

## СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЧАРКЫНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

*В.А. Трунилина, Ю.С. Орлов, С.П. Роев*

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

Чаркынский вулcano-плутонический пояс расположен вблизи зоны коллизии Верхоянской континентальной окраины и Колымо-Омолонского микроконтинента перед фронтом развития гранитоидов Главного пояса. Размещение его контролируется зоной региональных разломов. В статье изложены первые данные по петрографии, петро- и геохимическому составу среднеюрских вулканических пород пояса, приведены новые данные по составу интрузирующих их позднеюрских субвулканических и гипабиссальных образований. На основании типоморфных особенностей пород и минералов сделан вывод о наиболее вероятном развитии пояса в обстановке активной континентальной окраины.

**Ключевые слова:** магматические породы, средняя юра, геодинамика, Чаркынский вулcano-плутонический пояс, Якутия.

### ВВЕДЕНИЕ

Вдоль северо-восточного борта Иньяли-Дебинского синклинория более чем на 80 км прослежены выходы субвулканических и гипабиссальных тел и изолированные поля вулканитов, образующие Чаркынский вулcano-плутонический пояс (ЧВПП). Он расположен вблизи зоны коллизии Верхоянской континентальной окраины и Колымо-Омолонского микроконтинента перед фронтом развития гранитоидов Главного пояса. Размещение его контролируется зоной региональных разломов (рис. 1). В последние годы появились данные о возможном продолжении пояса на юго-восток (устное сообщение В.С. Оксманна). Сведения о составе и взаимоотношениях пород ЧВПП имеются только в отчетах геолого-съемочных партий (Вишневский А.Н., 1973, 1986 гг.; Сенотрусов Ю.И., 1991, 1992 гг.; Узюнкоян А.А., 1997 г.); сводное петрографическое описание интрузивных пород приведено в монографии Б.Л. Флерова и др. [17]. А между тем, определение генетической природы и геодинамической позиции ЧВПП в силу его структурно-тектонической локализации может оказать существенное влияние на реконструкцию мезозойской истории континентальной окраины в целом.

В настоящей статье изложены первые данные по составу вулканических пород пояса, по петрографии, петро- и геохимии субвулканических и гипабиссальных образований, и на этой основе сделан вывод о наиболее вероятной геодинамической позиции ЧВПП.

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вулканогенные образования в пределах ЧВПП приурочены главным образом к основанию Хангасской субвулканической постройки и закартированы на правобережье р. Чаркы. Впервые они были отмечены Г.Н. Логиновой (1959 г.), по данным которой эффузивно-осадочная толща мощностью 450 м с угловым несогласием перекрывает фаунистически охарактеризованные ааленские терригенные отложения. Детальный разрез вулканогенно-осадочных образований приведен в отчетах А.Н. Вишневского (1986 г.) и Ю.И. Сенотрусова (1991, 1992 гг.). Первый на основании флористических остатков датирует их оксфорд-киммериджем и подразделяет на две толщи: нижнюю, сложенную алевролитами с отдельными покровами риодацитов, и верхнюю, видимой мощностью около 700 м, основную роль в которой играют лавы и туфы дацитов, андезитов и андезибазальтов. Причем, кислые вулканиты тяготеют к нижней части разреза, а основные – к верхней. По составу он сопоставляет эти образования с келловей-оксфордской эмтанджинской свитой Уяндино-Ясачненской островной вулканической дуги (УЯВП).

Ю.И. Сенотрусов в основании Хангасской постройки картирует две свиты. К нижней хангасской свите мощностью 200–250 м, по фаунистическим сборам (преимущественно двустворки) датируемой ааленским веком средней юры, им отнесены пачки переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников или алевролитов и аргиллитов с отдельными пла-

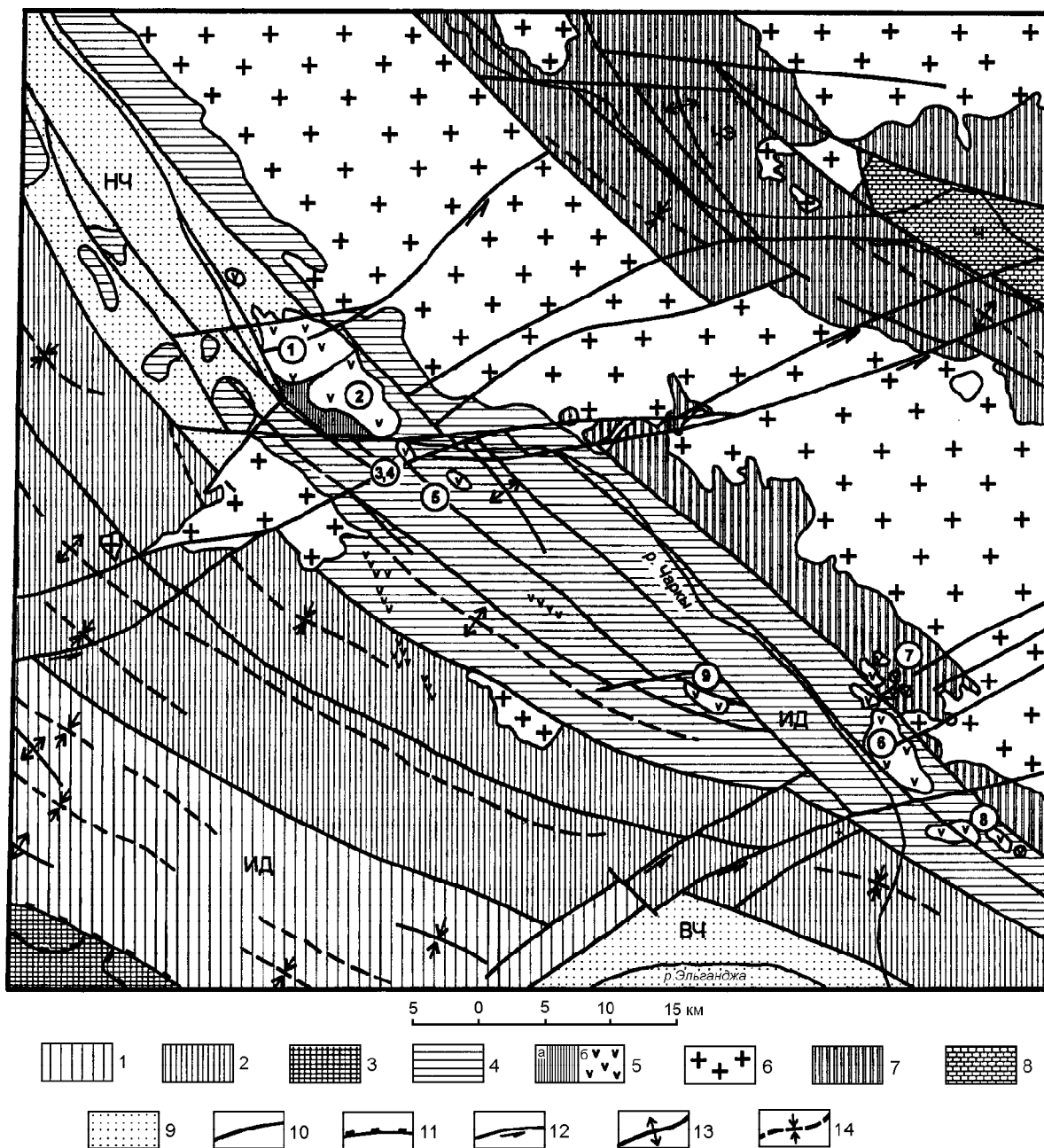


Рис. 1. Тектоническая схема бассейна р. Чаркы (по А.Н. Вишневному, 1986 г.).

ИД – Иньяли-Дебинский синклиорий: 1–3 – Чаркы-Индигорская складчато-надвиговая система, зоны: 1 – линейных складок (нижняя, средняя юра); 2 – брахиподобных, реже линейных складок (средняя, верхняя юра); 3 – чешуйчатых структур и складок пластического волочения (фронтальная часть); 4–6 – Чаркы-Иньялинская корневая система: 4 – зона узких линейных изоклиальных складок (нижняя, средняя юра); 5 – позднеюрский вулканический комплекс (а – эффузивно-осадочные фации; б – субвулканические и жерловые фации, тела и дайки); 6 – раннемеловые гранитоиды; 7 – зона развития брахиподобных и линейных складок верхнетриасовых терригенных отложений (ЧЭ – Чигагалах-Эрикитский антиклинорий); 8 – зона складчато-блоковых структур ордовик-каменноугольных терригенно-карбонатных отложений (Ч – Чималгинский антиклинорий); 9 – кайнозойские наложенные впадины (ВЧ – Верхне-Чаркынская, НЧ – Нижне-Чаркынская); 10–12 – разрывные нарушения: 10 – долгоживущие разломы; 11 – взбросы и надвиги; 12 – сдвиги; 13 – оси антиклиналей; 14 – оси синклиналей. Массивы Чаркынского вулкано-плутонического пояса: 1 – Северный Хангасский, 2 – Южный Хангасский, 3 – выход высоты 789,0 м, 4 – Безыманный, 5 – Горбы, 6 – Наледный, 7 – Муочуньинская группа, 8 – Онньохская группа, 9 – Мямундинский.

стами песчаников. К залегающей выше *безымянной* свите мощностью 485 м отнесены преимущественно вулканогенные породы с преобладанием в нижней половине разреза дацитов, риодацитов, их туфов, туфогравелитов, туфоалевролитов, а в верхней – андезитов и андезидацитов. По фаунистическим сборам в прослоях осадочных пород свита датируется поздним ааленом–ранним байосом.

Проведенные нами исследования позволили внести существенные коррективы в представления о строении вулканогенной толщи.

В верхней части разреза *хангасской свиты* по делювиальным развалам, фрагментарным коренным обнажениям установлен покров палеотипных андезибазальтов и базальтов видимой мощностью до 70–80 м. Породы порфировые, со стекловатым базисом основного состава. Во вкрапленниках (12–25 об. %) установлены тонкозональный лабрадор-битовнит, магнезиальные клинопироксен и амфибол и единичные зерна оливина. Породы рассланцованы и подверглись интенсивным постмагматическим преобразованиям (развитие эпидот-хлорит-кварцевых, карбонат-кварцевых, хлорит-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью сульфидов). Первичные минералы наблюдаются только в реликтах.

В составе *безымянной свиты* мощностью до 300 м преобладают вулканогенные породы (снизу вверх): риолиты – 10 м; дациты – 15 м; андезибазальты – 60 м; андезиты – 10 м; дациты – 10 м; базальты, андезибазальты – 40 м; кластолавы дацитового и риолит–андезитового состава – 15 м; андезиты – 30 м; дациты – 10 м. Покровы эффузивов разделены пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов.

Базальты и андезибазальты отличаются от аналогичных по составу пород хангасской свиты большей степенью раскристаллизации основной массы, насыщенной микролитами и сферическими сростками плагиоклаза и микропризматическими зернами пироксенов и амфибола. В порфировых выделениях (14–25 об.%) наблюдаются прямозональный лабрадор (до андезин-лабрадора по периферии), магнезиальные клино- и ортопироксены. Отмечены единичные зерна катклазированного ксеногенного кварца и их срастания с гранатом альмандин-гроссулярового состава.

Андезиты и дациандезиты имеют варьирующие соотношения основной массы и вкрапленников нескольких генераций (от первых % до 60 об. %). Глубинный этап кристаллизации представлен магнезиальным диопсидом и андезином N 50–44 с нечеткой прямой зональностью. В промежуточной камере образовались магнезиальный до умеренножелезистого амфибол и тонкозональный андезин N 46–34, часто образующий невадитовые участки. В дациандезитах

появляются единичные зерна кварца и умеренножелезистого биотита. В близповерхностных условиях кристаллизовались микролиты олигоклаза N 20–27 и микрозерна амфибола и биотита. Основная масса гипокристаллическая, гиалопилитовая, криптокристаллическая, с сочетанием участков различного сложения в одном шлифе.

Риолиты и дациты характеризуются обилием порфировых выделений (33–50 %, в единичных случаях до 80 % объема породы), среди которых установлены магнезиальный клинопироксен, олигоклаз N 24–13, биотит и кварц. В основной крипто- и микрокристаллической массе наблюдаются многочисленные микролиты олигоклаза, микропризмочки амфибола и гнездовые обособления кварца.

Кластолавы сложены обломками риодацитов, дацитов, андезитов и крупных кристаллов андезина (в сумме до 70 об. %) в стекловатом или фельзитовом цементе, содержащем мелкие выделения кварца и плагиоклаза, ориентировка которых подчинена границам "обломков".

Все вулканические породы деформированы, подверглись интенсивным постмагматическим и контактово-метаморфическим преобразованиям. Кроме основания Хангасской постройки, они отмечены нами в подошве Наледного массива, где представлены 20-метровым покровом риолитов среди пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов.

Субвулканические и интрузивные образования ЧВПП расположены цепочкой вдоль зоны региональных разломов. С северо-запада на юго-восток закартированы массивы Северный и Южный Хангасские, интрузивный выход высоты 789,0 м, массивы Безымянный, Горбы, Наледный, Муочуньинская и Онныхская группы субвулканических тел. Восточнее, в зоне Дарпирского разлома локализован Сетаньинский, а западнее в пределах зоны влияния Чалбинского разлома – Мямундинский субвулканы (рис. 1). Площади выходов магматических образований – 0,2–18 км<sup>2</sup>. По морфологии массивов выделяются этмолиты, бисмалиты, штоки и пластообразные залежи. Первые представляют собой воронкообразные тела с углами падения подошвы от 15–30° до 50–60° к центру массивов, резко возрастающими с глубиной. Эти «воронки» венчают гребни с углами скатов до 30° (Южный Хангасский и Наледный массивы, часть Муочуньинских тел). Бисмалиты – тела трубообразной формы с крутыми до вертикальных контактами. Они представлены Северным Хангасским массивом и мелкими телами Муочуньинской и Онныхской групп. Пластообразные залежи имеют мощность до 150–200 м и характеризуются пологим падением контактовых поверхностей (залежь Горбы и часть Онныхских тел). Дайки мощностью от

первых до 15–20 м и протяженностью от первых сотен метров до 3,5 км наиболее широко развиты в юго-восточной части пояса.

Изотопные датировки магматических пород крайне противоречивы. Так, по данным К-Аг датирования (анализы выполнены под руководством Н.И. Ненашева в Институте геологии ЯФ СО АН по образцам В.А. Трунилиной), возраст андезитовых порфиритов Южного Хангасского массива (здесь и далее – в млн лет) – 160, 152, 117 и 114; кварцевых диоритов Наледного массива – 168 и 112; диоритов Муочуньинского – 105; риолит- и гранит-порфиров Северного Хангасского массива – 117 и 77; тех же пород субвулканических тел бассейна р. Муочунья – 106 и 85. Такой разброс значений обусловлен интенсивным неравномерным проявлением в породах постмагматических и контактово-метаморфических процессов (все тела находятся в зоне влияния крупного Чибгалахского гранитоидного массива). По Rb-Sr изотопным определениям в СВКНИИ ДВО РАН (Сенотрусов Ю.И., 1991г.) для пород Южного Хангасского массива получены изохроны с возрастом 192–194 млн лет, что соответствует рубежу триаса и юры по более ранним и середине ранней юры – по новейшим геохронологическим таблицам. И в том, и в другом случае породы массива оказываются древнее вмещающей их среднеюрской толщи. Следует отметить, что подобные ложные изохроны по Rb-Sr методу описаны и для ряда других регионов мира. Так, для кайнозойских андезитов Андийских стратовулканов получены изохроны с возрастом 360, 380 и 400 млн лет, что объясняется сложным ходом формирования материнских расплавов: возникновением их в результате интенсивной контаминации первичных глубинных магм веществом нижнекоровых субстратов [7]. В то же время, по геологическим данным возрастная позиция субвулканических и интрузивных образований пояса достаточно определена: они прорывают интенсивно расщепленную и смятую в складки среднеюрскую вулканогенно-осадочную толщу и сами интродированы апофизами Чибгалахского гранитного массива и метаморфизованы под его влиянием. Учитывая общепринятое положение о начале складчатости в регионе в конце поздней юры [10] и геологическую позицию магматических тел, мы не можем датировать их древнее, чем самый конец поздней юры или рубеж юры и раннего мела.

По составу среди субвулканических и гипабиссальных образований Чаркынского пояса выделены две группы: 1) субвулканические тела и дайки гранодиорит- и дацит-порфиров, массивы и дайки кварцевых диоритов, андезитовых и кварцевых диоритовых порфиритов; 2) более молодые субвулканические массивы и дайки гранит- и риолит-порфи-

ров. Взаимоотношения пород внутри группы фациальные, между породами первой и второй групп – интрузивные.

Породы первой группы характеризуются прямой и рекуррентной зональностью плагиоклаза, состав которого в процессе кристаллизации меняется от лабрадора N 68–51 в ядрах до андезина и олигоклаз-андезина N 33–30 по периферии зерен. Центральные зоны насыщены антипертитами калиевого полевого шпата. Содержание в плагиоклазе до 20 % ортоклазового минала определяет температуру кристаллизации до 1100°C. Пироксены представлены магнезиальными (железистость  $f = 15–40\%$ ) диопсидом и ортопироксеном с повышенными содержаниями чермакитового минала. Рассчитанные по методике Л.Л. Перчука [11] температура кристаллизации диопсида составляла 1240–1000°C, ортопироксена – около 1000°C, давление – 6,5 кбар. Одновременно с клинопироксеном образуется гранат, вкрапленники которого обычны в порфировых породах (до 3–5 об.%). При давлении около 5 кбар пироксен замещается магнезиальной ( $f = 25–40\%$ ) роговой обманкой или паргаситом, также с повышенными содержаниями чермакитового минала, а в близповерхностных условиях – биотитом ( $TiO_2 = 5,2\%$ ,  $f = 40–55\%$ , глиноземистость  $al' = 16–17\%$ ). Наряду с магматическим гранатом пироп-альмандинового состава (до 23,3 % Ру), отвечающего гранатам производных нижнекоровых расплавов [6], присутствуют оплавленные и резорбированные зерна гроссуляра, обычного для метаморфических пород региона (реликтовый минерал субстрата магмогенерации). В дацитах и дациандезитах, кроме того, установлены единичные выделения калишпата (высокий ортоклаз, в ядрах – промежуточный ортоклаз) и кварца, а также относительно крупные зерна ксеногенного трещиноватого кварца. Из акцессорных минералов для пород первой группы характерны: хромсодержащее самородное железо, титаномагнетит (до 8 %  $TiO_2$  и до 1,08 %  $Cr_2O_3$ ), магнетит; сфен, Cl- и F-апатиты маловодных расплавов, циркон, ортит, монацит.

В породах второй группы пироксены и амфибол, по составу аналогичные таковым пород первой группы, установлены только в реликтах. В порфировых разностях среди вкрапленников преобладает кварц, по периферии густо насыщенный вростками полевых шпатов и слюд. В центре зерен в единичных случаях отмечаются мелкие корродированные включения андезина. Плагиоклаз выделений имеет состав олигоклаза N 26–20 с высокой (0,7–0,8) степенью упорядоченности в центре и понижением ее к периферии зерен (0,5–0,6). В нем нередки прихотливой формы ядра андезина N 33–38. Наблюдаются и единичные неправильные, явно оплавленные, самостоя-

тельные зерна такого плагиоклаза (реликты более глубинного этапа кристаллизации). Калишпат представлен высоким и промежуточным ортоклазом. Биотит более железистый и глиноземистый, чем в породах первой группы ( $f = 50\text{--}65\%$ ,  $al' = 18\text{--}19\%$ ). Акцессорные фракции включают сфен, магнетит, апатит, циркон, рутил, ортит. Апатит иногда дает соизмеримые с порфиrowыми вкрапленниками (до 1,5 мм) длиннопризматические кристаллы с составом хлорсодержащего (до 0,2–0,35 % Cl) F-апатита, также соответствующего апатиту производных маловодных нижнекоровых расплавов [5].

Для порфиrowых субвулканических пород весьма характерно прерывно-разноразмерное, гломеро- и сериально-порфиrowое строение с порфиrowыми выделениями нескольких поколений, соответствующих глубинному этапу кристаллизации, кристаллизации в промежуточной камере и на уровне становления массива.

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Изучение петрохимического состава вулканических пород осложняется их интенсивным постмагматическим преобразованием, особенно для пород

наиболее основного и наиболее кислого состава, в силу чего анализы базальтов и риолитов в таблицах 1, 2 не приведены, а содержания  $\text{SiO}_2$  в андезибазальтах несколько завышены. Наименее измененные разновидности вулкаников обеих свит характеризуются пониженной щелочностью калий-натрового типа и высокой глиноземистостью. Восстановленный по методу АТМ [8] состав исходного расплава отвечает известково-щелочному базальту. На диаграмме магматических серий точки их составов локализируются вблизи известкового тренда САI (рис. 2). По характеру распределения элементов-примесей (табл. 2) породы среднего и основного состава относятся к геохимическому типу известково-щелочных андезитов и андезибазальтов островных дуг и активных континентальных окраин [7]. Рассматриваемые вулканики от аналогичных по составу пород расположенного восточнее УЯВП существенно отличаются как по соотношениям петрогенных окислов, так и по содержаниям и идентификационным отношениям элементов-примесей [16]. Наиболее показательным, учитывая высокую степень постмагматического преобразования пород, является характер распределения в них редкоземельных элементов, наиболее инертных при различных метасоматических и постмагматических

**Таблица 1. Петрохимический состав вулканических пород Чаркынского вулкано-плутонического пояса.**

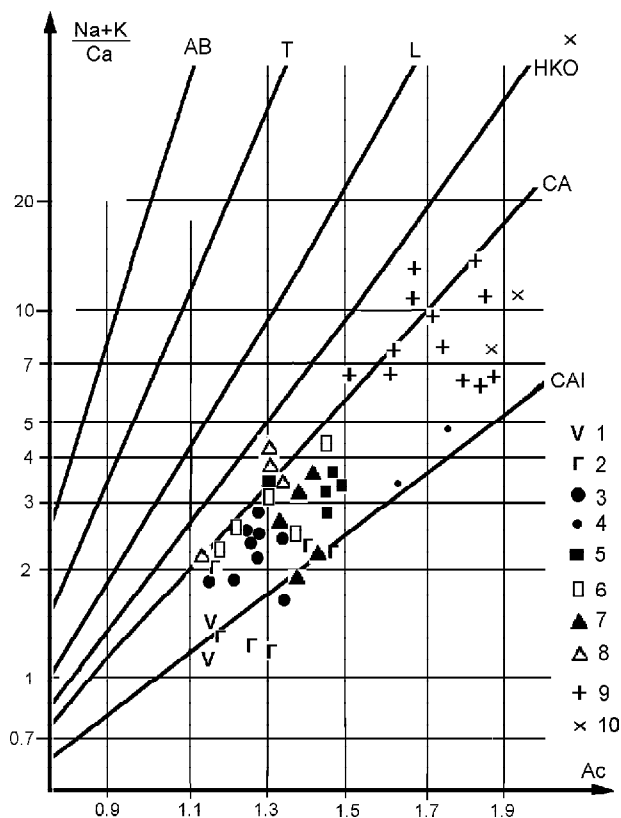
Оксиды, %	Хангасская свита		Безымяннская свита						
	Ф4059	Р612/1	Ф4059/5	Ф4060	Р613/1	Р613/3	Р614/3	Р614/5	О22/4
$\text{SiO}_2$	57,82	58,52	59,04	60,48	64,13	59,65	57,12	63,91	62,33
$\text{TiO}_2$	0,76	0,86	0,71	0,63	0,81	0,72	0,71	0,68	0,55
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,22	15,11	15,56	15,75	14,32	15,65	16,07	15,47	15,82
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,56	2,04	0,40	0,68	3,03	1,78	2,72	2,01	2,17
$\text{FeO}$	4,60	5,32	5,80	5,10	3,00	3,37	4,89	4,48	3,09
$\text{MnO}$	0,11	0,10	0,11	0,13	0,10	0,13	0,07	0,07	0,12
$\text{MgO}$	1,67	1,15	3,69	2,82	не обн.	1,02	2,56	0,99	2,41
$\text{CaO}$	4,86	6,21	5,12	5,27	3,67	7,09	5,54	3,34	4,16
$\text{Na}_2\text{O}$	2,67	3,06	2,49	2,28	2,77	2,55	1,67	3,46	3,06
$\text{K}_2\text{O}$	1,90	1,10	0,96	2,52	2,59	1,13	1,53	1,16	2,94
$\text{H}_2\text{O}^+$	3,70	2,96	2,74	2,03	2,00	2,81	3,66	2,33	2,16
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,14	0,13	0,11	0,10	0,12	0,13	0,12	0,16	0,15
$\text{CO}_2$	3,67	3,13	2,67	0,79	3,21	3,56	3,86	1,92	0,26
$\text{S}_{\text{tot}}$	0,04	0,05	0,16	0,04	не обн.	0,16	0,05	0,04	0,03
$\text{Li}_2\text{O}$	0,018	0,0092	0,0065	0,004	0,004	0,0066	0,0084	0,0067	0,012
$\text{Rb}_2\text{O}$	0,0041	0,0052	0,0025	0,0065	0,0095	0,0088	0,0074	0,006	0,016
F	0,08	0,02	0,08	0,08	0,01	0,03	0,01	0,01	0,10
Total	99,82	99,77	99,65	98,71	99,77	99,82	100,60	100,04	99,38

*Примечание.* Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН Д.А. Кулагиной и М.А. Слепцовой.

Таблица 2. Средний состав магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

Оксиды, %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n	2	7	12	9	5	4	4	13	6	4
SiO <sub>2</sub>	58,17	60,95	63,73	63,66	64,45	67,89	66,36	72,97	68,90	74,92
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,69	0,55	0,57	0,62	0,36	0,42	0,10	0,27	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,62	15,52	15,94	16,05	15,42	14,57	14,96	13,29	15,15	13,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	1,83	1,71	1,81	1,51	3,34	2,23	1,09	0,84	1,10
FeO	4,96	4,25	3,13	3,80	3,49	0,76	1,77	1,24	2,88	0,84
MnO	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09	0,12	0,04	0,06	0,08
MgO	1,41	1,93	1,98	1,65	1,15	0,23	0,86	0,41	1,05	0,38
CaO	5,54	4,88	3,86	4,01	3,04	2,43	2,81	1,25	3,11	0,94
Na <sub>2</sub> O	2,86	2,61	2,93	3,16	3,28	2,84	3,44	3,33	3,08	2,82
K <sub>2</sub> O	1,50	1,83	2,98	3,14	3,70	2,73	2,68	4,10	3,52	3,69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,25	0,10	0,16	0,29	0,16	0,10	0,14	0,12	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,33	2,53	2,31	1,14	1,55	2,48	2,25	1,19	0,75	0,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,13	0,16	0,15	0,18	0,12	0,12	0,04	0,09	0,04
CO <sub>2</sub>	3,40	2,32	0,34	0,45	1,18	1,51	1,74	0,73	0,27	0,54
S <sub>tot</sub>	0,04	0,07	0,01	0,06	0,08	0,06	0,04	0,03	0,01	0,12
Li <sub>2</sub> O	0,0136	0,0069	0,008	0,0132	0,0132	0,0045	0,0084	0,0098	0,017	0,0093
Rb <sub>2</sub> O	0,0046	0,0081	0,007	0,0121	0,0166	0,0103	0,0072	0,0135	0,0153	0,017
F	0,05	0,05	0,09	0,07	0,25	0,06	0,06	0,04	0,04	0,02
Сумма	99,75	99,71	99,83	99,85	100,03	99,48	99,88	99,87	100,05	99,97
Элементы, г/т; Au, мг/т										
Cr	51	92	122							55
Ni	13	16	24	45,1	34,7	13,8	12	29	38,3	21
V	90	95	70	61,4	57,2	26,4	35	9,6	47,2	100
Co	14	16	11,4	11,7	8,5	5	7,3	3,3	7,8	9,7
Ba	690	657	974	1015	993	826	1149	1324	1168	707
Sr	108	132	153	250	295	97	204	115		145
Zr	167	169	207	168	193	151	181	104	163	187
Nb	9,3	10	10,8	11	11,2	10	12	10,7	10,8	12
Y	24	27	27,5	26,3	29,9	21,5	27,1	19,4	27,7	27
Yb	3,3	3,3	2,9	3,5	3,5	2,3	2,5	2	3,2	2,9
La	17	14,3	14,2	17,5	16	30	22	27,3	13	20
Ce	43	46,7	37,5	32,5	36,8	50	22	39	27	45
Sn			7	5,7				6,2	5	80
B			34	29				18,5	26	24
Pb			20	19				15	23	
Zn			71	89				45	69	
Au	6	10	42,4	7,2	14	19		19,4	11,4	26,4
Ag	0,17	0,13	0,06	0,11	0,22	0,05		0,14	0,13	0,16
Коэффициенты										
K/(K+Na)	0,26	0,31	0,41	0,39	0,42	0,39	0,33	0,45	0,43	0,46
Ca/(Na+K)	1,55	1,43	0,87	0,86	0,59	0,57	0,61	0,22	0,63	0,2
(Na+K)/Al	0,4	0,4	0,51	0,54	0,61	0,52	0,57	0,75	0,58	0,64
Al/(2Ca+Na+K)	0,96	1,03	1,05	1,01	1,03	1,21	1,1	1,08	1,05	1,33
K/Rb	296	205	386	262	202	241	337	277	209	196
Rb/Sr	0,31	0,36	0,42	0,44	0,52	0,97	0,32	1,07		1,08
Ce/Yb	14,6	14,2	12,9	9,3	8,5	21,7	8,8	19,5	8,4	15,5
Ni/Co	0,9	1	2,2	3,8	4,1	5,3	1,7	8,8	4,9	2,2
f	0,7	0,58	0,53	0,61	0,67	0,84	0,65	0,71	0,63	0,77

Примечание. 1,2 – вулканы хангасской (1) и безьянинской (2) свит; 3–8 массивы: 3 – Южный Хангасский, 4 – Наледный, 5 – Онныхский, 6 – Безьянинский, 7 – выход высоты 789,0 м, 8 – Северный Хангасский; 9 – Мучуньинские тела, 10 – дайки риолит-порфиров; n – количество силикатных анализов. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН: силикатные – Д.И. Кулагиной и М.Т. Слепцовой; атомно-эмиссионные – Г.А. Капышевой; атомно- абсорбционные определения Au и Ag – Н.Н. Олейниковой.



**Рис. 2.** Магматические серии пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

Вулканисты: 1 – хангасской и 2 – безымянной свит; массивы: 3 – Южный Хангасский, 4 – Безымянный, 5 – выход высоты 789,0 м, 6 – Наледный, 7 – Муочуньинские, 8 – Онньоохские тела, 9 – Северный Хангасский; 10 – дайки риолитов.  $A_c$  – активность катионов [4]. Тренды [4]: CAI – известковый низкощелочной, CA – известково-щелочной умереннокалиевый, HKO – известково-щелочной повышеннокалиевый, L – латитовый, T – трахитовый, AB – щелочно-базальтовый.

процессах. Как видно из рис. 3, тренд РЗЭ рассматриваемых в статье вулканистов гораздо более дифференцированный, чем для пород эталонных островных дуг и УЯВП, с большими содержаниями легких лантаноидов, что характерно для пород активных окраин континентов [7]. Заметно выше в них и значение  $(La/Yb)_N$  отношения – 2,3–3,6 против 1,2–1,3 для пород УЯВП.

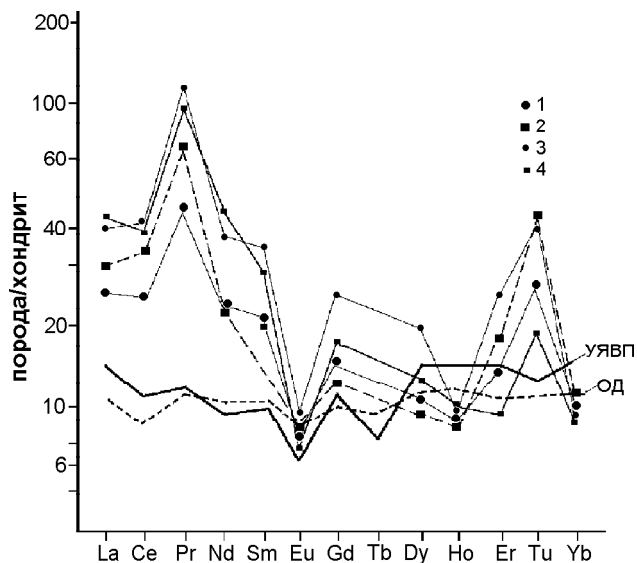
Субвулканические и интрузивные образования обеих выделенных групп характеризуются общностью петрохимических особенностей. Все породы высокоглиноземистые ( $al' = 2,0–3,6$  для пород андезитового и дацитового состава и  $4,0–5,9$  для риодацитов и риолитов), с невысоким содержанием нормативного корунда ( $0,7–5,2$ ). Все они принадлежат к известково-щелочной серии с ведущей ролью калия в сумме щелочей (рис. 2, 4). По соотношениям Rb и Sr (рис. 5)

породы первой группы соответствуют производным мантийных и мантийно-коровых расплавов, породы второй группы – мантийно-коровых и коровых расплавов. Построения по методу АТМ [8] показывают, что породы первой группы представляют собой дифференциаты базальтоидной, а второй – сиалической магмы. Сочетание петрогеохимических параметров пород и их минералогических особенностей позволяет сделать вывод, что в первом случае происходила контаминация исходного мантийного расплава веществом нижней коры, а расплав, исходный для пород второй группы, генерировался в нижней коре при участии тепла и флюидов глубинного происхождения.

Тренды распределения РЗЭ во всех субвулканических и интрузивных породах Чаркынского пояса дифференцированные и в целом субпараллельны таковым вулканических пород, но с большей ролью легких лантаноидов (рис. 6). По классификациям М.И. Кузьмина [7] и Л.В. Таусона [14], породы первой группы принадлежат к геохимическому типу гранитоидов андезитового ряда активных окраин, с отклонениями к латитовому по содержаниям легких РЗЭ и Ва/La отношению; второй группы – к геохимическому типу палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, но также с отклонениями к гранитоидам латитового ряда по повышенным содержаниям Ва, значениям отношений Ва/Rb, К/Rb, а также величине основного геохимического коэффициента [13]:  $F \times (Li+Rb)/(Ba+Sr)$  (в среднем 155 – для палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда, 50 – для гранитоидов латитового ряда и 36–65 – для пород гранитоидного состава ЧВПП). Все изученные магматические породы обогащены Sn, Li, В, Au, Ag (табл. 2), а также Sb [18]. Наиболее ярко выражена геохимическая специализация на Ag и в меньшей степени на Au, что весьма специфично для вулcano-плутонических образований многих окраинно-континентальных поясов Земли.

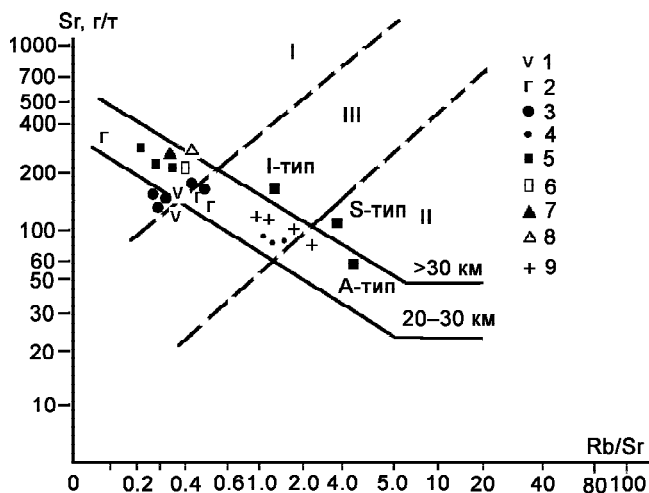
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Мнения геологов-съемщиков о возрастной и геодинамической позиции вулcano-плутонических образований Чаркынского пояса существенно различаются. А.Н. Вишневецкий (1986 г.) датирует их поздней юрой и синхронизирует с магматизмом Уяндино-Ясачненской палеоостровной дуги, отголоском которого они, по его мнению, являются. К выводу об островодужной природе магматизма ЧВПП приходит и Ю.И. Сенотрусов (1991, 1992 гг.), но датирует его уже средней юрой (см. выше). А. А. Узюнкоян (1997 г.) магматические образования района датирует также средней юрой, но считает, что они формировались в условиях рассеяного спредин-



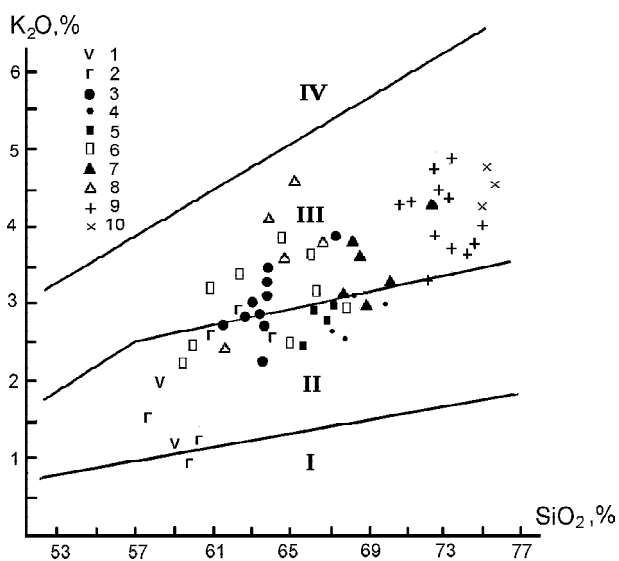
**Рис. 3.** Нормированное по хондриту [1] распределение редкоземельных элементов в вулканических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1 – андезибазальт хангасской свиты; 2–4 – вулканыты безымянной свиты: 2 – андезибазальт, 3 – андезит, 4 – дацит; ОД – андезиты островных дуг [7], УЯВП – андезит эмтанджинской свиты Уяндино-Ясачненского пояса [16].



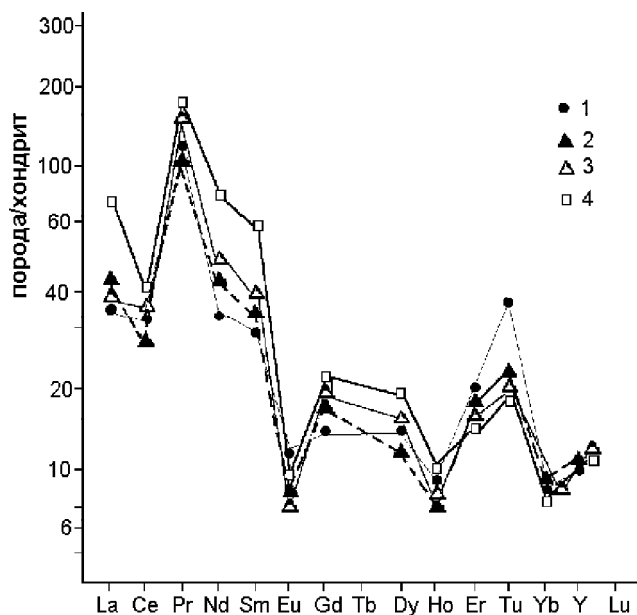
**Рис. 5.** Соотношение Sr – Rb/Sr в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–9 – см. рис. 2. Поля диаграммы [13]: I – мантийные, II – коровые, III – мантийно-коровые породы. I, S, A – петрогенетические типы гранитоидов, по [24], поля глубинности – по [19].



**Рис. 4.** Соотношение  $K_2O - SiO_2$  в магматических породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–10 – см. рис. 2. Серии пород [22]: I – низкокалиевая толлитовая, II – среднекалиевая известково-щелочная, III – высококалиевая известково-щелочная, IV – шощонитовая.



**Рис. 6.** Нормированные по хондриту тренды распределения редкоземельных элементов в субвулканических и интрузивных породах Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1 – андезит Южного Хангасского массива, 2 – диорит Наледного массива, 3 – гранит-порфир Северного Хангасского массива, 4 – риолит-порфир Онныхского тела.



га в задуговых бассейнах. При этом затухание спрединга, по его мнению, совпадает с заклиниванием зоны субдукции при коллизии ранне-среднеюрской Алазейско-Олойской палеостровной дуги с Тас-Хаяхтахским террейном.

Отметим следующие особенности магматических пород ЧВВП. Пироксены и амфиболы в них обогащены, в отличие от таковых позднеюрских палеостроводужных УЯВП [15], чермакитовым миналом при бедности – жадеитовым, что типично для пироксенов пород континентальных окраин [3]. На диаграмме AFM (рис. 7) точки составов пород ложатся вне поля пород УЯВП и в целом совпадают с полем орогенных континентальных ассоциаций. По соотношениям петрогенных и примесных элементов все породы однозначно трактуются как производные континентального магматизма (рис. 8–9) и не сопоставимы с породами близкого петрографического состава УЯВП. Что касается задуговых бассейнов, то, по определению [21], – это любые малые площади океанической литосферы между двумя континентальными фрагментами или островными дугами с преобладанием вулканокластического островодужного материала. Как показано выше, вулканокластика не характерна для отложений Чаркынского пояса, да и наличия участков с океанической корой здесь пока не установлено. Как один из типов задугового бассейна иногда рассматриваются энсиалические бассейны, которые не связаны непосредственно с зонами

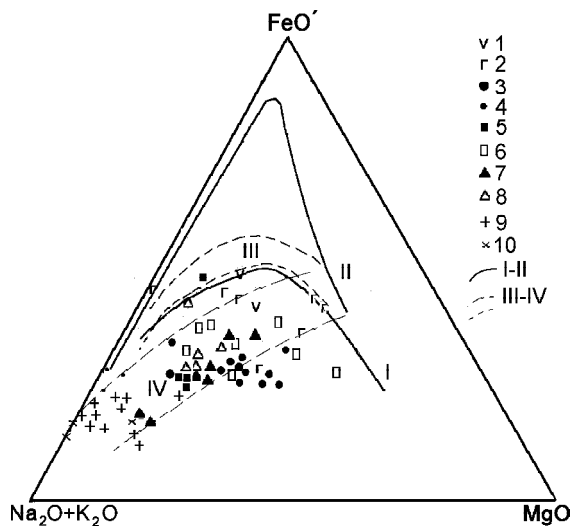


Рис. 7. Диаграмма AFM для магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–10 – см. рис. 2. I – тренд толеитовых серий континентов, II – линия раздела толеитовых и известково-щелочных серий [20], III – поле составов магматических пород Уяндино-Ясачененского пояса [16], IV – поле составов орогенных ассоциаций Верхояно-Колымской области [15].

субдукции, а развиваются за счет неупорядоченных сложных движений в системе малых плит, вызванных перемещениями за пределами этой системы. Но в любом случае, для магматизма задуговых бассейнов наиболее показателен либо базальтовый то-

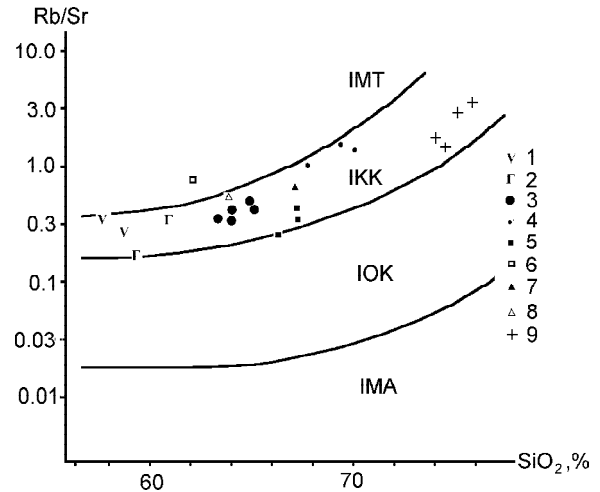


Рис. 8. Диаграмма Rb/Sr – SiO<sub>2</sub> для магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–9 – см. рис. 2. Поля диаграммы [23]: IMT – магматические породы толеитовой серии, IOK – океанической коры, IKK – континентальной коры, IMA – щелочно-мантийные.

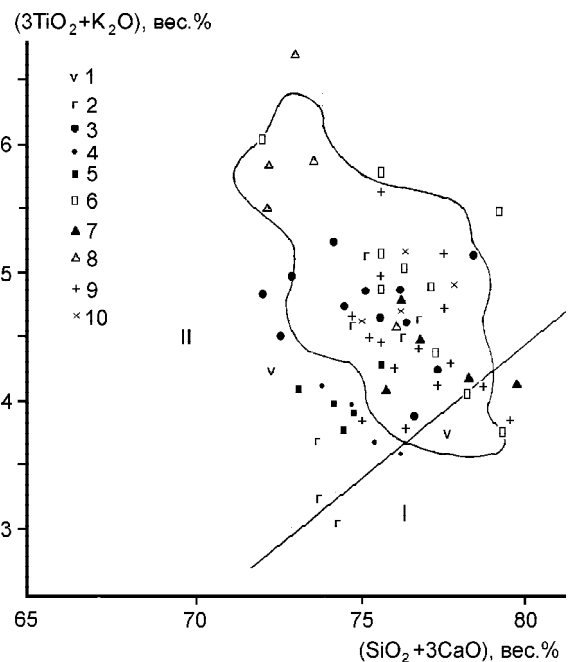


Рис. 9. Диаграмма геодинамических обстановок формирования магматических пород Чаркынского вулcano-плутонического пояса.

1–10 – см. рис. 2. Поля составов пород [12]: I – островодужных, II – окраинно-континентальных. Контуром показано поле составов магматических пород Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

леитовый магматизм, либо мантийный диапиризм со сменной известково-щелочного магматизма толеитовым [2], чего не отмечается для магматизма изученного района.

Таким образом, по всему комплексу петрогеохимических параметров субвулканические и интрузивные образования Чаркынского пояса сопоставимы с магматическими образованиями активных континентальных окраин и наиболее близки породам Андийской континентальной окраины [7]. Как показано нами ранее [9, 16, 17 и др.], восточная часть Верхоянской окраины Сибирского континента развивалась в режиме, близком к режиму активной континентальной окраины, по крайней мере, с раннего палеозоя до раннего мезозоя включительно. Полученные результаты позволяют пролонгировать эту линию развития вплоть до конца юрской эпохи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 03-05-96019р2003 арктика.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. Бартоломью Д.С., Тарни Дж. Растяжение земной коры в районе Ю. Анд (45-46° ю.ш.) // Геология окраинных бассейнов. М: Мир, 1987. С. 304–322.
3. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.
4. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 241 с.
5. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. М.: Недра. 1986. 192 с.
6. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. № 5. С. 208–211.
7. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 199 с.
8. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. Петрозаводск, 2001.
9. Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты // Отч. геология. 2002. № 5. С. 50–54.
10. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
11. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 6. С. 1196–1199.
12. Пискунов Л.Л. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.
13. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Руб А.К., Тронева Н.В. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1463–1466.
14. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9: Петрология. М.: Наука, 1984. С. 221–228.
15. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 257 с.
16. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колыма-Омолонского микроконтинента. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 151 с.
17. Трунилина В.А., Орлов Ю.С. Рифтогенный магматизм Верхояно-Колымской складчатой области // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы: Материалы междунар. конф. (VIII чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2002. С. 264–266.
18. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
19. Condie K.C., Baragar W.R. Rare-earth element distributions in volcanic rocks from Archean Greenstone Belts // Contrib. Mineral. and Petrol. 1974. V. 45. P. 237–246.
20. Irvine T.N., Baragar W.R. A quite to the chemical classification of the common igneous rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
21. Lawver L.A., Hawkins J.W. Diffuse magnetic anomalies in marginal basins: their possible tectonic and petrologic significance // Tectonophysics. 1978. V. 45. P. 323–339.
22. Peccerillo A., Taylor S.K. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastanomy Areas Northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
23. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von Granitoides // Z. Geol. Wiss. – Berlin, 1985, Bd.13, Hf. 5, s. 615–627.
24. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.M. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.

*V.A. Trunilina, Yu.S. Orlov, S.P. Roev*

#### **Composition of magmatic rocks of the Charkynskiy volcano-plutonic belt, and its geodynamic setting**

The Charkynskiy volcano-plutonic belt is located near the collision zone between the Verkhojansk continental margin and the Kolyma-Omolon microcontinent, in front of the Main granitoid belt. Its location is controlled by the regional fault zone. This paper presents for the first time petrographic, petrochemical and geochemical data for the Middle Jurassic volcanic rocks of the belt and new data on the composition of Late Jurassic subvolcanic and hypabyssal formations intruding them. The typomorphic features of the rocks and minerals suggest that the belt was formed most probably in the active continental margin environment.