кристалла. Также если на этапе погружения распределение *5* (*A*) дает равновесный конечный состав 9,8%, то при эксгумации он далек от исходного значения в 4,3% (*B*, профиль *5*). Таким образом, с позиции массопереноса перемещение по тренду при некоторых постоянных скоростях в том и другом направлениях не является полностью необратимым.

Профили *1*, *2*, *5* (*A*) и *2–5* (*B*) по виду близки к однородным. Неоднородности проявляются в краевых оторочках мощностью 0,01–0,1 мм, где определить составы существующими методами, допустим микрозондом, практически невозможно. По таким распределениям нельзя выявить исходные или конечные концентрации, отражающие, например, пик метаморфизма или нижний предел взаимодействия минералов. Во избежание ошибок в конкретных случаях необходим анализ вероятности подобной ситуации с привлечением знаний по массоперераспределению и условиям минералообразования.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 01-05-65093 и «Университеты России» № 09.01.037.

Литература

Королюк В.Н. Концентрационное распределение элементов в твердых растворах замещения при их кристаллизации из расплава // ДАН СССР 1982. Т. 266, № 4. С. 984–988.

Королюк В.Н., Лепезин Г.Г. Кинетика кристаллизации твердого раствора альбит-анортит из расплава // Геология и геофизика. 1984. № 11. С. 72–82.

Лепезин Г.Г., Королюк В.Н. Динамика роста зональных гранатов в дивариантных парагенезисах // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 116–126.

Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1977. 735 с.

Королюк В.Н. Теоретическое распределение изоморфных компонентов в фазах переменного состава // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 6–17.

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД БАЗЫБАЙСКОГО ВЫСТУПА (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)

Г.Г. Лепезин, С.А. Степанов, В.Н. Королюк
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Базыбайский выступ расположен на западе Восточного Саяна в пределах Кизирской тектонической зоны. С окружающими толщами нижнего палеозоя, кембрия и девона он контактирует по разломам, вдоль которых развиты диафториты. В его строении принимают участие метаморфические породы докембрийского возраста. Они прорываются нижнепалеозойскими интрузиями диоритов, габбро-диоритов булкинского и верхнекембрийскими гранитоидами ольховского комплексов. Имеющиеся радиологические определения K-Ar методом по амфиболам из метаморфитов дают разброс дат в интервале 650–1650 млн лет (Лепезин, 1978).

На изученной площади (Степанов, Лепезин, 1986) закартированы андалузитовая, силлиманитовая зоны регионального метаморфизма и зона роговиков (рис. 1).

Андалузитовая зона выделена в северной части, вытянута с запада на восток, имеет ширину 3000–5000 м. В ее пределах развиты биотитовые, биотит-гранатовые сланцы, переслаивающиеся с пачками амфиболитов, биотит-роговообманковых и куммингтонитовых сланцев.

Силлиманитовая зона на севере имеет субширотное, на юге – субмеридиональное простирание, ширина составляет 2000–4000 м. Метапелиты представлены биотитовыми, биотит-гранатовыми. ставролитовыми и силлиманитовыми сланцами. Метабазиты по минералогическому составу практически не отличаются от метабазитов предыдущей зоны. Здесь же встречаются и тела силлиманитсодержащих кварцитов.

Зона роговиков приурочена к контакту интрузивных массивов булкинского и ольховского комплексов. Ее внешняя граница проведена по появлению ассоциаций Кв+Сил+Корд+Гр, Кв+Сил+Кпш. Мощность контактового ореола 500–1000 м.

Диафториты проявляются вдоль тектонических нарушений. Для них характерны хлорит-биотитовые сланцы (Кв+Би+Хл), отмечаются также катаклазиты и карбонатизированные разности.

Предельные минеральные ассоциации для метаморфических пород в целом представлены ниже (общее количество обработанных шлифов 506 шт.). Метапелиты (+Кв+Пл): Му+Би+Ст+Сил+Корд+Гр, Му+Би+Анд+Гр,

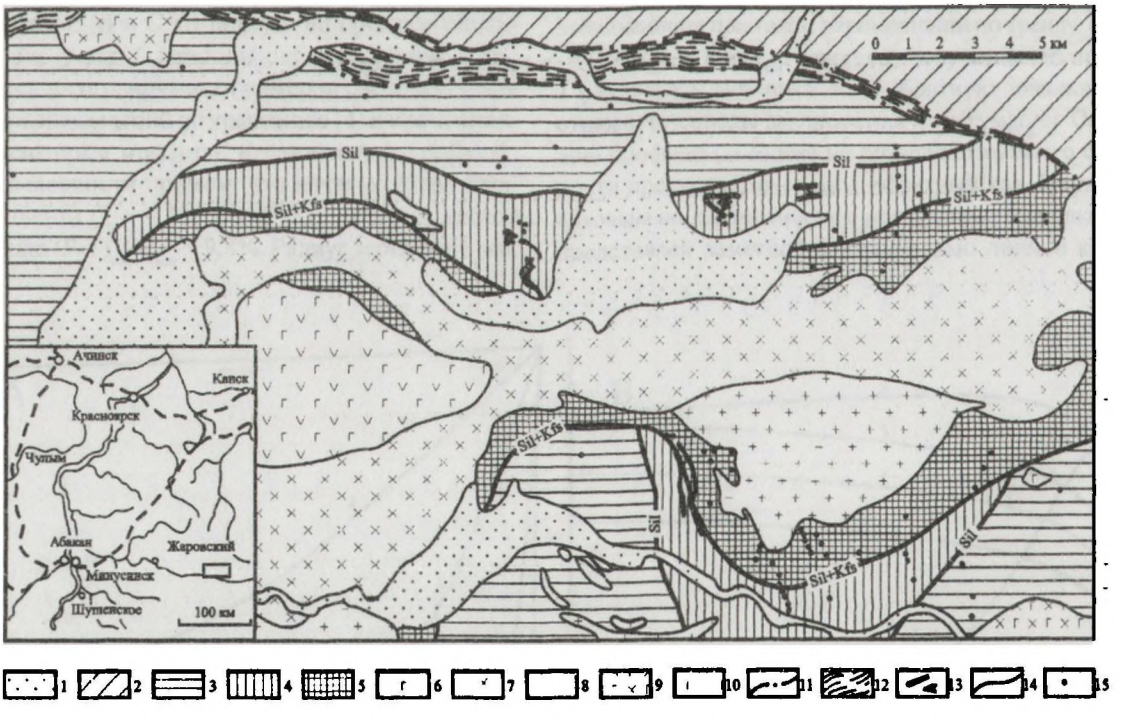


Рис. 1. Карта метаморфизма Базыбайского выступа. *1* – четвертичные отложения, *2* – неметаморфизованные и слабо метаморфизованные отложения кембрия и девона. Зоны метаморфизма: *3* – андалузитовая, *4* – силлиманитовая, *5* – роговики. Интрузивные породы: *6* – габбро, *7* – диориты, *8* – гранодиориты, *9* – габбро-диориты, *10* – роговообманковые габбро, *11* – тектонические нарушения, *12* – диафториты, *13* – тела силлиманитсодежащих кварцитов, *14* – геологические границы, *15* – точки отбора гранатов. Составлена по материалам С.А. Степанова и

Му+Би+Сил+Кпш+Гр, Му+Би+Анд+ Ст+Гр, Му+Би+ +Корд+Кпш+Гр, Му+Би+Анд+Сил+Гр, Му+Би+Сил+ Шп, Му+Би+Ки. Метабазиты (+Кв+Пл): Би+ +Кум+Гр, Би+Ро+Мп, Би+Ро+Кум+Гр, Би+Ро+Кпш, Ро+Мп+Кпш, Би+Ро+Ка. Мраморы: Кв+Ка, Кв+Ка+Трем, Ка+Ди, Ка, До. Кальцифиры: Кв+Пл+Ка+Ди, Кв+Ка+Ди+Гр. Диафториты: Кв+Пл+Хл+Му, Кв+ +Пл+Хл+Би+Гр.

Парагенетический анализ с привлечением различного рода минералогических термобарометров (Лепезин, Степанов, 1986; Степанов, 1988) свидетельствует о том, что температурный интервал раннего этапа метаморфизма составлял 550–650°С (биоит-гранатовый термометр: Т = 510–630°С), давление – 4,0–6,0 кб. В роговиках типичны парагенезисы Кв+Корд+Гр+Сил и Кв+Сил+Кпш: Т = 620–750°С (биотит-гранатовый термометр: Т=610–750°С, определения по содержанию натрия в кордиеритах – Т = 700–750°С), Р = 2–3 кб.

С точки зрения оценки термической истории метаморфических пород наиболее информативными являются гранаты. Во всех зонах они химически неоднородны. Причем встречаются практически все теоретически возможные комбинации распределений компонентов в монокристаллах (Степанов, 1990; 2001). В гранатах по массиву в целом (49 образцов) присутствуют 30 сочетаний типов зональности: в роговиках из 18 зерен – 14, в породах регионального метаморфизма из 31 – 19.

Несмотря на большое разнообразие типов концентрационных профилей, тем не менее, гранаты из роговиков и пород регионального метаморфизма различаются между собой. Для первой выборки типичны следующие сочетания распределений MnO–FeO–CaO–MgO: «–», «–», «+», «+» = 8%; «–», «+», «–», «–» = 2%; «–», «+», «–», «+» = 2%; «–», «–», «+», «0» = 2%; «–», «+–», «–», «0» = 2%; для второй: «+», «+», «–», «–» = 8%; «+», «–+», «–», «–» = 6%; «+», «–», «–», «–» = 8%; «+», «–+», «–», «–» = 6%; «+», «–», «–», «–» = 4%; «+», «+», «+», «–» = 4%; «+», «0», «–», «–» = 4%; «+», «–», «0», «0» = 4%, где знак «–» означает понижение содержания компонента от центра к периферии зерна, знак «+» – обратное его поведение, знак «0» – однородное распределение.

Для роговиков характерен высокий процент встречаемости гранатов с прогрессивной зональностью, тогда как в породах регионального метаморфизма зерна однородные или с регрессивной зональностью.

В гранатах из андалузитовой зоны присутствуют кристаллы с обратной зональностью (повышение содержания MnO от центра к периферии зерен) – 12% и со сложной – 10%. Напротив, в кристаллах из силлиманитовой зоны частота встречаемости распределения того же компонента с знаком (+) составляет 37%.

Гранаты описываемых выборок отличаются и размерами кристаллов. Среди них выделяются две группы. В первой группе пределы колебания диаметров составляют 0,1–1,8 ($\overline{X}$=1) мм, во второй – d = 1,8–3,5 ($\overline{X}$=3) мм. Мелкие зерна встречаются в породах регионального метаморфизма и роговиках, крупные – только в роговиках.

На концентрационных треугольниках MnO–FeO–MgO и MnO–FeO–CaO (рис. 2) векторы, отражающие изменения составов рассматриваемого минерала, образуют непрерывное поле, вытянутое вдоль линии MnO–FeO. При этом образцы из роговиков концентрируются в левом нижнем углу вблизи вершины FeO, гранаты из регионально-метаморфических пород отличаются повышенным содержанием MnO.

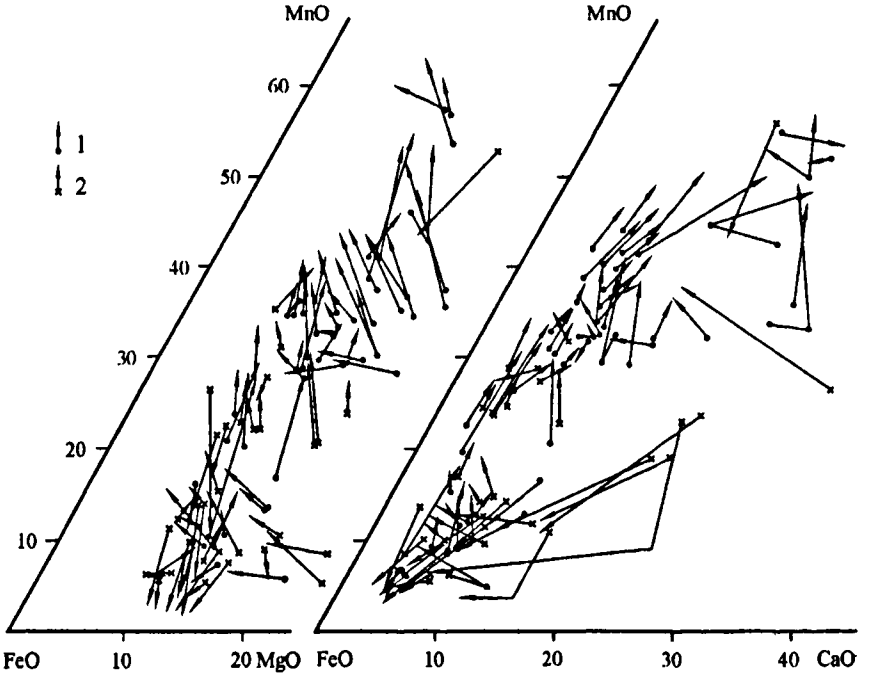


Рис. 2. Особенности изменения составов гранатов из пород регионального метаморфизма (*1*) и роговиков (*2*)

Непараметрический двувыборочный критерий Колмогорова–Смирнова показывает, что гранаты из роговиков и пород регионального метаморфизма имеют статистически значимые различия. В пользу этого говорит и построенная методом Варда древовидная диаграмма. На ее основе выделяются два кластера. В первый кластер попадают преимущественно гранаты из роговиков (81%), во второй – гранаты из пород регионального метаморфизма.

Таким образом, результаты метаморфического картирования, статистический и кластерный анализы, особенности концентрационных распределений компонентов в кристаллах гранатов и другие данные свидетельствуют о сложной термической истории метаморфических пород Базыбайского выступа. В его пределах имели место как минимум два этапа метаморфогенного минералообразования. При этом широкое распространение в гранатах из роговиков прогрессивной зональности с высокими градиентами концентраций говорит об относительной кратковременности контактового метаморфизма.

Попытаемся подойти к оценке термической истории метаморфитов рассматриваемого региона более конкретно, опираясь на концентрационные профили MnO в гранатах. Поскольку диаграмм состояния марганец–гранат–другие минералы нет, то будем исходить из следующего допущения. Предположим, что на кристалл радиуса R_1, возникший при T_1, нарастает при T_2 кайма другого состава и далее идет диффузионный обмен внутри зерна. Спрашивается, с какой скоростью нужно охлаждать кристалл заданного размера от T_2 до T_1, чтобы из ступенчатого исходного распределения получить наблюдаемый концентрационный профиль. Диффузионная задача решалась с использованием уравнения (Королюк, 1990):

$$C(x,t)=\frac{1}{x}\sum_{n=1}^{\infty}B_n sin(\lambda_n x)\exp\left[-\lambda_n^2\int_0^t D(z)dz\right]+\overline{C}. \quad (1)$$

Зависимость $D_{Mn}=f(T)$ взята из работы Фрира и Эдвардса (Freer and Edwards, 1999):

$$D=1{,}22\cdot10^{-6}\exp\left(-\frac{65000}{RT}\right). \quad (2)$$

Для выделенных подразделений приняты следующие температурные интервалы. Андалузитовая зона: T_{min} =500°C, T_{max} = 600°C. Силлиманитовая зона: T_{min} = 500°C, T_{max} = 650°C. Роговики T_{min} = 500°C, T_{max} = 750°C. Во всех случаях T_{min} взят одним и тем же. Сделано это исходя из того, что при T < 500°C коэффициенты диффузии марганца в гранатах имеют предельно низкие значения и диффузионный обмен даже за геологически длительное время становится неощутимым.

Гранаты из андалузитовой зоны имеют преимущественно регрессивную зональность (рис. 3). Прогрессивная зональность сохраняется в центральных частях наиболее крупных зерен. Так, для образца № 66 она зафиксирована в кристалле диаметром 0,88 мм и ее нет в кристалле диаметром 0,62 мм. Чтобы получить однородные

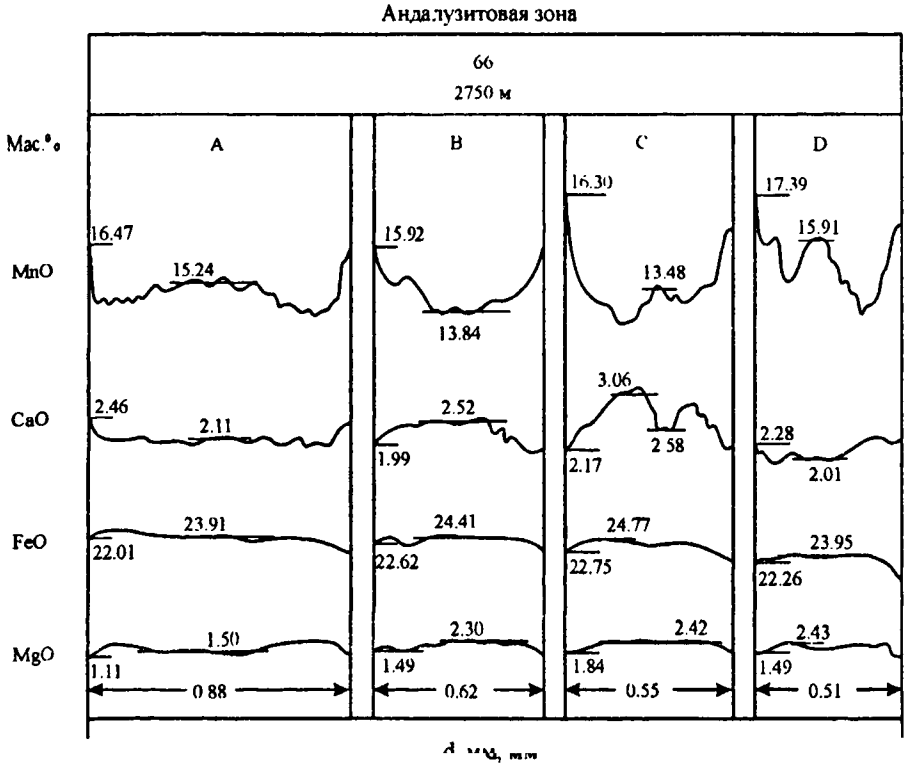


Рис. 3. Концентрационные распределения MnO–CaO–FeO–MgO в гранатах из андалузитовой зоны С

распределения, скорости охлаждения должны быть соответственно равны:

– для крупного зерна $V \leq 2{,}9 \cdot 10^{-5}$ град./год,

– для мелкого – $V \geq 5{,}6 \cdot 10^{-5}$ град./год,

$\overline{V} = 4{,}3 \cdot 10^{-5}$ град./год (рис. 4).

В силлиманитовой зоне, как и в предыдущей, прогрессивная зональность сохраняется опять-таки в центральных частях наиболее крупных зерен. Она установлена в кристалле диаметром 1,02 мм и не встречается в кристаллах более мелких размеров (рис. 5). Здесь скорость охлаждения $V \leq 1{,}4 \cdot 10^{-4}$ град./год (рис. 6).

Роговики характеризуются наличием гранатов преимущественно с прогрессивной зональностью (рис. 7). Регрессивная зональность встречается только в зернах размером менее 1,0 мм. В этом случае по четырем кристаллам скорости охлаждения распределяются следую-

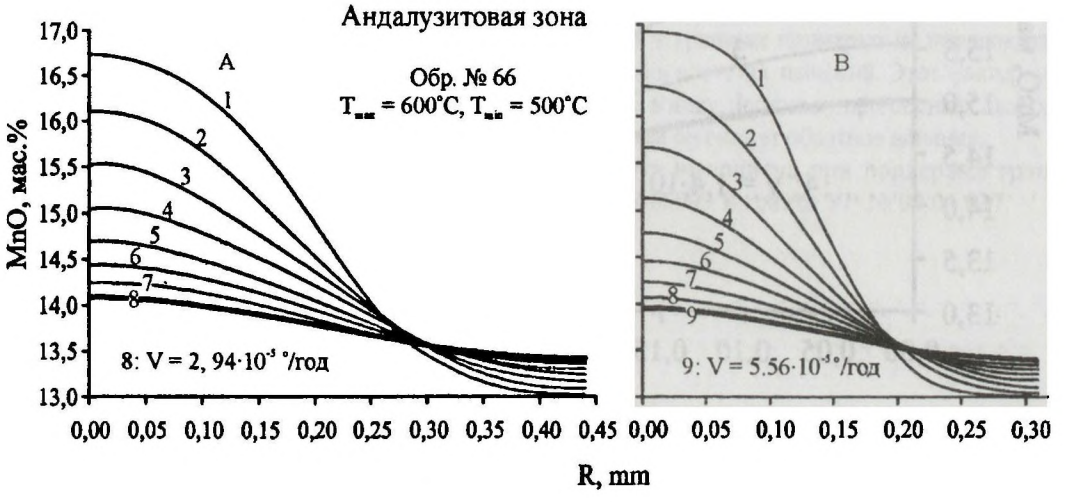


Рис. 4. Теоретические распределения MnO в кристаллах гранатов из андалузитовой зоны. Обр. 66–А (V, град./год): *1* – $1{,}7 \cdot 10^{-4}$, *2* – $1{,}0 \cdot 10^{-4}$, *3* – $7{,}1 \cdot 10^{-5}$, *4* – $5{,}6 \cdot 10^{-5}$, *5* – $4{,}6 \cdot 10^{-5}$, *6* – $3{,}9 \cdot 10^{-5}$, *7* – $3{,}3 \cdot 10^{-5}$, *8* – $2{,}9 \cdot 10^{-5}$. Обр. 66-В: *1* – $5{,}0 \cdot 10^{-4}$, *2* – $2{,}5 \cdot 10^{-4}$, *3* – $1{,}7 \cdot 10^{-4}$, *4* – $1{,}3 \cdot 10^{-4}$, *5* – $1{,}0 \cdot 10^{-4}$, *6* – $8{,}3 \cdot 10^{-5}$, *7* – $7{,}0 \cdot 10^{-5}$, *8* – $6{,}3 \cdot 10^{-5}$, *9* – $6{,}0 \cdot 10^{-5}$

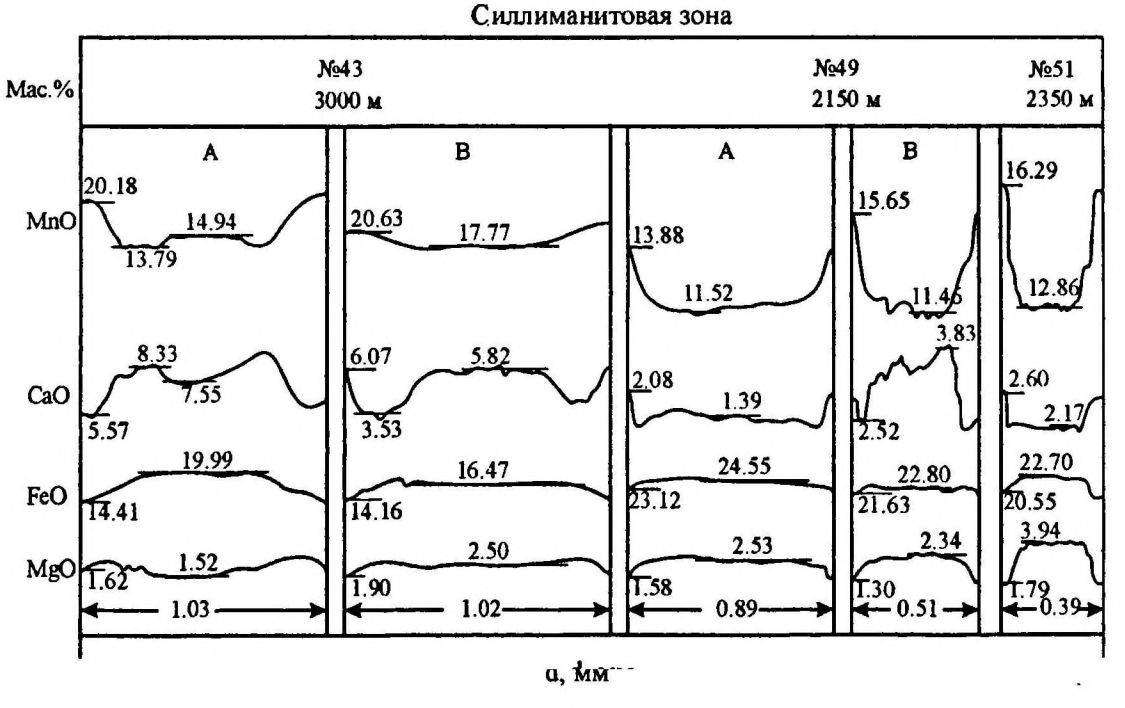


Рис. 5. Концентрационные распределения MnO–CaO–FeO–MgO в гранатах из силлиманитовой зоны

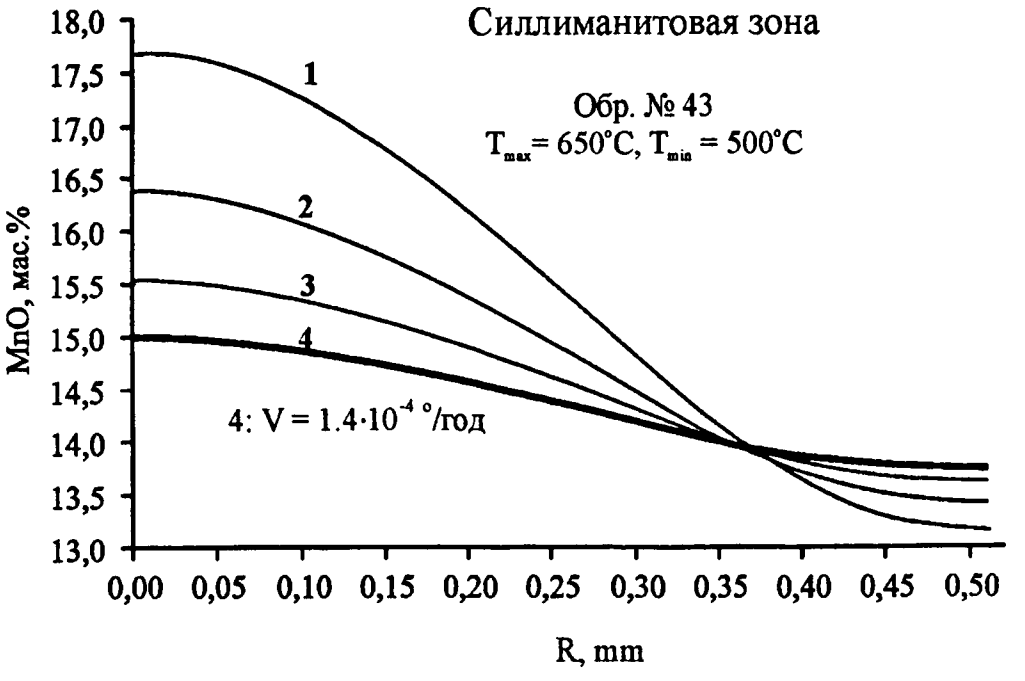


Рис. 6. Теоретические распределения MnO в кристаллах гранатов из силлиманитовой зоны. Обр. 43 (V, град./год): *1* – 3,0·10^{-4}, *2* – 2,1·10^{-4}, 3 – 1,7·10^{-4}, 4 – 1,4·10^{-4}

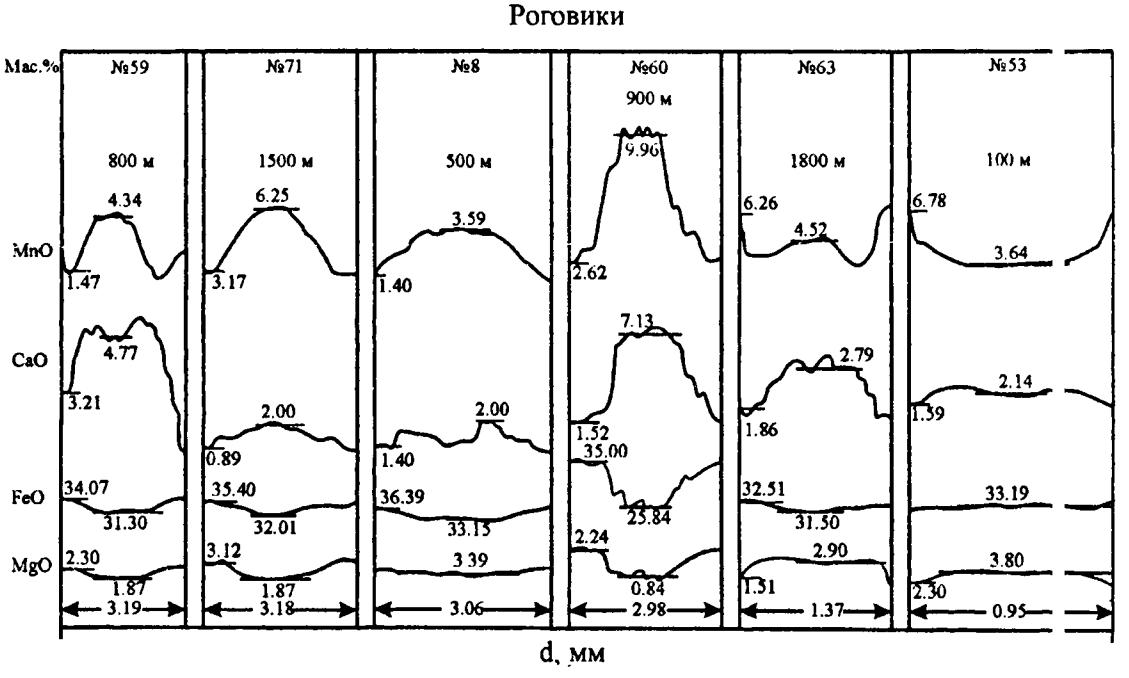


Рис. 7. Концентрационные распределения MnO–CaO–FeO–MgO в гранатах из роговиков

щим образом (рис. 8). Обр. № 59: $V \geq 5{,}0 \cdot 10^{-3}$–$8{,}3 \cdot 10^{-3}$, $\bar{V} = 6{,}7 \cdot 10^{-3}$ град./год. Обр. № 71: $V = 3{,}1 \cdot 10^{-3}$–$8{,}3 \cdot 10^{-3}$, $\bar{V} = 5{,}7 \cdot 10^{-3}$ град./год. Обр. № 53: $V \leq 5{,}0 \cdot 10^{-3}$ град./год. Обр. № 63: $V \geq 3{,}6 \cdot 10^{-3}$ град./год.

Анализ полученных результатов свидетельствует о том, что скорости охлаждения роговиков в среднем примерно в 60 раз выше скорости охлаждения пород регионального метаморфизма ($\bar{V}_1 = 4{,}5 \cdot 10^{-3}$ град./год, $\bar{V}_2 = 7{,}2 \cdot 10^{-5}$ град./год). На основе этих данных попытаемся оценить длительность охлаждения и скорость эксгумации. Породы регионального метаморфизма ($P_{max} = 5$ кб, $T_{max} = 650$°C): длительность охлаждения – t = 650°C : $7{,}2 \cdot 10^{-5}$ град./год = 9,0 млн лет; скорость эксгумации = = 5 кб × 3000 м : 9,0 млн лет = $1{,}7 \cdot 10^{-1}$ см/год. Роговики: ($T_{max} = 750$°C, $P_{max} = 3$ кб): длительность охлаждения – t = 750°C : $4{,}5 \cdot 10^{-3}$ град./год = 167 тыс. лет; скорость эксгумации = 3 кб × 3000 м : 167 тыс. лет = = 5,4 см/год.

В своих построениях мы опирались на предельный случай, т.е., на диффузионную модель. В действительности концентрационные профили в исследованных гранатах могут иметь диффузионно-ростовую природу. Если это так, то скорости охлаждения у нас будут заниженными, а длительности завышенными. С другой стороны, по экспериментальным данным Гангули с соавторами (Ganguly et al., 1998), коэффициенты диффузии марганца, железа и магния в гранатах примерно на порядок ниже принятых нами в расчетах значений. Этот фактор следует также иметь в виду, поскольку при оценках скоростей и длительностей он окажет обратное влияние.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 01-05-65093 и гранта УР № 09.01.037.

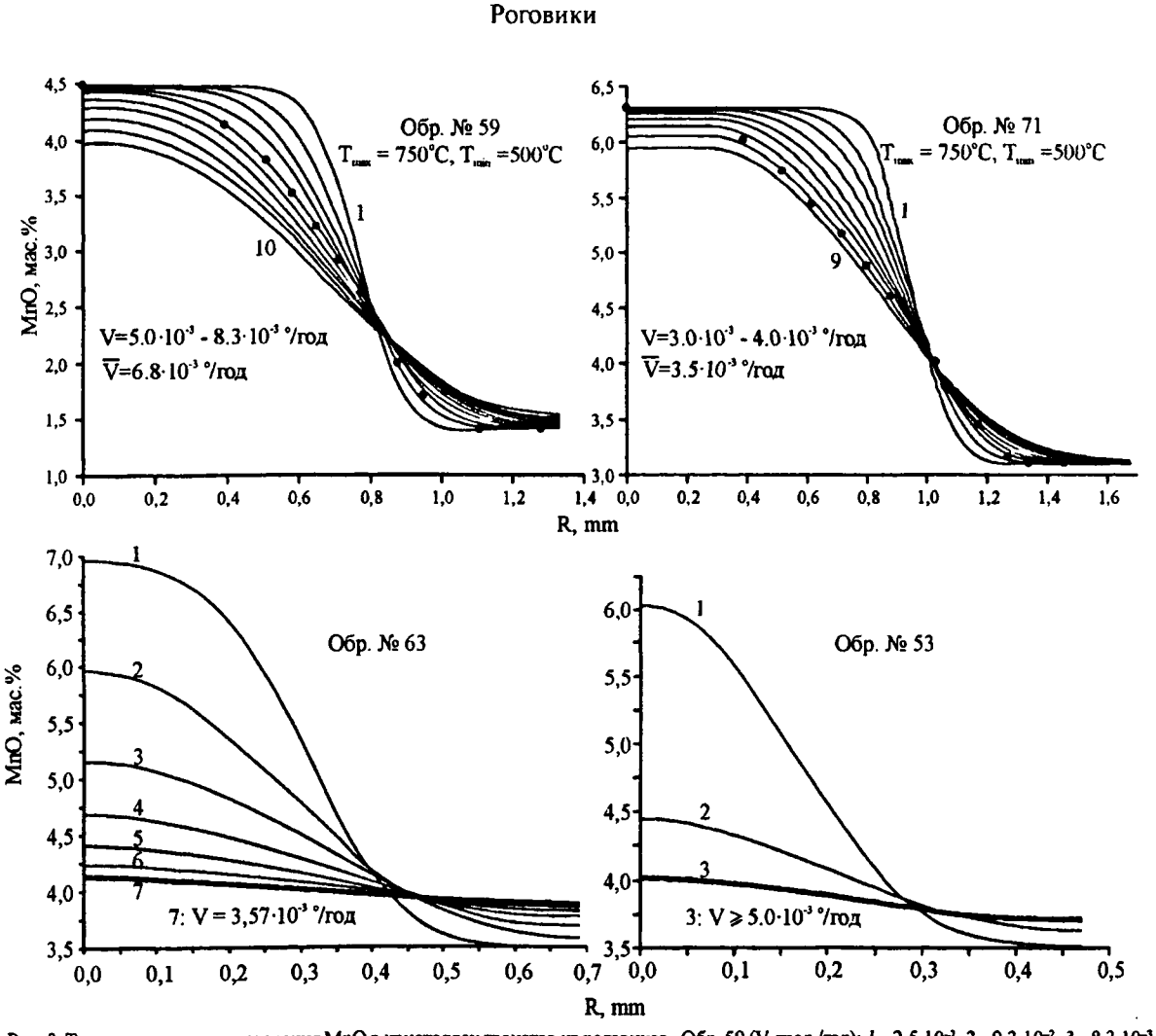


Рис. 8. Теоретические распределения MnO в кристаллах гранатов из роговиков. Обр. 59 (V, град./год): *1* – $2{,}5 \cdot 10^{-2}$, *2* – $9{,}3 \cdot 10^{-2}$, *3* – $8{,}3 \cdot 10^{-3}$, *4* – $6{,}3 \cdot 10^{-3}$, *5* – $5{,}0 \cdot 10^{-3}$, *6* – $4{,}2 \cdot 10^{-3}$, *7* – $4{,}0 \cdot 10^{-3}$, *8* – $3{,}0 \cdot 10^{-3}$, *9* – $2{,}8 \cdot 10^{-3}$, *10* – $2{,}5 \cdot 10^{-3}$. Обр. 71: *1* – $2{,}5 \cdot 10^{-2}$, *2* – $1{,}3 \cdot 10^{-2}$, *3* – $8{,}3 \cdot 10^{-3}$, *4* – $6{,}0 \cdot 10^{-3}$, *5* – $5{,}0 \cdot 10^{-3}$, *6* – $4{,}2 \cdot 10^{-3}$, *7* – $4{,}0 \cdot 10^{-3}$, *8* – $3{,}0 \cdot 10^{-3}$, *9* – $2{,}8 \cdot 10^{-3}$. Обр. 63: *1* – $2{,}5 \cdot 10^{-2}$, *2* – $8{,}3 \cdot 10^{-3}$, *3* – $5{,}0 \cdot 10^{-3}$, *4* – $3{,}6 \cdot 10^{-3}$, *5* – $2{,}8 \cdot 10^{-3}$, *6* – $2{,}3 \cdot 10^{-3}$, *7* – $1{,}9 \cdot 10^{-3}$. Обр. 53: *1* – $2{,}5 \cdot 10^{-2}$, *2* – $8{,}3 \cdot 10^{-3}$, *3* – $5{,}0 \cdot 10^{-3}$

Литература

Королюк В.Н. Теоретическое распределение изоморфных компонентов в фазах переменного состава // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма / Под ред. Г.Г. Лепезина. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1990. С. 6–17.

Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области Новосибирск: Наука, 1978.

Степанов С.А., Лепезин Г.Г. Особенности метаморфизма Базыбайского выступа (Восточные Саяны) // Геология и геофизика. 1986. № 6 С. 80–89.

Степанов С.А. Минералогия и P-T условия образования роговиков в пределах Базыбайского выступа (Восточный Саян) // Взаимосвязь процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования в складчатых областях юга Сибири. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1988. С. 24–56.

Степанов С.А. Гранаты метапелитов регионального и контактового метаморфизма Базыбайского выступа (Восточные Саяны) // Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 79–108.

Степанов С.А. Особенности химического состава гранатов из метаморфических пород Базыбайского выступа (Восточный Саян) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2001. С. 332–340.

Freer R. and Edwards A. An experimental study of Ca-(Fe, Mg) interdiffusion in silicate garnets // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. Vol. 34. P. 370–379.

Ganguly J., Cheng W. and Chakraborty S. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in pyrope-almandine diffusion couples // Contrib. Mineral. Petrol., 1998. Vol. 131. P. 171–180.

СОДЕРЖАНИЕ

ТОМ II

Уткин Ю.В. Золотая эпопея профессора Булынникова 3

III. МИНЕРАГЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Алабин Л.В. Геологическое строение и перспективы Федоровско-Магызынской золоторудной зоны (Кузнецкий Алатау) 8
Алабин Л.В., Бондаренко В.П., Кудашкина О.В. Возраст мартайгинского интрузивного комплекса и связанного с ним золотого оруденения 13
Александровский Ю.С., Перфилова О.Ю. Петрохимические типы фанерозойских гранитоидов центральной части Алтае-Саянской складчатой области, их эволюция и рудоносность 16
Велинский В.В., Гора М.П. Поведение ЭПГ в зависимости от состава хромититов в гипербазитах офиолитовых комплексов 19
Глазунов О.М., Еханин А.Г., Резников И.Г. Сравнение Кингашского месторождения с другими объектами в связи с технологией обогащения руд 24
Гринев О.М. К проблеме технологического освоения золото-серебряных барит-полиметаллических месторождений Рудного Алтая 32
Гринев О.М. Историческая ретроспектива и потенциал месторождений Рудного Алтая как источника золота и серебра 44
Гринев О.М., Котельников А.Д. Особенности условий формирования и минерагения Тувинского прогиба по данным структурно-формационного анализа 59
Гусев А.И. Петрология медно- золотогенерирующих порфировых комплексов Горного Алтая и Горной Шории 79
Еханин А.Г., Некос В.В., Шведов Г.И., Лемешко Д.И., Рычкова С.Г., Фетисова О.Б. Благороднометалльное оруденение щелочных гранитоидов северо-западной части Восточного Саяна 87
Заблоцкий К.А., Еханин А.Г., Смагин А.Н., Кошкин В.Ф., Парначев В.П. Проблемы изучения золотоносности Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа 98
Индукаев Ю.В. Гранит-лейкогранитная магматическая формация и своеобразие ее металлогении 102
Кислов Е.В., Орсоев Д.А., Посохов В.Ф., Мехоношин А.С. Геология и рудоносность Шильдырхейского расслоенного массива, Западное Забайкалье 107
Колотилина Т.Б., Мехоношин А.С., Павлова Л.А. Генетические особенности состава минералов группы шпинели и ильменита ультраосновных пород юго-восточной части Бирюсинского блока 112
Павлова Т.Л. Вещественная интерпретация геофизических аномалий Кингашского рудного узла 116
Полева Т.В., Ежелый Ю.В., Сазонов А.М. Геология и петрология Крестовской интрузии Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов 118
Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация интрузивных образований Алтае-Саянской складчатой области: металлогенические аспекты 122
Хасанов Р.Х. Петрология расслоенных гранитоидных плутонов: явления магматической дифференциации в гранито-, рудообразовании 130
Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Резников И.Г., Третьяков Н.А., Кузоватов Н.И. Геологическое положение Кингашского мафит-ультрамафитового массива в структурах Восточного Саяна и его внутреннее строение 141

IV. МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Аббясов А.А., Розен О.М. Петрогенезис седиментогенных метаморфических пород: выявление первичного минерального состава (компьютерная программа MINLITH) 152
Аксаментова Н.В. Петрогенезис метаосадочных пород гранулитовых комплексов запада Восточно-Европейского кратона 158
Волкова Н.И., Ступаков С.И., Симонов В.А., Нигматулина Е.Н. Минералогия и условия образования метабазитов уймонской свиты (Горный Алтай) 163
Доронина Н.А. Метаморфизм олнинской толщи и жанокской свиты (Байкальская горная область) 168
Розен О.М. Сибирский кратон: петрогенезис, этапы эволюции 176
Сафронов В.Т., Розен О.М., Аббясов А.А. Петрогенезис пород амфиболитовой фации раннепротерозойских бассейнов Кейвы и Кукас восточной части Балтийского щита: расчет исходного минерального состава осадков 181
Королюк В.Н., Лепезин Г.Г., Корсаков А.Н. Математическое моделирование концентрационных распределений в минералах применительно к реакциям обменно-диффузионного типа 186
Лепезин Г.Г., Степанов С.А., Королюк В.Н. Термическая история метаморфических пород Базыбайского выступа (Восточные Саяны) 190

Научное издание

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпуск 3

В двух томах

Том II

Материалы
Всероссийской научной конференции

Редактор К.Г. Шилько
Корректоры
Н.А. Афанасьева, К.В. Полькина, Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет В.К. Савицкого, Л.Д. Кривцовой
Обложка В.Г. Караваева

Лицензия ИД № 00208 от 20.12.99 г.
Подписано к печати 15.11.2002 г. Формат 60x84/8
Бумага офсетная. Гарнитура Times. Ризография.
Iч. л. 24,75. Усл. печ. л. 23,02. Тираж 250 экз. Заказ № 1 294

Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36
Участок оперативной ризографии
Редакционно-издательского отдела ТГУ
Лицензия ПД № 00455 от 15.11.99 г.