

Министерство образования Российской Федерации
Томский государственный университет

Томская горнодобывающая компания

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпуск 2

*Материалы научной конференции,
посвященной 80-летию со дня рождения
профессора Михаила Петровича Кортусова*

Томск, 28-30 ноября 2001 года

Томск 2001

ных метасоматитов и их геохимические особенности // Докл. АН СССР, 1989, т. 307, № 4. С. 971-975.

Собаченко В.Н., Смирнова Е.В. К геохимии лантаноидов в приразломных метасоматических процессах, проявленных в докембрийских комплексах пород юга Восточной Сибири // Геохимия, 1996, № 6. С. 529-537.

Собаченко В.Н., Сандимирова Г.П., Исакова Л.В., Пахольченко Ю.А. Рубидий-стронциевое датирование процессов метасоматоза, проявленных в зоне

Бирюсинского разлома Восточного Саяна // Докл. РАН, 1998, Т. 301, N2. С. 252-255.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М., Наука, 1977. 279 с.

Pearce J.A., Tindle N.W., Harris A.G. Trace element Distribution Diagrams for the Tectonic Interpretation of granitic rock s// J. Petrol. 1984, V.25, № 4. P. 956-983.

Turekian K. K. and Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust // Bull., Geol. Soc., of Amer. V. Z, 1961, № 2.

Геология дислокационно-метаморфического пояса Южного Приаргунья (Восточное Забайкалье)

С.В. МАКСИКОВ

Тамский государственный университет, г. Тамск

Изучаемый район расположен в Юго-Восточном Забайкалье в пределах Кличкинского хребта в междуречье рек Верхняя Борзя и Урулунгуй. В геологическом отношении он входит в состав Аргунской зоны Монголо-Охотской складчатой области (Анашкина и др., 1997) и представляет собой краевую часть Урулунгуйского массива, сложенного докембрийскими и раннепалеозойскими породами, испытавшего наложенную позднемезозойскую активизацию. Древние стратифицированные образования в изучаемом районе представлены даурской серией, включающей (снизу вверх): урулунгуйскую, нортуйскую и быркинскую среднерифейские свиты. В виде небольших выходов присутствуют цаган-оловская свита вендского возраста и быстринская свита раннего

кембрия. Позднее из состава даурской серии на основе биостратиграфических данных была выделена быркинская серия вендского возраста, включающая в себя (снизу вверх) карбонатную нортуйскую, грубообломочную колторотуйскую, вулканогенно-черносланцевую кличкинскую и светлосланцевую белетуйскую свиты (Государственная геологическая..., 1999). Остальные стратифицированные толщи представлены мезозойскими - ниже-среднеюрскими и ниже-меловыми отложениями в обрамлении Кличкинского хребта. Магматические образования представлены несколькими комплексами гранитоидов от среднерифейского до юрского возраста включительно, а также среднерифейскими габброидами и телами от основного до кислого состава в породах быркинской свиты - так называемый быркинский силлово-дайковый комплекс (Озерский А.Ф. и др., 1995). По другим данным (Государственная геологическая..., 1999) возраст силлово-дайкового комплекса определяется как венд-раннепалеозойский.

В районе находятся месторождения полиметаллов и флюорита, часть которых приурочена к площади распространения стратифицированных толщ рифея - венда. Осадочные породы характеризуются повышенными содержаниями (в несколько раз выше кларковых) таких элементов как: бор, иттрий, итербий, лантан, фольфрам, олово, молибден, свинец, цинк, серебро, кадмий, гафний, цирконий, стронций. Особенно обогащены этими элементами черные углистые сланцы, поэтому не исключена возможность формирования части месторождений за счет извлечения полезных компонентов из вмещающих пород.

Летом 2000 года автор в составе тематического отряда Тургинской партии участвовал в работах по изучению состава и внутреннего строения пород, выделяемых в быркинскую (кличкинскую) свиту. Задачей яв-



Рис. 1. Схема расположения изученного района (заштрихованный прямоугольник).

для проверки предположения И.Г. Рутштейна о том, что часть быркинской свиты представлена динамометаморфическими образованиями. Среди пород быркинской свиты имеются черные углеродистые сланцы, часть которых может представлять тектониты. Породы интенсивно дислоцированы, так что внутренняя структура толщи не всегда расшифровывается. Дислоцированность пород отмечается практически всеми исследователями, проводившими изучение данной территории. Возраст свиты основывается, на находках единичных микрофоссилий, имеющих достаточно широкий возрастной диапазон, по взаимоотношению с другими стратифицированными образованиями, также не совсем точно определенного возраста и по прорыванию Уртуйским массивом (Rb-Sr метод - 716-791 млн. лет и U-Pb метод - 750 млн. лет) урулонгуйской свиты (Анашкина и др., 1997).

Изучение пород проводилось в виде детального картирования с отбором проб на геохимию и изотопный состав углерода. В сообщении приведены результаты первичной обработки полученных результатов, без привлечения аналитических данных.

Изучались стратотипические разрезы быркинской свиты и участки ее максимального распространения - пади Большой Колторотуй, район пади Тусуркай (г. Мудутуй). Кличкинское рудное поле, а также ряд участков по левому и правому борту рр. Талман-Борзя и Верхняя Борзя. Быркинская свита представляет собой четко-слоистую вулканогенно-карбонатно-терригенную толщу с высоким содержанием углеродистого вещества в отдельных пачках и прослоях. Свита содержит тела основного-ультраосновного состава (базальты, пикриты), в основной своей массе превращенные в альбит-актинолит-хлоритовые сланцы (Анашкина и др., 1997). Ориентировка тел совпадает с ориентировкой складчатых структур, но отмечается также и срезание литологических границ магматическими образованиями (Озерский и др., 1987). По долине р. Верхняя Борзя проходит крупное разрывное нарушение, фиксирующееся на правом берегу выходами углистых сланцев, скорее всего, тектонического происхождения. Данное нарушение является долгоживущим и разделяет разнородные в тектоническом плане блоки - Урулонгуйский от Алгачи-Кутомарской подзоны Газимурской зоны (Государственная геологическая..., 1999).

При изучении разрезов пади Большой Колторотуй предварительно устанавливается надвиговое строение толщ. Осадочные породы, представленные известняками, углистыми сланцами и зелеными сланцами надвинуты в западном направлении на гранитоиды Кличкинского хребта. Зеленые сланцы, скорее всего, сформированы по субсогласному телу основного состава, представлявшему собой в прошлом или силл, или базальтовый покров. Известняки данной толщи мраморизованы и образуют внутри пачки сложные дисгармоничные складки, имеющие падение осевых поверхностей в восточном направлении и субмеридионально ориентированные шарниры с

пологим (10-15°) погружением в северном и реже в южном направлениях. Мрамора содержат линзовидные тела гранитоидов, по длине оси достигающие сорока метров, а в поперечнике до 5 м. Хотя в приконтактной с гранитами зоне известняки скарнированы, контакты между ними тектонические, а в поперечном сечении линз гранитоидов отмечаются тени давления, выполненные кварцем. Структурное положение осложняется наличием зон дробления и милонитизации примерно северо-западной ориентировки, совпадающих с простираем долины р. Верхняя Борзя. В некоторых случаях данные зоны выполнены флюоритовой минерализацией.

Микроструктурный анализ кварца из гранитов, находящихся в виде линз среди мраморизованных известняков выявил следующее. Оптические оси кварца располагаются в виде пояса по большому кругу с двумя сильными максимумами, расположенными близко к сланцеватости во вмещающих породах (S_1 - аз. пад. 346° угол пад. 30°) (рис. 2). Осью вращения для данной ориентировки является петроструктурная ось b - аз. погр. 334°, угол погр. 30°, которая близка к ориентировке шарниров мелких складок, замеренных во вмещающих породах. Петроструктурная ось а совпадает с самым сильным максимумом - аз. погр. 62°, угол погр. 7°. Ось с - нормаль к S_1 - аз. погр. 168°, угол погр. 60°. В самой гранитоидной линзе рассланцованность S_2 имеет координаты - аз. пад. 10°, угол пад. 30°. Ориентировка оси А эллипсоида деформации для данной ориентировки - аз. погр. 265°, угол погр. 5°. Пересечение плоскостей S_1 и S_2 также дает

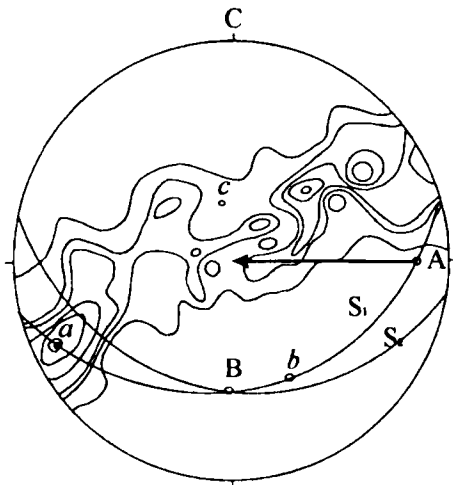


Рис. 2. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в катаклазите мелкозернистого гранита.

Обр. 10/00. Левый борт пади Колторотуй. 100 замеров оптических осей. Сетка Вульфа, проекция с верхней полусферы. Изолинии проведены через 1-2-3-5-7-9% на 1% площади. S_1 - сланцеватость во вмещающих породах. S_2 - сланцеватость в гранитоидной линзе. а, b, с - петроструктурные оси, расположенные близко к одноименным осям эллипсоида деформации А, В, С. Стрелкой показано направление относительного смещения для висячего крыла.

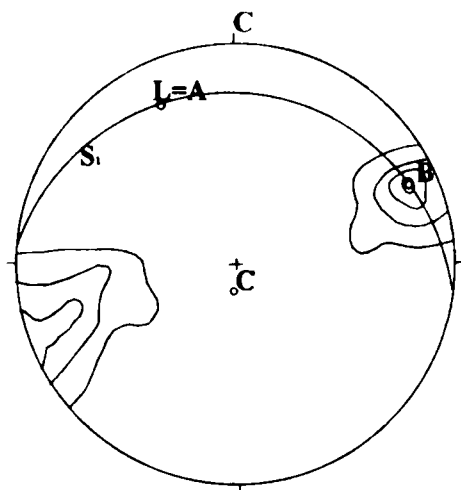


Рис. 3. Диаграмма ориентировки оптических осей кварца в очковом бластомилоните гранита.

Обр. 11/00. Верховье пади Колторотуй. 100 замеров оптических осей. Сетка Вульфа, проекция с верхней полушеры. Изолинии проведены через 1-5-10-15-20% на 1% площади. I=A агрегатная линейность, совпадающая с петроструктурной осью а. В, С - петроструктурные оси, совпадающие с одноименными осями эллипсоида деформации. S₁ - сланцеватость в гранитах.

положение оси В эллипсоида деформации (аз погр. 359°, угол погр. 30°) и структуру S-C тектонита. Если за основную плоскость сдвига (S-структура) считать сланцеватость во вмещающих породах, а С-структурой - рассланцованность в гранитоидной линзе, то получается очень пологий сброс в западном направлении. Ось В также совпадает с ориентировкой шарниров складок надвигания в мраморах в приконтактовой с Кличкинским массивом зоне. Линзы гранитоидов в мраморах своей длинной осью ориентированы согласно с осью В.

Микроструктурный анализ кварца бластомилонита гранита из краевой части Кличкинского массива показал следующее. Оптические оси кварца образуют однонаправленную ориентировку (рис. 3). Центр максимума совпадает с петроструктурной осью b - аз. погр. 246°, угол погр. 8°. Петроструктурная ось а совпадает с агрегатной линейностью, имеющей координаты - аз. погр. 156°, угол погр. 14°. Петроструктурная ось с - аз. погр. 6°, угол погр. 76° - нормаль к плоскости S₁. Аналогичная ориентировка встречена в тектонитах по борщовочным гранитам в юго-восточном контакте одноименного массива. В бластомилоните отмечаются и S-C структуры, представленные вытянутыми кварцевыми зернами с зубчатыми границами, образовавшимися при пластической деформации - S-структура. Полосы тонкораздробленного кварц-полевошпатового агрегата, образование которых происходило в более приповерхностных условиях, в режиме близком к хрупкому дроблению - С-структура. Данные S-C структуры указывают на пологое надвигание в гранитах в С-С-З направлении.

В быркинской свите повсеместно отмечаются мелкие (амплитудой в первые сантиметры) флексуриобразные складочки с ориентировкой шарниров - азимут погружения -350-360°, с углом погружения 10-15°. Формирование данных складок связано с левосторонним сдвигом по границе с Урулюнгуйским блоком.

Различие в ориентировке действующих сил, в гранитоидах и во вмещающих породах, скорее всего, объясняется одновременностью формирования структур. Ранней ориентировкой, является ориентировка в виде большого пояса во вмещающих породах, а более поздней - однонаправленная в гранитах.

Следующий участок - район пади Тусуркай. Слагающие его породы, представлены быркинской (кличкинской) свитой - это преимущественно в той или иной степени рассланцованные терригенно-осадочные породы, представленные песчаниками, алевролитами с прослоями известняков. Среди осадочных пород залегают согласные, очень сильно рассланцованные тела основного состава (зеленые сланцы) и среднего состава (трахиты). В нескольких местах тела основного состава образуют небольшие массивы габбро-диоритового состава линзовидной формы. Своим удлинением они субсогласны с простираанием сланцеватости во вмещающих породах. Изучаемый участок в структурном отношении представлен несколькими разнородными блоками, отличающимися составом пород, степенью и формой дислокаций.

Первый (северный) блок характеризуется присутствием среди углистых сланцев тел основного-среднего состава (габбро-диориты), часто имеющих тонкозернистую внешнюю зону. Данные породы слагают на дневной поверхности отдельные линзовидные тела, длинной осью совпадающие со сланцеватостью во вмещающих породах (район отметки 895,1 м). Среди углистых сланцев отмечаются диафориты по породам среднего состава.

Второй (восточный) блок представлен, в основном, песчаниками с телами габбро-диоритов. Часто у последних отмечается тонкозернистая приконтактная зона. В деловии наблюдается чередование габброидов и черных сланцев, встречаются деформированные обломки габбро-диоритов, а иногда в контакте с ними отмечаются зеленые сланцы мощностью до 130 метров, чаще 30-40 метров. Что может говорить об их тектоническом преобразовании. Черносланцевые породы развиты в южной части. Предварительно (по разрезу) устанавливается складчатое строение (рис. 4) изучаемой толщи. Шарниры складок имеют северо-восточное простираание и пологие (10-15°) углы погружения. Углы между крыльями около 70°. В ядерных частях антиклинальные складки сложены песчаниками.

Третий (западный) участок характеризуется чередованием в разрезе маломощных прослоев карбонатов, филлонитов, скорее всего, образованных по песчанистым породам, а также редких прослоев актинолитовых сланцев, образовавшихся по вулканитам ос-



Рис. 4. Схематический геологический разрез по второму участку.

нового состава. Все они в той или иной степени подверглись динамометаморфизму и воздействию гранитоидов Кличкинского массива. Падение пород преимущественно в южных румбах от юго-западного до юго-восточного под углами - 20-70°, редко до 90°. В строении толщ предварительно устанавливается сдвигание разреза или же присутствие крупной синклинали складки (рис. 5) с круто (65°) погружающимся на северо-восток шарниром. В южной части породы характеризуются сложной тектонической структурой, не исключено наличие изоклинальной складчатости.

В целом по изученному участку следует отметить, что породы, прослеживаемые по каждому из блоков не совпадают с соседними ни по простиранию, ни по характеру внутреннего строения. Скорее всего, блоки представляют собой части одного стратиграфического разреза, тектонически надвинутые друг на друга. Более мелкозернистые и мелкозернистые породы (2-ой и 3-ий блоки) надвинуты на более глубоководные и мелкозернистые (1-ый блок).

В изученных участках исходный состав пород

быркинской (кличкинской) свиты часто вполне определим. Исключение составляют зоны северо-западного простирания, в том числе и по р. Верхняя Борзя к которым приурочены зоны милонитов с наложенной углеродизацией. Образование данных зон, скорее всего, связано с левосторонним сдвигом по границе Урулунгуйского массива, причем формирование складчатых структур происходило примерно в той же динамической ориентировке, но при других Р-Т условиях. Время формирования описанных деформаций предварительно определяется как ранне-каменноугольное и совпадает по времени с замыканием Монголо-Охотского складчатого комплекса. Основано это на следующих данных: Время формирования гранитоидов от ранней перми до поздней юры, но есть и более ранние. Граниты Кличкинского массива прорывают и метаморфизуют складчатые толщи, но сами гранитоиды деформированы меньше. В краевых частях Кличкинский массив тектонизирован с образованием бластомилонитов, сходных с аналогичными в Боршовочном хребте. Образова-

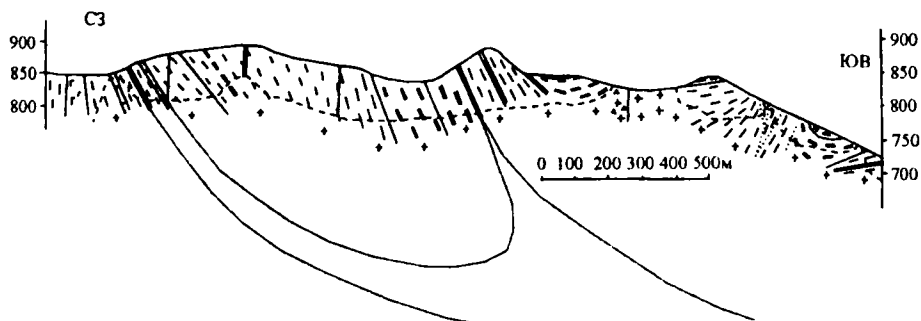


Рис. 5. Схематический геологический разрез по третьему участку.

Условные обозначения - см. рис. 4. Пунктиром показано предполагаемое складчатое или надвиговое строение, а также вероятное расположение кровли Кличкинского гранитоидного массива. Вертикальные линии - дайки гранит-аллитов и микродиоритов.

ние массива в поздней юре-раннем мелу проходило по типу гранито-гнейсовых куполов.

В заключении предварительно можно сказать, что история формирования складчатости позднепротерозойских толщ и формирования тектонитов выглядит следующим образом. В раннем карбоне при замыкании Монголо-Охотского складчатого пояса происходит формирование складок надвигания при левостороннем сдвиге в позднепротерозойских вулканогенно-осадочных толщах в краевой части Урулюнгуевского массива. Позже, возможно в перми, формируются гранитоиды Кличкинского массива, которые в юре "омолаживаются" в связи с тектоно-магматической активизацией и далее развиваются по типу гранито-гнейсовых куполов. В поздней юре - раннем мелу происходят тектонические подвижки, приведшие к формированию зон тектонитов - углистых сланцев северо-западного простирания. Часть из них явилась рудовмещающей для флюоритовой минерализации.

Литература

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:500000. (Авт.: Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И. и др.). Чита, 1997. 239с.

Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-50-ХVII. Отчет Урулюнгуевской партии о результатах геологического доизучения площади масштаба 1:200 000, проведенного в 1984-1987 гг. - Чита, кн. 1., 1987. 255с. (Авт.: Озерский А.Ф. и др.).

Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-50-V, XI, XII, ХVIII, ХVIII, М-50-I. Масштаб 1:200 000. Отчет Приаргунской партии по ГДП-200 за 1988|199-5 гг. - Чита, кн. 1., 1995. 296с. (Авт.: Озерский А.Ф., Кривицкий А.В., Шивохин Е.А. и др.).

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (новая серия). Лист М-(50), (51) - Приаргунск. Объяснительная записка/ Редакторы В.В.Павлова, В.В.Терновой. - СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 238с.

Особенности высокотемпературного метаморфизма хромитов альпинотипных массивов Урала, приводящего к повышению качества руд

И.А. МАЛАХОВ

Институт геологии и геофизики УГГА, Екатеринбург

За последнее время нами было получено много принципиально новых данных о весьма существенном, а иногда и определяющем влиянии геодинамики становления и последующего преобразования ультрамафитов различной формационной принадлежности и ассоциирующих с ними хромитов, а также о сложности процессов формирования содержащихся в них аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов. Принято считать, что хромистые шпинели содержатся лишь в ультраосновных породах. На самом деле их распространение шире. В частности, они могут встречаться в ранних оливиновых вкрапленниках в базальтах (White, 1971) и в молодых вулканитах Камчатки.

Согласно современным представлениям относительно генезиса ультрамафитов, суммированных П.Уайли (Wyllie, 1969), из пяти основных генетических групп ультрамафитов лишь три - ультрамафиты расслоенных интрузий, альпинотипные и концентрически-зональные, есть все основания рассматривать в качестве хромитогенных. При этом становление расслоенных интрузий - типа Бушвельда в ЮАР или Сарановских на западном склоне Урала произошло при явно преобладании процессов магматической дифференциации с образованием хромито-

вых пластов в нижней части камер. Последующий их метаморфизм проявлялся в минимальных масштабах и в основном связан с процессами перекристаллизации изначально мелкозернистых рудных индивидов, слабо влияющих на их изначальный химический состав.

Как отмечал Т.П.Тайер (1971), для хромшпинелидов из руд расслоенных массивов характерно более высокое содержание Fe_2O_3 , что определяется их формированием в пределах земной коры на умеренных глубинах. Однако, судя по нашим исследованиям, содержание в хромшпинелидах двух- и трехвалентного железа существенно меньше, чем в аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидах из концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса Урала, принадлежащих к дунит-клинопироксенитовой формации.

Одной из характерных особенностей ультрамафитов и хромититов из расслоенных массивов является наличие явлений зональности ряда элементов в составе содержащихся в них аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов. Так по данным О.К.Иванова (1977) в аксессуарных хромшпинелидах Сарановских массивов наблюдается увеличение вверх по