

**ГЕТЕРОГЕННОСТЬ И ПОЛИХРОННОСТЬ ЧАЛБИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО
МАССИВА (КОМСОМОЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ) В
СВЯЗИ С НОВЫМИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯМИ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
РЕГИОНА**

Г.А. Гонеvчук, В.Г. Гонеvчук

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100 лет Владивостоку 159,
г. Владивосток, 690022; e-mail: gonevchuk@fegi.ru*

Поступила в редакцию 4 февраля 2013 г.

В статье приводятся результаты новых геохимических и изотопно-геохронологических исследований Чалбинского массива – крупнейшего гранитоидного интрузива Мяо-Чанской вулканической зоны Хингано-Охотского магматического ареала. В границах зоны выделяется Комсомольский оловорудный район – один из крупнейших в России. Это обуславливает особую значимость исследования гранитоидной ассоциации, с которой оловянное оруденение повсеместно имеет наиболее отчетливо проявленную генетическую связь. Исследование и интерпретация его результатов должны были прояснить дискуссионный вопрос о гетерогенности Чалбинского массива и его предполагаемого, скрытого под толщей терригенных и вулканогенных пород, продолжения на большей части площади рудного района. Изотопная геохронометрия (U/Pb по цирконам и K-Ar по биотитам, редко, по породе) показала, что две главные разновидности гранитов массива – крупнозернистые биотитовые и среднезернистые пироксенсодержащие – имеют возраст в интервале 94–90 млн лет. Не являются контрастными их геохимические различия, в том числе распределение редких щелочей и РЗЭ. Все это, по мнению авторов, может отражать общие особенности магматизма активных континентальных окраин.

По совокупности данных обосновывается совмещение в массиве гранитоидов чалбинского риолит-гранитного и силинского андезит-монцодиорит-гранитного комплексов, из которых последний является главным оловоносным.

Ключевые слова: гранитоиды, гетерогенность, оловоносность, континентальная окраина, Комсомольский рудный район, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Гетерогенность и полихронность – характерные черты большинства интрузивных массивов восточной окраины России. Они – одно из отражений специфики геологического развития этой территории, которая, в представлениях плитной тектоники, на протяжении длительного времени является зоной активного взаимодействия континентальной окраины и океанических плит. Геохимические и геохронологические признаки гетерогенности и полихронности на разных объектах проявлены с разной отчетливостью и часто устанавливаются только при детальном исследовании. Такие исследования преимущественно выполняются в рудных районах, где их результаты имеют непосредственный выход в практику. Одним

из таких объектов является Комсомольский рудный район, где авторы длительное время в сотрудничестве со специалистами геолого-разведочной экспедиции и горно-обогадательного комбината занимались исследованием магматизма как основы для металлургических построений (рис. 1).

Магматическая ассоциация района привлекает пристальное внимание исследователей, поскольку именно здесь наиболее отчетливо проявлена связь рудообразования касситерит-силикатно-сульфидной формации с магматизмом. По результатам таких исследований предложены схемы эволюции магматизма района с выделением генетических групп – магматических комплексов – и рассмотрены главные особенности их петрологии и рудоносности [3, 8, 10,

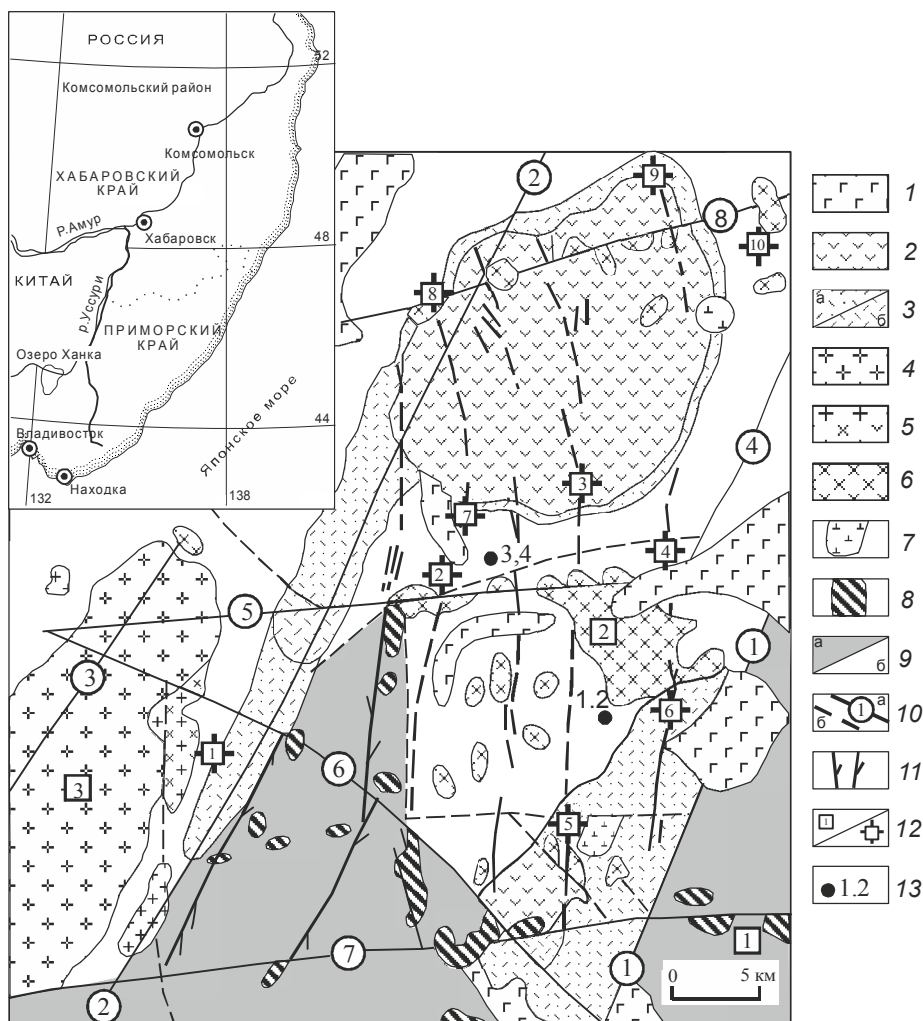


Рис. 1. Геологическая схема Комсомольского рудного района.

1 – базальты неогеновые; 2 – эффузивы силинского комплекса (амутская свита, K_1): андезиты и их туфы; 3 – холдаминская толща (K_{1-2}), риолиты и их туфы: а – покровные, б – экструзивные; 4 – чалбинский комплекс (K_2), биотитовые граниты; 5–7 – силинский комплекс (K_{1-2}): 5 – пироксенсодержащие монцограниты (адамеллиты), 6 – монцодиориты, гранодиориты, 7 – габбро; 8 – гранитоиды пурильского комплекса (K_1); 9 – породы юрско-раннемелового аккреционно-осадочного комплекса [2]: а – субокеанических (Южного и Восточного), б – субконтинентальных (Северного и Западного) блоков; 10 – разломы: а – главные (глубинные): 1 – Холдаминский, 2 – Кур-Мяочанский, 3 – Эльга-Гориканский, 4 – Лево-Хурмулинский, 5 – Силинский, 6 – Сектахский, 7 – Курмиджа-Пурильский, 8 – Хурмулинский, б – прочие; 11 – рудоконтролирующие структуры; 12: а – интрузивные массивы – петротипы комплексов: 1 – пурильский, 2 – силинский, 3 – чалбинский; б – месторождения: 1 – Чалбинское, 2 – Солнечное, 3 – Перевальное, 4 – Придорожное, 5 – Фестивальное, 6 – Октябрьское, 7 – Озерное, 8 – Лунное, 9 – Соболиное, 10 – Ветвистое; 13 – места отбора проб терригенных пород и их порядковые номера в табл. 4.

15, 16]. На этой основе сформировалось, разделяемое большинством исследователей, мнение о том, что магматическая ассоциация Комсомольского района – серия, состоящая из трех парагенетически связанных магматических комплексов – пурильского, силинского и чалбинского (во временной последовательности), в каждом из которых представлены эффузивная и интрузивная фации. Принятая в целом, эта схема дискутируется по многим частным элемен-

там. Один из них, имеющий большое значение для построения модели рудообразования района, – генетическое соотношение гранитов чалбинского риолит-гранитного и силинского андезит-монцодиорит-(монц)гранитного комплексов. Ответ на этот вопрос во многом определяется результатами исследования Чалбинского массива, в котором, по данным предшествующих работ, совмещены гранитоиды разных комплексов.

ОПИСАНИЕ ГРАНИТОИДОВ ЧАЛБИНСКОГО МАССИВА

Чалбинский массив (около 190 кв. км), расположенный в юго-западной части Комсомольского района, рассматривается как важнейший объект для поиска аргументов “за” и “против” в указанной выше дискуссии. Массив сложен тремя типами гранитов: крупнозернистыми, часто порфиоровидными, биотитовыми или роговообманково-биотитовыми (фациальные разновидности), среднезернистыми роговообманково-биотитовыми с пироксеном и мелкозернистыми, иногда с гнездами пегматоидного строения, лейкократовыми гранитами, имеющими в темноцветной части незначительное количество биотита и, в редких случаях, турмалина (рис. 2).

Крупнозернистые и порфиоровидные биотитовые граниты слагают большую часть Чалбинского

массива (> 80 %) и присутствуют в небольших по площади выходах интрузивных пород вблизи его северного и юго-восточного контактов. Изменение структурных типов происходит закономерно: крупнозернистые граниты слагают западную часть массива, сменяясь на самом контакте узкой (не более 500–800 м) полосой порфиоровидных разновидностей. В восточном направлении равномерно-крупнозернистые граниты переходят в порфиоровидные с крупно-среднезернистой основной массой.

Постепенная смена структурных типов отражает, вероятно, смену в условиях кристаллизации от корневых частей массива к менее глубинным. Видоизменяется и минералогический состав: порфиоровидные граниты обогащаются амфиболом и соответственно в них уменьшается содержание биотита. Химизм пород при этом не показывает резких различий,

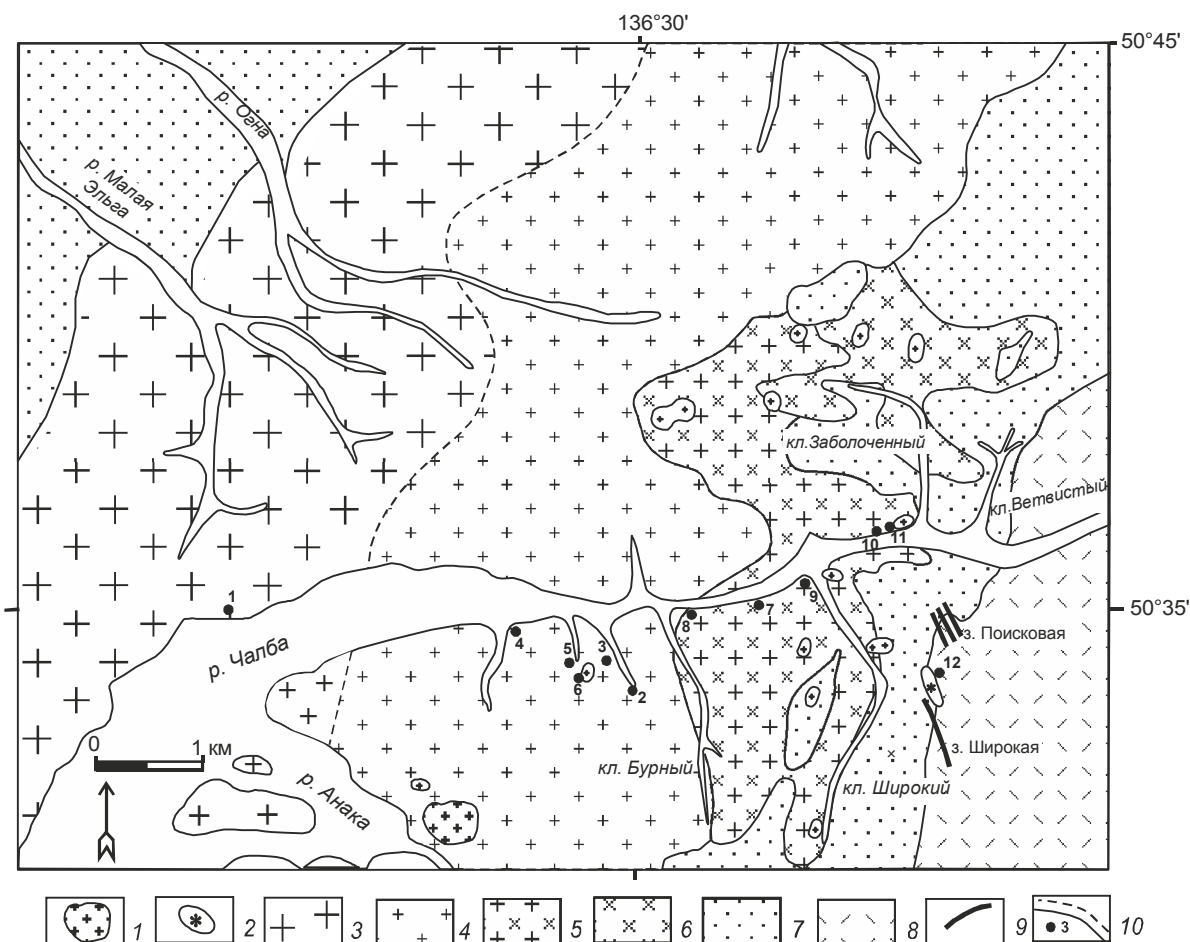


Рис. 2. Геологическая схема Чалбинского массива.

1 – мелкозернистые лейкократовые с биотитом граниты даек и штоков; 2 – дайка турмалиновых гранитов; 3 – крупнозернистые биотитовые граниты; 4 – то же порфиоровидные с роговой обманкой; 5 – среднезернистые пироксенсодержащие монцограниты; 6 – монцодиориты (гранодиориты); 7 – терригенные породы, преимущественно песчаники; 8 – риолиты, их туфы и туфоконгломераты холдаминской толщи; 9 – зоны оловянной миерализации; 10 – геологические границы (пунктир – фациальные) и места отбора проб (номера по табл. 1).

характерных для разных фаз. Постоянным остается также состав биотита и почти не изменяется состав плагиоклаза. Все это позволяет считать такие границы фаціальными.

Состав биотитовых гранитов достаточно прост и однообразен: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц – в лейкократовой части, биотит, роговая обманка – в темноцветной. Акцессорные минералы представлены ортитом, апатитом, цирконом, монацитом, рутилом. Реже встречаются магнетит и сфен. Все акцессорные минералы установлены в прозрачных шлифах и выделены из раздробленных образцов. Кроме того, при минералогическом исследовании шлихов, отмытых из дресвы разрушаемых гранитов, обнаружены торит, фергусонит, гранат, шеелит, касситерит, ильменит. Вторичные минералы представлены турмалином, хлоритом, серицитом, лейкоксеном. Структура пород гипидиоморфнозернистая, гранитовая с различной степенью идиоморфизма плагиоклаза по отношению к кварцу и калишпату. В большинстве случаев прослеживается последовательный ряд идиоморфизма минералов: роговая обманка, биотит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, хотя идиоморфными иногда являются кристаллы кварца и ксеноморфными – выделения биотита.

Плагиоклаз образует средне-крупнотаблитчатые выделения и слагает 20–25 % объема породы. Для шлировых выделений, где плагиоклаз более мелкозернистый и основной, доля его возрастает до 50 %. Преобладают в крупнозернистых гранитах незональные кристаллы плагиоклаза с содержанием анортита (An) около 30 %. Реже встречаются кристаллы, в которых выделяется ядро (40–45 % An) и одна-две зоны, содержание анортита в которых последовательно снижается. Прямая зональность зерен плагиоклаза, отсутствие резких границ между зонами свидетельствуют об относительно спокойном и направленном развитии магматического процесса. Более высокая (до 47 % An) основность плагиоклазов порфиroidных гранитов, особенно в порфиroidных выделениях, вероятно, является следствием более ранней кристаллизации этих пород в сравнении с равномерно-крупнозернистыми. Мирмекитовые структуры развиты повсеместно. Слабая постмагматическая альбитизация проявлена образованием каемок альбита вокруг зерен плагиоклаза и вростков (пертиты замещения) в кристаллах калиевого полевого шпата.

Калиевый полевой шпат слагает 40–45 % объема породы, присутствуя в основной массе и в порфиroidных выделениях. Наблюдения фиксируют признаки, позволяющие предполагать наличие разных ге-

нераций калиевого полевого шпата: 1) в составе породы присутствуют ортоклаз и микроклин; 2) по отношению к окружающим минералам зерна калиевого полевого шпата то резко ксеноморфны, то обнаруживают высокую степень идиоморфизма (особенно феннокристы); 3) включения ранних минералов отмечаются в отдельных зернах, а иногда даже в определенных зонах зерен калиевого полевого шпата.

Широко развиты пертиты распада. Пегматоидные срастания с кварцем редки и обычно связаны с наличием ксенолитов или даек мелкозернистых гранитов.

Кварц завершает магматическую стадию формирования породы и частично является образованием постмагматическим, что четко фиксируется по его взаимоотношению с другими минералами. Зерна кварца имеют слабоволнистое угасание и иногда разбиты трещинами, выполненными турмалином, хлоритом, что свидетельствует о слабом метаморфизме пород. Содержание его в породе колеблется от 10 до 40 %, составляя в среднем 30 %.

Роговая обманка присутствует в количестве до 2 % и представлена обыкновенной роговой обманкой и роговой обманкой гастингсит-феррогастингситового типа. Последняя преобладает в шлирах (автолитах, по [20]).

Биотит в крупнозернистых и порфиroidных гранитах Чалбинского массива содержится в количестве 6–7 %. Оптические и аналитические исследования фиксируют его железистость на уровне 65–68 % в основной массе гранитов и 70–72 % – в шлирах. Глиноземистость биотитов нормальная, в некоторых случаях пониженная, и по отношению Si/Al и (Mg + Fe)/Al [14] они располагаются преимущественно в поле III – “нормальных гранитов” [6]. Содержание титана, в основном, составляет около 4 %.

Среднезернистые роговообманково-биотитовые с пироксеном граниты (далее – пироксеновые или пироксеносодержащие) выделены в виде обособленного интрузива в восточной приконтактной зоне Чалбинского массива (рис. 1). Локализация их, как это можно предполагать, в значительной степени определялась влиянием Сектахского разлома, магмоконтролирующая роль которого особенно отчетливо проявилась на ранней стадии формирования магматической ассоциации района. Отсутствие наблюдений непосредственного контакта между описываемыми породами и основной разновидностью – крупнозернистыми биотитовыми гранитами, наличие с одной стороны постепенного перехода между ними, а с другой – наблюдаемая по свалам резкая смена – причины существования различных точек зрения на

их происхождение. Одни исследователи [15, 17, 18] считали пироксеносодержащие граниты результатом ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород, другие [10] – продуктом ее дифференциации.

Незначительно отличаясь от крупнозернистых биотитовых гранитов по химическому составу, пироксеновые граниты обнаруживают с ними весьма характерные минералогические различия. Прежде всего, это присутствие пироксена, который ни в шлифах, ни в пробах-протоколках не зафиксирован в крупнозернистых биотитовых гранитах, и своеобразие составов таких высокоинформативных минералов, как плагиоклаз, биотит, роговая обманка.

Плагиоклаз составляет от 25 до 50 % объема породы. Зерна размером от 0.5–0.7 мм до 1.5 см резко зональные, полисинтетически или сложно сдвойникованные. Центральные части их сложены лабрадором (№ 50–60), а краевые – андезином, андезин-олигоклазом. В ядрах порфиновых выделений часто присутствуют реликты плагиоклаза еще более высокой основности (до 75 % An). Почти повсеместно наблюдается узкая альбитовая кайма.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, редко нерешетчатым микроклином, слагающими до 30 % объема породы. Возможно, что микроклин появляется вблизи контактов с мелкозернистыми гранитами либо пегматитами – образованиями, в которых он является основной разновидностью. Широко развиты пертитовые структуры.

Кварц (до 30 % объема породы) является наиболее поздним минералом и иногда образует микропегматитовые сростания с калиевым полевым шпатом, что характерно для гранитоидов силинского комплекса.

Пироксен содержится в количестве до 2.5 % и представлен моноклинной и ромбической разновидностями, при преобладании первой (10:1). По данным оптических и микронзондовых исследований, моноклинный пироксен принадлежит ряду авгита-ферроавгита с железистостью около 40 %, а ромбический – гиперстен-бронзит с железистостью около 55 %. В шлифах наблюдается замещение пироксенов роговой обманкой затем биотитом, а иногда – непосредственно биотитом, что указывает на высокий потенциал калия при кристаллизации породы [13]. Из особенностей химического состава пироксенов отметим незначительное (0.2–0.6 %) содержание оксида титана и повышенное (до 1.3 %) – марганца, что может указывать на относительно низкую температуру их кристаллизации.

Роговая обманка замещает пироксен и образует сростки с биотитом. Выделения ее ксеноморфны по

отношению к плагиоклазу. По оптическим константам и данным химического анализа она отличается от роговой обманки крупнозернистых биотитовых гранитов пониженным содержанием железа, повышенным – магния и, соответственно, более низкой (45–51 %) железистостью.

Биотит при среднем содержании 6–7 % распределен в породе весьма неравномерно. В сравнении с биотитом крупнозернистых гранитов в нем значительно (10–12 % против 6–8%) повышено содержание оксидов магния и, в меньшей мере, алюминия, а также понижено примерно на 4.5 % содержание оксидов железа. Общая железистость биотита фиксируется, в основном, на уровне 50–55 %, а на диаграмме Si/Al – (Mg + Fe)/Al они располагаются в полях III –VI – нормальные и субщелочные граниты. По содержанию оксида титана биотит пироксеносодержащих гранитов аналогичен биотиту вышеописанных крупнозернистых.

Минеральный состав акцессорной части такой же, как и в крупнозернистых гранитах, но содержание акцессориев здесь меньше. Более 50 % акцессорных минералов концентрируется в виде включений в биотите. Характерно присутствие ортита с розовой окраской, обычного для гранитоидов центральной части района (силинский комплекс).

В каждом из рассмотренных типов гранитов Чалбинского массива присутствуют дайки, очень редко штоки, поздних мелкозернистых разновидностей. При этом в ареале крупнозернистых биотитовых гранитов преобладают дайки биотитсодержащих разновидностей, а в ареале гранитов пироксеносодержащих – аплиты с биотитом и иногда с “игольчатым” амфиболом. Здесь же обнаружены единичные дайки, темноцветная часть которых представлена ассоциацией биотита с турмалином.

Наиболее существенные различия химического состава крупнозернистых биотитовых и среднезернистых пироксеносодержащих гранитов Чалбинского массива фиксируются более высокой агпаитностью первых (0.74 против 0.60), при более высокой калиевости – вторых. При этом последнее обусловлено пониженным содержанием натрия, что является типоморфным признаком пород, объединяемых в силинский вулcano-плутонический комплекс. Этот признак, а также отмеченные выше особенности состава плагиоклазов, биотитов, существенные различия содержания сидерофильных элементов в породах и породообразующих биотитах были основными аргументами в обосновании принадлежности описываемых гранитов к разным комплексам и, соответственно, гетерогенности Чалбинского массива:

крупнозернистых биотитовых – к чалбинскому риолит-гранитному, среднезернистых пироксенсодержащих – к силинскому андезит-монцодиорит-(монцо) гранитному [5].

Еще одним аргументом было установленное по данным калий-аргонового датирования различие возраста пироксенсодержащих (94 млн лет) и крупнозернистых биотитовых (90 млн лет) гранитов [6].

МЕТОДОЛОГИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В целом, исследованность рассматриваемых гранитов в отношении содержания и распределения в них породообразующих оксидов и примесей сидерофильных и профилирующих для района рудообразующих элементов такова, что дополнительные работы в этом направлении вряд ли целесообразны. Более информативными могут быть данные о распределении в гранитах массива мало исследовавшихся ранее редких щелочей и редкоземельных элементов. Такое исследование оправдано еще и потому, что пироксенсодержащие (ранние) граниты Чалбинского массива повсеместно обнаруживают следы слабого постмагматического преобразования, в котором редкие и редкоземельные элементы, по мнению специалистов, более устойчивы в сравнении с основными компонентами.

Аналитическое исследование проводилось по 12 образцам (табл. 1), отобраным из чалбинских (1–6) и силинских (7–12) гранитоидов (рис. 1).

Положение на классификационной диаграмме (рис. 3) показывает, что все они представляют группу гранитов-лейкогранитов нормальной или слабо пониженной щелочности. Последнее подтверждается локализацией фигуративных точек всех 12 образцов на диаграмме по [24] в поле щелочно-известковых серий (рис. 4). Различие рассматриваемых гранитов, предположительно относящихся к разным комплексам, фиксируется смещением точек пироксенсодержащих разновидностей к границе щелочно-известковых и известковых серий, а крупнозернистых биотитовых – щелочно-известковых и известково-щелочных. В то же время, по составу биотита отмечается незначительное повышение щелочности пироксенсодержащих (силинских) гранитов Чалбинского массива в сравнении с крупнозернистыми (чалбинскими) [7].

По соотношению калия и натрия исследуемые граниты близки и характеризуются как калиевые (рис. 5). Тем не менее, калиевость, особенно с учетом направления трендов, более отчетливо проявлена для пироксенсодержащих гранитов и их дифференциатов.

Результаты исследования образцов (табл. 1) показывают, что содержания рубидия и стронция в гранитах Чалбинского массива относительно слабо дифференцированы. В соответствии со средними

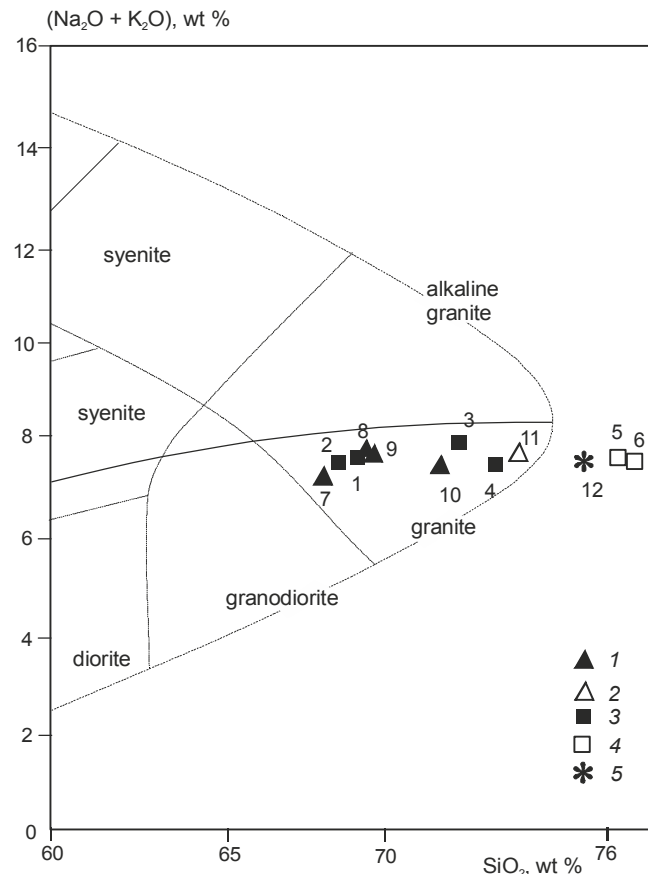


Рис. 3. Положение фигуративных точек исследованных образцов на диаграмме классификации магматических пород по [30].

1 – пироксенсодержащие граниты, 2 – мелкозернистые лейкократовые с биотитом граниты в пироксенсодержащих, 3 – крупнозернистые биотитовые, иногда с роговой обманкой граниты, 4 – мелкозернистые лейкократовые с биотитом граниты в крупнозернистых, 5 – турмалиновые граниты. Здесь и далее номера точек в соответствии с табл. 1.

Примечание к табл. 1. Аналитическое исследование выполнено в лабораториях исследовательского центра ДВГИ ДВО РАН с использованием методов ICP-MS, РСФА и атомной абсорбции. Оксиды и фтор – в весовых процентах, элементы – в г/т. 1–3 – крупнозернистые (1) и порфировидные (2, 3) биотитовые граниты; 4–6 – мелкозернистые лейкократовые с биотитом граниты в крупнозернистых; 7–10 – среднезернистые пироксенсодержащие монцограниты; 11 – мелкозернистые лейкократовые с биотитом граниты в пироксеновых; 12 – турмалиновый гранит (сумма дана с учетом содержания V_2O_5 – 1.2%) Привязка – см. рис. 2.

Таблица 1. Химический состав представительных образцов (проб) гранитоидов Чалбинского массива.

Компонент	8234	ЧГ-469	ЧГ-467	ВГ-39	ВГ-43	ВГ-46	ЧГ-333	ЧГ-332	ЧГ-334	ЧГ-29а	ЧГ-29-б	ЧГ-539
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	68.75	68.26	71.69	73.03	76.46	76.84	67.65	69.34	69.91	71.43	73.33	75.70
TiO ₂	0.48	0.68	0.30	0.21	0.09	0.09	0.44	0.33	0.34	0.37	0.27	0.14
Al ₂ O ₃	14.38	14.21	13.67	13.1	12.00	11.51	13.81	14.21	13.63	13.61	13.06	12.50
Fe ₂ O ₃	1.77	1.18	1.50	2.45	0.95	1.11	1.52	2.23	0.95	0.44	0.37	0.54
FeO	2.68	2.80	2.00	1.01	1.04	1.08	2.94	1.78	3.08	2.34	1.57	0.25
MnO	0.08	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.09	0.07	0.06	0.05	0.03	0.01
MgO	1.02	1.29	0.42	0.44	0.31	0.22	1.64	1.28	1.64	1.26	0.76	0.43
CaO	2.41	2.70	1.72	1.04	0.61	0.80	3.64	2.39	2.46	2.27	1.50	1.21
Na ₂ O	3.19	3.42	2.93	3.00	2.80	2.82	2.82	3.25	2.86	2.75	2.47	2.23
K ₂ O	4.40	4.00	4.96	4.47	4.95	4.91	4.41	4.58	4.61	4.55	5.27	5.27
H ₂ O + ппп	0.56	0.78	0.33	1.05	0.34	0.37	0.48	0.50	0.17	0.47	0.96	0.45
F	0.12	0.09	0.09	0.06	0.03	0.02	0.10	0.12	0.14	0.07	0.15	0.04
Сумма	99.84	99.34	99.54	99.70	99.63	99.82	99.80	100.08	99.90	99.65	99.59	99.97
Rb	207	230	206	198	216	202	205	213	200	201	214	165
Sr	186	163	128	128	63	57	190	174	182	140	42	156
Ba	503	419	372	362	89	76	550	518	406	480	150	430
Nb	29	30	24	20	16	16	20	18	18	15	10	12
Y	40	30	34	31	4	8	40	38	35	28	10	13
Zr	110	109	102	89	76	69	100	104	102	130	90	72
Ni	19	15	19	14	13	14	13	11	12	17	1	13
Co	12	11	6	5	-	-	5	5	6	5	1	3
Cr	36	37	12	12	11	-	58	58	50	41	52	37
V	76	57	37	48	7	9	41	53	56	48	5	20
Cu	15	14	9	12	13	20	11	33	36	22	3	35
Sn	4	18	30	7	4	5	11	16	13	19	2	8
Pb	34	50	10	21	19	24	55	73	62	22	25	21
Zn	65	62	40	≤30	-	30	47	63	26	20	23	27
B	14	20	20	35	12	18	45	27	20	79	100	4092
La	37.10	39.10	41.40	32,76	31,00	32,92		34,0	31,52	25.99	64.72	5.07
Ce	76.80	82.90	81.30	74,79	49,32	59,07		69,4	65,08	57.70	157.20	11.42
Pr	8.57	8.34	8.60	7,05	5,79	6,17		7,64	6,92	6.29	12.16	1.18
Nd	28.90	27.30	28.30	23,75	17,02	18,26		24,5	23,08	24.25	38.21	3.99
Sm	5.47	4.86	5.26	4,18	2,09	2,27		4,38	4,10	5.20	5.09	0.77
Eu	0.71	0.49	0.65	0,47	0,24	0,26		0,59	0,55	0.48	0.26	0.55
Gd	4.92	4.1	4.57	3,73	1,25	1,40		4,01	3,57	4.96	3.19	0.74
Tb	0.76	0.66	0.72	0,63	0,16	0,21		0,63	0,60	0.85	0.45	0.11
Dy	4.82	3.94	4.51	3,88	0,87	1,13		3,85	3,49	5.16	2.26	0.70
Ho	1.02	0.794	0.85	0,81	0,17	0,22		0,81	0,73	1.08	0.46	0.14
Er	3.02	2.31	2.78	2,63	0,63	0,76		2,39	2,27	3.18	1.26	0.47
Tm	0.49	0.37	0.47	0,40	0,09	0,12		0,37	0,33	0.47	0.19	0.08
Yb	3.25	2.46	3.12	2,81	0,87	1,11		2,47	2,32	3.17	1.28	0.64
Lu	0.50	0.35	0.45	0,41	0,15	0,20		0,38	0,35	0.45	0.21	0.09
∑	176.33	177.98	182.98	158,3	109,65	124,1		155,42	144,91	139.23	286.94	25.95
Eu*	30.84	26.72	29.25	23,49	10,20	11,19		24,87	22,82	30.03	25.21	4.46
Eu _N /Eu*	0.41	0.33	0.33	0,36	0,42	0,41		0,42	0,43	0.28	0.18	2.19
(La/Yb) _N	7.75	10.80	9.01	7,92	24,21	20,15		9,35	9,23	5.57	34.35	5.37
U	2.58	2.50		5,19	4,63	6,01		2,07	5,19	2.23	3.97	4.43
Th	23.70	18.60		44,14	42,65	52,32		19,70	20,40	22.79	47.26	27.38
K/Rb	180	144	200	187	190	202	179	178	191	188	204	265
Rb/Sr	1.11	1.41	1.61	1.55	3.43	3.54	1.08	1.22	1.10	1.44	5.10	1.06
Rb/Ba	0.41	0.55	0.56	0.55	2.43	2.66	0.37	0.41	0.49	0.42	1.42	0.38

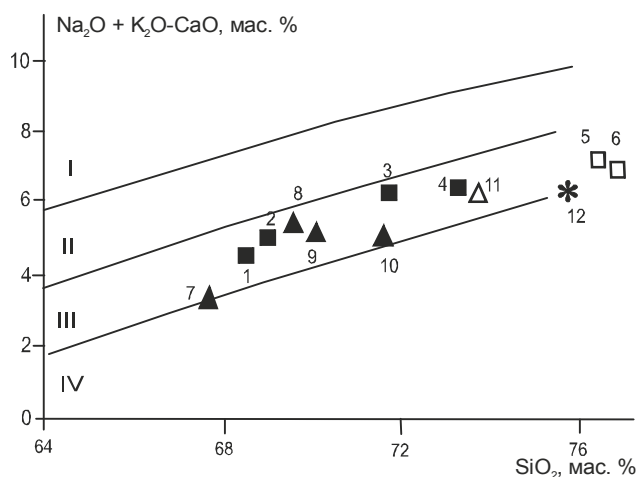


Рис. 4. Положение фигуративных точек исследованных образцов на диаграмме разделения серий по [24].

Поля серий: I – щелочные, II – известково-щелочные, III – щелочно-известковые, IV – известковые. Условные обозначения на рис. 3.

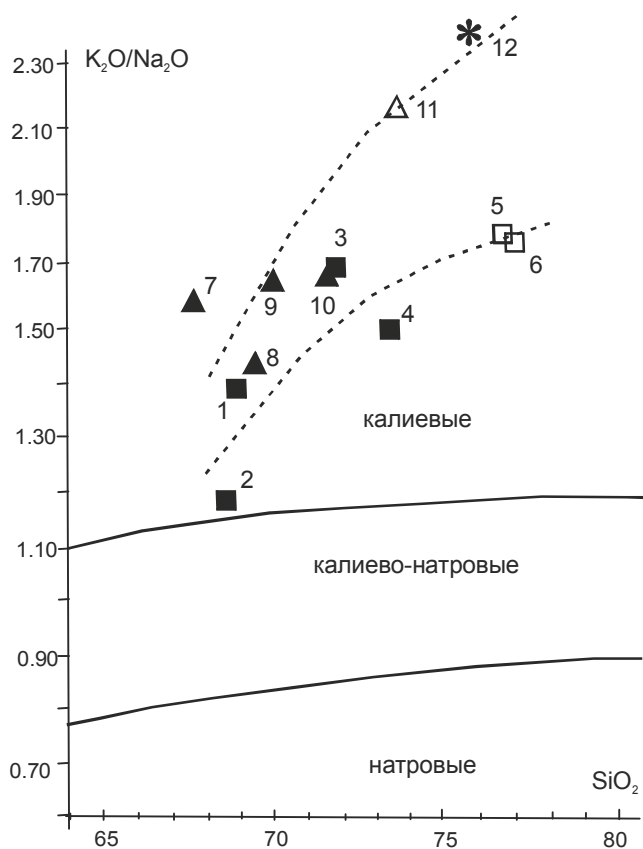


Рис. 5. Диаграмма соотношения оксидов калия и натрия в исследованных образцах.

Пунктир – предполагаемые тренды. Условные обозначения на рис. 3.

для I, S и A типов [29], они характеризуют крупнозернистые биотитовые граниты массива как S-тип, а среднезернистые пироксенсодержащие – как “переходный” I-S-тип. В то же время, диаграмма NK/A-A/CNK фиксирует принадлежность пироксенсодержащих гранитов к I – типу, а биотитовых – к типу “переходному” (рис. 6). В лейкократовых гранитах поздних даек и штоков значительно понижается содержание стронция, и по этому признаку они сопоставимы с гранитами A-типа.

С использованием тройной диаграммы классификации гранитоидов по соотношению Rb-Ba-Sr гранитоиды Чалбинского массива могут быть определены как “аномальные граниты”, которые авторами диаграммы [23] рассматриваются метасоматически измененными разновидностями (рис. 7). Последнее, однако, не вполне достоверно, поскольку именно в этом поле располагаются точки средних составов гранитов I и S типов по [29]. В выделенных на этой же диаграмме полях “петрогеохимических типов” гранитоидов [15] исследуемые нами граниты располагаются в поле известково-щелочных (главная фаза) и плюмазитовых (дополнительная фаза) разновидностей. Обратим внимание, что на этой и на ранее использованных диаграммах, где разделяющими признаками были содержания главных петрогенных компонентов, точки гранитов пироксенсодержащих и биотитовых не обособляются, в то время как для гранитов поздних даек они вполне отчетливо обособлены и смещены к полю высокодифференцированных или плюмазитовых лейкогранитов.

Точно так же не образуют отчетливо обособленных ареалов фигуративные точки описываемых гранитов на диаграммах, использующих в качестве дискриминантного признака разных по происхождению

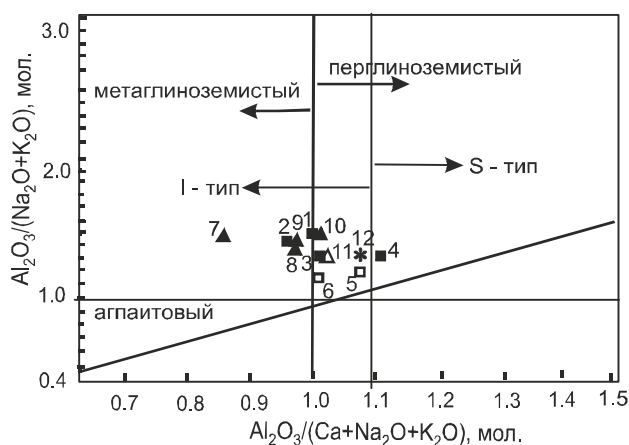


Рис. 6. Положение исследованных образцов на диаграмме классификации магматических пород по [26].

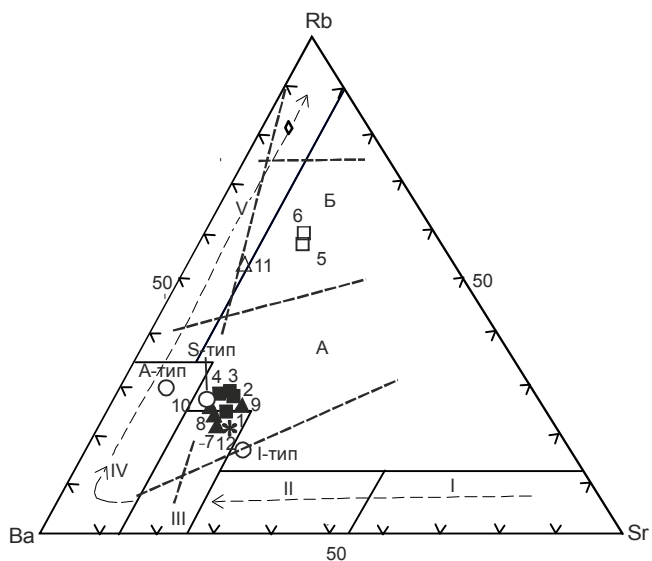


Рис. 7. Положение исследованных образцов на диаграмме типизации магматических пород по содержанию Rb, Ba, Sr [23].

Поля: I – диориты, II – кварцевые диориты и гранодиориты, III – “аномальные” граниты, IV – “нормальные” граниты, V – высокодифференцированные граниты. Пунктиром показан типовой тренд дифференциации, по авторам диаграммы. А – известково-щелочные граниты; Б – плюмазовые лейкограниты.

магматических пород распределение в них Rb и Sr. На диаграмме по Г.Б. Ферштатеру [20] (рис. 8), основная их часть расположена в поле NMKL – андезитовой орогенной и толеитовой повышенной щелочности серий, а на диаграмме по Г. Тишендорфу и В. Пальхену [28] (рис. 9) – в поле гранитов I и S типов континентальной коры. При этом, как I-тип с наибольшей вероятностью определяются пироксенсодержащие разновидности гранитов, а S-тип – крупнозернистые биотитовые.

Как коровые определяются граниты Чалбинского массива по соотношению в исследованных образцах Rb и K_2O при использовании диаграммы по Г.Б. Ферштатеру [20] и как “производные мантийно-коровых расплавов” [8] – на диаграммах по М.Г. Руб [19].

Содержание и распределение редкоземельных элементов в образцах исследуемых гранитов близки (табл. 1 и рис. 10) и в целом соответствуют этим параметрам для гранитов I-типа [11]. Можно лишь говорить о незначительной обогащенности легкими РЗЭ крупнозернистых биотитовых гранитов в сравнении с гранитами пироксенсодержащими и о связанных с этим различиях в суммарном содержании РЗЭ (~ 180 г/т и ~ 150 г/т, соответственно) и в асимметричности их распределения – $(La/Yb)_N$: биотитовые – 7.75–10.80; пироксенсодержащие – 5.57–9.35.

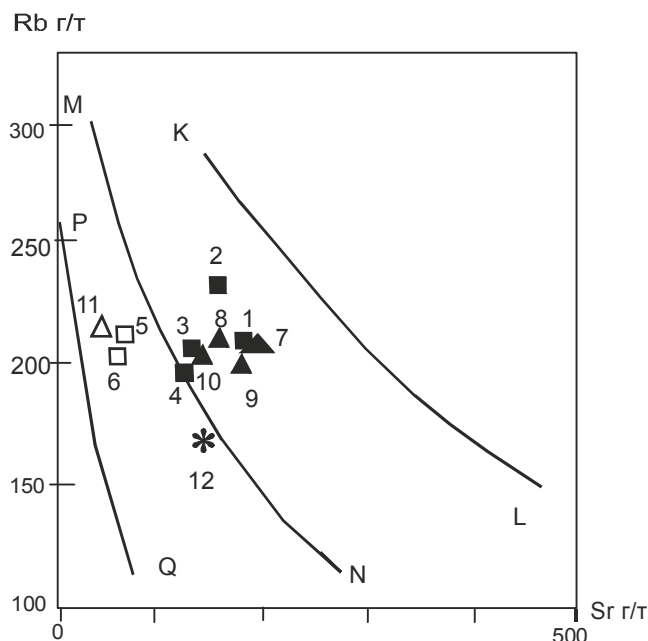


Рис. 8. Положение фигуративных точек исследованных образцов на диаграмме классификации магматических серий по содержанию Rb и Sr.

Выделены поля производных разных магм [20]: QPMN – толеитовой континентальной и островодужной; NMKL – орогенной андезитовой, толеитовой повышенной щелочности; Выше линии LK – латитовой щелочнобазальтовой.

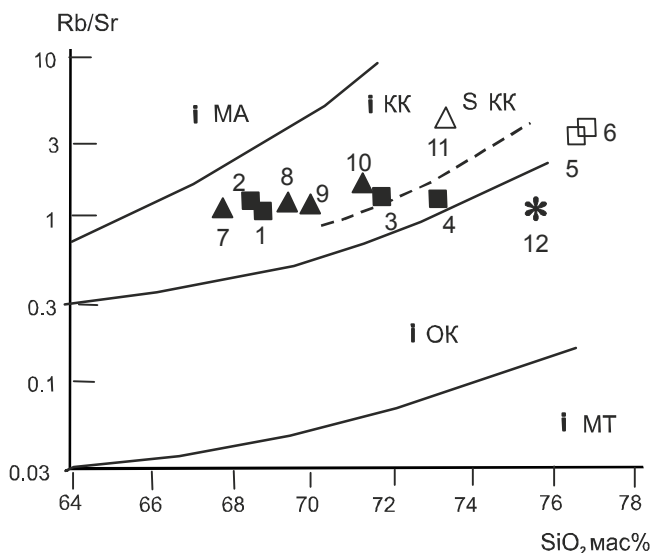


Рис. 9. Положение фигуративных точек исследованных образцов на диаграмме классификации гранитоидов по рубидий-стронциевому отношению.

Выделены поля гранитоидов [28]: I_{KK} – I-типа континентальной коры (пунктир – S-тип); I_{OK} – I-типа океанической коры.

Важным моментом в исследовании особенностей формирования Чалбинского массива, несомненно, является уточнение возраста слагающих его гранитов. От результатов такого исследования в решающей степени зависят представления о месте гранито- и рудообразования Комсомольского оловорудного района в геологической эволюции региона.

Изученность гранитов массива методами изотопной геохронологии достаточно высока. Обобщение имеющихся по этому вопросу данных K-Ar и Rb-Sr изотопии [6, 18] показало, что для крупнозернистых биотитовых гранитов наиболее вероятным является возраст 90.2 ± 2 млн лет, а для среднезернистых пироксенсодержащих – 94.2 ± 2 млн лет.

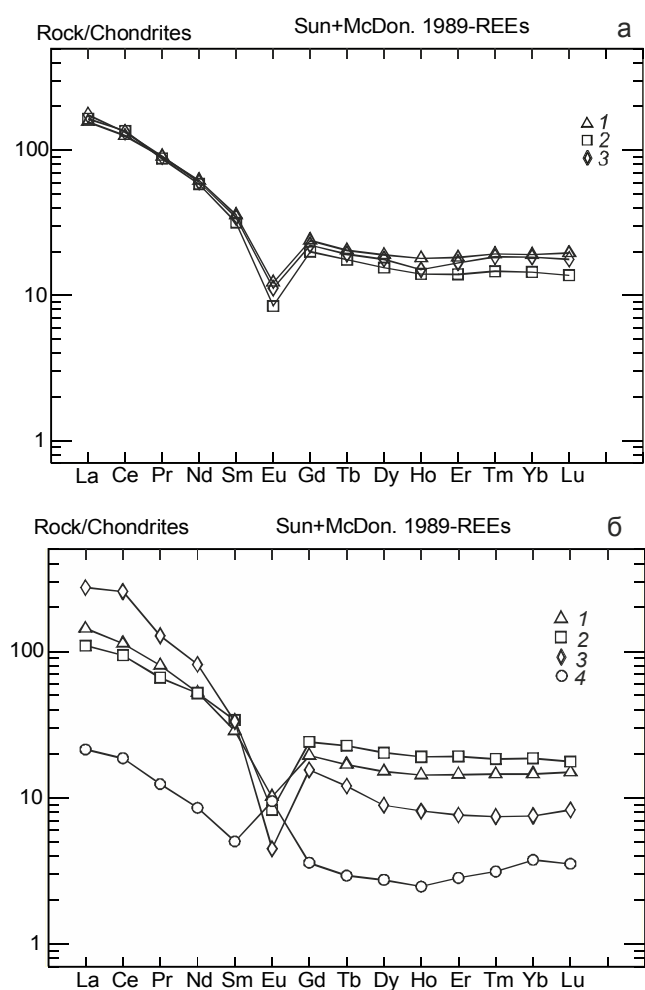


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов в гранитах Чалбинского массива.

Номера точек в соответствии с табл. 1.

а – крупнозернистые биотитовые (1 – 8234; 2 – ЧГ-469; 3 – ЧГ-467). б – среднезернистые пироксенсодержащие (1 – ЧГ-332, 2 – ЧГ-329а) и поздние (дайковые) биотитовые (3 – ЧГ-329 б) и турмалиновые (4 – ЧГ-539).

При подготовке этой статьи в качестве “контрольного” проведено датирование двух основных разновидностей гранитов Чалбинского массива U-Pb методом по циркону (табл. 2, рис. 11). Результаты измерения (22 точки по цирконам каждого типа гранитов) и расчет по ним изотопных отношений показывают высокую степень изотопной гомогенности кристаллов циркона и отсутствие в них ксеногенных включений. При этом цирконы крупнозернистых биотитовых гранитов, в сравнении с цирконами из гранитов пироксенсодержащих, характеризуются более высоким содержанием и более низким отношением содержаний тория и урана. Расчетные (средневзвешенные) значения возраста крупнозернистых

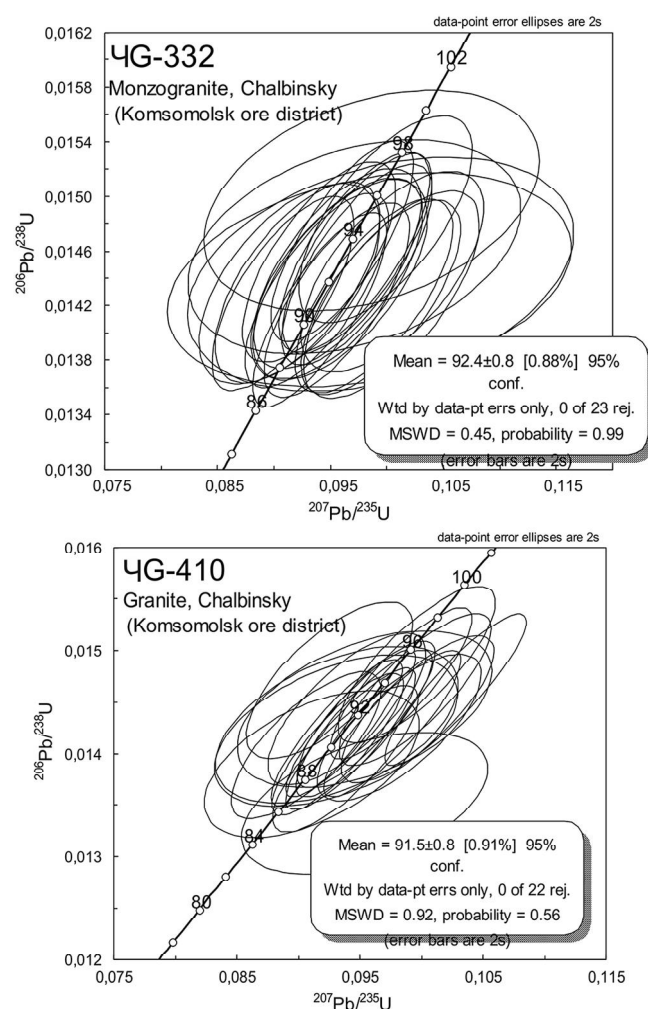


Рис. 11. Результаты геохронометрии цирконов из образцов пироксенсодержащего (ЧГ-332) и крупнозернистого биотитового (ЧГ-410) гранитов Чалбинского массива.

Таблица 2. (Продолжение).

Номера точек анализов	Th ppm	U ppm	Th/U	Отношения изотопов (скорректированы на общий Pb)				Возраст (млн лет)										
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}^2}{^{06}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}}$
ЧГ-410- средневзвешенный возраст = 92.4 ± 0.8 Ма (2σ)																		
ЧГ-410-01	227	179	1.27	0.04562	0.00065	0.093	0.00031	0.00472	0.00011	22	27	90	3	94	2	95	2	2
ЧГ-410-02	637	714	0.89	0.04793	0.00132	0.095	0.00031	0.00458	0.00008	96	63	92	4	92	2	92	2	2
ЧГ-410-03	234	220	1.06	0.04722	0.00061	0.094	0.00030	0.00454	0.00011	60	31	91	2	92	2	92	2	2
ЧГ-410-04	297	216	1.38	0.05000	0.00065	0.098	0.00029	0.00453	0.00011	195	30	95	3	91	2	91	2	2
ЧГ-410-05	259	444	0.58	0.04816	0.00051	0.095	0.00029	0.00473	0.00012	107	25	93	2	92	2	95	2	2
ЧГ-410-06	415	578	0.72	0.04798	0.00049	0.093	0.00028	0.00452	0.00011	98	24	90	2	90	2	91	2	2
ЧГ-410-08	350	325	1.08	0.04877	0.00056	0.094	0.00029	0.00462	0.00012	137	26	91	2	89	2	93	2	2
ЧГ-410-10	491	716	0.69	0.05096	0.00051	0.103	0.00029	0.00479	0.00012	239	23	99	2	94	2	97	2	2
ЧГ-410-11	198	287	0.69	0.04862	0.00057	0.100	0.00031	0.00475	0.00013	130	28	96	2	95	2	96	3	3
ЧГ-410-12	433	575	0.75	0.04837	0.00050	0.095	0.00029	0.00470	0.00013	117	24	92	2	91	2	95	3	3
ЧГ-410-13	743	910	0.82	0.05118	0.00133	0.095	0.00028	0.00426	0.00008	249	61	93	4	87	2	86	2	2
ЧГ-410-14	220	302	0.73	0.05012	0.00057	0.100	0.00029	0.00459	0.00011	201	27	96	2	92	2	93	2	2
ЧГ-410-15	363	559	0.65	0.04955	0.00051	0.098	0.00029	0.00467	0.00011	174	24	95	2	91	2	94	2	2
ЧГ-410-16	373	594	0.63	0.04755	0.00048	0.093	0.00029	0.00455	0.00011	77	24	90	2	91	2	92	2	2
ЧГ-410-17	266	243	1.09	0.04671	0.00059	0.091	0.00029	0.00443	0.00011	34	29	88	2	90	2	89	2	2
ЧГ-410-18	456	701	0.65	0.04753	0.00106	0.091	0.00029	0.00441	0.00008	76	50	89	3	89	2	89	2	2
ЧГ-410-19	164	228	0.72	0.04745	0.00124	0.093	0.00030	0.00452	0.00008	72	59	90	4	91	2	91	2	2
ЧГ-410-20	548	724	0.76	0.04836	0.00048	0.094	0.00028	0.00443	0.00011	117	24	91	2	91	2	89	2	2
ЧГ-410-21	375	500	0.75	0.04857	0.00051	0.098	0.00030	0.00459	0.00012	127	25	95	2	94	2	93	2	2
ЧГ-410-22	554	333	1.66	0.04937	0.00056	0.099	0.00030	0.00440	0.00011	165	26	96	2	94	2	89	2	2
ЧГ-410-23	722	823	0.88	0.04786	0.00048	0.094	0.00029	0.00444	0.00011	92	23	91	2	91	2	90	2	2
ЧГ-410-24	574	732	0.78	0.04729	0.00127	0.093	0.00031	0.00454	0.00009	64	60	90	4	91	2	92	2	2
среднее	404	495	0.87															

Примечание. Жирным шрифтом выделены замеры с совпадением возраста по трем отношениям. Индекс ЧГ соответствует индексу ЧГ в табл. 1. Образец ЧГ-410 аналог образца ЧГ-469 табл. 1.

биотитовых гранитов по этим данным – 91.5 ± 0.8 млн лет и среднезернистых пироксеносодержащих – 92.4 ± 0.8 млн лет, в целом, незначительно отличаются от указанного выше, полученного калий-аргоновым методом по биотитам.

В дополнение к геохронологии цирконов проведено изотопное (К-Аг) датирование гранитоидной ассоциации месторождения Солнечного (рис. 1; табл. 3), граниты которой, как это было показано нами ранее [5], по геохимическим и минералогическим признакам близки пироксеносодержащим гранитам Чалбинского массива и могут быть их генетическим аналогом. Полученные результаты не противоречат установившемуся мнению об аналогичности пироксеносодержащих гранитов (монцогранитов) Чалбинского массива гранитам Солнечного месторождения и принадлежности тех и других к оловоносному силинскому комплексу. Биотит диоритов достоверно фиксирует время его кристаллизации как минерала метаморфогенного и фактически подтверждает возраст гранодиоритов и гранитов. Собственный возраст диоритов, установленный ранее в интервале 98–96 млн лет [6], в нашем исследовании подтверждается датировками по биотиту локализованных в них метасоматических кварц-полевошпатовых жил.

Еще одним свидетельством аналогичности гранитов этих объектов может быть близость возраста оловянного оруденения Солнечного месторождения, определенного Rb-Sr методом по кварцу и адуляру – 84 ± 1 млн лет [22], и месторождения Чалбинского (зона Широкая, рис. 2), датированного по мусковиту (табл. 3).

Исследование рубидий-стронциевой изотопной системы гранитов Чалбинского массива, выполненное нами ранее [8], фиксирует значимое различие на-

чального отношения изотопов стронция для рассматриваемых разновидностей: пироксеновые граниты – 0.70552 ± 0.00085 ; крупнозернистые биотитовые – 0.70630 ± 0.00095 .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Гетерогенность интрузивных массивов предполагает присутствие в них гранитоидов – производных разных магматических очагов. Такому предположению в отношении характеризуемого нами Чалбинского массива, на первый взгляд, противоречат выявленная аналогичность геохимических характеристик и возраста основных разновидностей гранитов массива. Интерпретировать эти результаты исследования можно в модели эволюции единого для гранитов массива магматического очага, обусловленной кристаллизационной дифференциацией или “разрастанием” его с ассимиляцией расплавом вмещающих терригенных пород. Вариантом “разрастания” является модель “миграции магматического очага”, предложенная Э.П. Изохом [10] для объяснения генезиса сложных по составу магматических серий, в том числе – мяо-чанской, которой принадлежит рассматриваемый нами интрузив. Одно из слабых мест в этой модели – недостаточная обоснованность геологических механизмов “перескакивания” очага на разные уровни литосферы в процессе его эволюции. Сегодня в качестве такового можно принять глобальные геодинамические события, определявшие геологическое развитие Восточной Евразии.

Изотопно-геохронологические исследования, в том числе и выполненные нами, фиксируют формирование магматической ассоциации Мяо-Чанской зоны в интервале 120–75 млн лет. В этот период, как показывают современные палеотектонические ре-

Таблица 3. Результаты изотопного (К-Аг) датирования магматических пород и рудоносных образований месторождения “Солнечное”.

№ пробы авт.	Порода	Анализируемый материал	Калий, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ (нг/г) $\pm \sigma$	Возраст, млн лет
ВГ-805	Измененный диорит	Биотит	5.06 ± 0.06	33.41 ± 0.11	93 ± 2.0
38-135с	Гранодиорит	Биотит	7.47 ± 0.08	50.02 ± 0.16	94 ± 2.0
1-175с	Гранит	Биотит	7.38 ± 0.08	49.00 ± 0.15	93.5 ± 2.0
ВГ-811	Аплит с турмалином.	Порода	5.38 ± 0.06	31.7 ± 0.20	83 ± 2.0
ВГ-813	Кварц-полевошпатовая жила	Биотит	7.91 ± 0.08	54.4 ± 0.20	96.5 ± 2.0
КП-3495	в диоритах	Биотит	7.50 ± 0.08	51.4 ± 0.20	96 ± 2.0
ЧГ-205	Оловоносная жила	Мусковит	10.50 ± 0.14	29.47 ± 0.10	85.1 ± 1.7

Примечание. Проба ЧГ-205 отобрана в восточной экзоконтактной зоне Чалбинского массива, исследование выполнено “Kueger Enterprises”, США. Остальные пробы представляют Солнечное месторождение и исследованы в лаборатории изотопных методов ИГЕМ, Москва.

конструкции [2], плита Изаанаги, двигаясь с высокой скоростью (до 30 см в год), меняла направление движения от субмеридионального в апте до северо-восточного в позднем альбе и северо-западного и западного – в сеномане-кампане (99–70 млн лет). В такой эволюции геодинамический режим и, соответственно этому, условия магмообразования (типы магматизма) могли кардинально меняться в короткие промежутки времени. Это приводило к отмиранию одних, зарождению и активизации других, часто сближенных в пространстве и взаимодействующих между собой очагов – очаговых структур. Модель Комсомольской рудно-магматической системы (РМС), учитывающая результаты наших и предшествующих им исследований магматических пород, а также данные по глубинному строению региона и Комсомольского рудного района, была представлена нами ранее [8]. В ней в качестве первопричины особенностей магматической ассоциации предполагалась, прежде всего, локализация магматических очагов на разных уровнях слоистой земной коры и подкоровой мантии и их возможное взаимодействие – синтексис. Пироксеновые граниты Чалбинского массива рассматривались в ней как результат взаимодействия андезитоидной (силинский комплекс) и риолитовой (чалбинский комплекс) магм.

Ныне модель одновременного (параллельного) существования на разных уровнях коры магматических очагов не предполагает обязательную контрастность состава генерируемых ими расплавов. Континентальная кора орогенных поясов, по данным [21], на всю мощность сложена метаморфизованными в разной степени породами терригенного комплекса. В Сихотэ-Алинском регионе, где кора относительно молодая (не древнее раннего мела), а метаморфическое преобразование относительно кратковременное, трудно предполагать ее контрастное и всеобъемлющее вещественное расслоение. Это могло быть одной из предпосылок близости по геохимическим признакам гранитоидов силинского и чалбинского комплексов, первичные магматические очаги которых были индивидуальными и формировались, соответственно, на глубинах ~ 35 км и ~ 17 км [8] (в прежних представлениях – в разной по составу нижней и верхней коре).

Установленная аналогичность трендов распределения РЗЭ в исследованных гранитах и осадочных породах района (табл. 4; рис. 12) может указывать, что именно породы единого для всех уровней коры терригенно-осадочного комплекса были субстратом при формировании магматических очагов. Тем не менее, по более высокому общему содержа-

нию и содержанию легких РЗЭ, а также Th, U, что наиболее отчетливо проявлено для цирконов (табл. 3), крупнозернистые биотитовые граниты

Таблица 4. Элементы-примеси, в том числе РЗЭ, в терригенных породах (г/т).

Компоненты	8493	8508	8536	8537
	1	2	3	4
Ni	27.79	28.17	19.09	18.47
Co	13.96	12.24	6.47	7.42
Cr	75.00	69.20	40.93	40.51
V	122.9	100.2	58.8	57.7
Cu	27.63	33.67	25.39	24.11
Zn	95.50	76.90	56.70	44.40
Sn	6.64	7.41	15.72	13.40
W	2.36	1.34	1.76	3.08
Ga	25.61	23.35	17.74	18.57
Be	3.36	3.31	2.19	1.67
Rb	167.5	114.8	59.60	56.15
Sr	255.9	416.0	367.4	341.7
Ba	692.3	756.3	758.3	669.7
Sc	17.71	16.07	11.13	12.55
Zr	229.8	262.1	249.8	321.5
Hf	6.22	7.20	6.33	8.31
Mo	2.08	0.82	0.72	0.53
Cs	16.63	4.04	1.77	2.54
РЗЭ				
La	43.07	36.20	35.78	32.80
Ce	93.10	77.35	72.45	68.70
Pr	10.43	8.93	8.03	7.89
Nd	38.54	34.33	29.83	28.98
Sm	7.35	6.25	5.15	5.36
Eu	1.50	1.11	1.01	1.16
Gd	6.02	5.54	4.10	4.22
Tb	1.00	0.93	0.67	0.69
Dy	6.12	5.31	3.69	4.17
Ho	1.27	1.05	0.70	0.81
Er	3.46	2.78	2.08	2.42
Tm	0.56	0.42	0.33	0.36
Yb	3.58	2.90	2.24	2.65
Lu	0.52	0.44	0.33	0.36
∑ РЗЭ	216.52	183.54	166.39	160.57
Eu*	39.95	35.03	27.70	28.71
Eu _N /Eu*	0.67	0.66	0.65	0.72
(La/Yb) _N	8.17	8.48	10.25	8.41
Y	31.27	26.72	18.66	21.93
Ta	1.07	1.07	0.74	0.77
Nb	14.82	14.14	8.56	10.22
Pb	24.38	40.45	18.46	13.56
Th	17.13	15.60	10.00	10.33
U	3.28	2.74	1.87	2.27

Примечание. 8493 – алевролит, лев. борт р. Холдами вблизи м-я Фестивального; 8508 – тонкозернистый песчаник (алевропесчаник), там же; 8536, 8537 – правый борт р. Силинки, 2 км к востоку от м-я Солнечного (рис. 1). Анализ ICP-MS выполнен в исследовательском центре ДВГИ ДВО РАН.

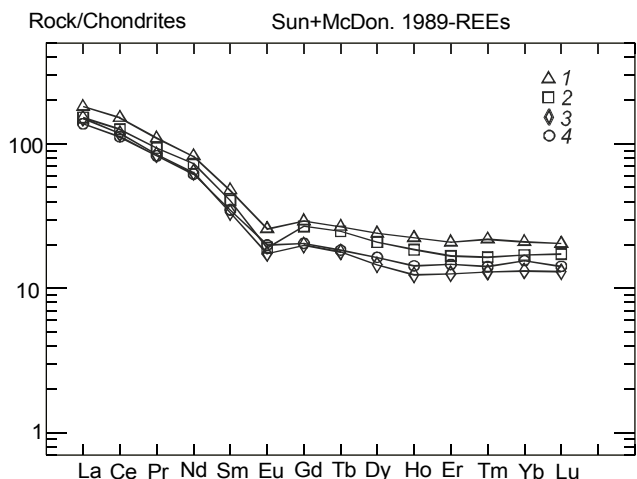


Рис. 12. Распределение редкоземельных элементов в терригенных породах района.

(По данным табл. 4): 1-8433, 2-8508, 3-8536, 4-8537.

Чалбинского массива – образования более сиалические в сравнении с гранитами пироксенсодержащими. Это, вероятно, отражает вещественную неоднородность состава терригенного комплекса (юрская аккреционная призма) и в определенной мере подтверждает представление о том, что слагающие массив граниты – производные разных (разноглубинных) магматических очагов, и он может рассматриваться как гетерогенный.

Результаты изотопной геохронометрии, показывающие близость возраста исследованных гранитов, могут интерпретироваться как свидетельство их фациального соотношения. Однако с такой же вероятностью они могут указывать и на происхождение исследуемых гранитов в связи с интрузиями расплава из разных очагов. Возможность их одновременного существования, как мы показали выше, вполне вероятна, а фиксируемая разными методами разница возраста в 2–4 млн лет достаточна для того, чтобы были последовательно закристаллизованы две порции расплава. Отметим, что сегодня многие исследователи полагают, что кристаллизация гранитоидов и становление интрузивов, в том числе и полихронных, процесс, по геологическим меркам, достаточно кратковременный. Например, Ю.А. Костицын считает, что “время жизни редкометалльного расплава” ограничено сотнями или даже десятками тысяч лет [11]. Подтверждают это предположение результаты выполненного им с коллегами исследования многофазного Рамидского гранитного массива [12]: становление гранитов 2–4 фаз фиксируется в интервале от 40.0 до 39.4 млн лет назад. Ещё более радикальные в этом вопросе А. Снеллинг [27] и Х. Хапперт [25] анало-

гичный временной отрезок считают достаточным для формирования магматического очага, перемещения (интрузии) расплава в верхнюю часть земной коры и кристаллизации гранитов. Показательно, что в предложенной Хаппертом петрологической модели, ключевым элементом является внедрение в земную кору базальтовой магмы. По данным Н.В. Андреевой с коллегами, формирование магаданской габродиорит-гранитной серии в составе одноименного полихронного плутона в Северном Приохотье охватывает временной интервал от 100 до 96 млн лет назад [1].

Рассматривая проблему генезиса пироксеновых гранитов Чалбинского массива, обратим также внимание на локализацию их в зоне влияния северо-западного Сектахского разлома (рис. 1), важнейшая магмо- и рудоконтролирующая роль которого в районе признается всеми исследователями. Большинство из них считают этот разлом более древним в сравнении с разломами северо-восточными, контролирующими распространение в составе массива крупнозернистых биотитовых гранитов. Показательно, что по инициальному отношению изотопов стронция пироксеновые граниты близки локализованным в зоне этого же разлома гранитоидам пурильского комплекса: 0.70552 ± 0.00085 и 0.70499 ± 0.00024 .

Геологическим фактом в пользу принадлежности пироксеновых гранитов массива к силинскому, а не чалбинскому, комплексу является присутствие в северной части сложенного ими тела сильно метаморфизованных и по этой причине не расчлененных и плохо изученных кварцевых диоритов – гранодиоритов (рис. 2). Об этом же может свидетельствовать отсутствие гранитов, аналогичных крупнозернистым биотитовым гранитам Чалбинского массива, в составе интрузивной ассоциации Маглойского магматического ареала, примыкающего с юга к границе Комсомольского района [9], в которой широко представлены аналоги рассматриваемых нами пироксеновых гранитов.

Все вышеизложенное, по нашему мнению, показывает правомерность вывода о гетерогенности и полихронности Чалбинского массива. Совмещенные в нем гранитоиды, по нашему мнению, представляют разные магматические комплексы, принадлежащие одной магматической серии, т.е., как минимум, связаны парагенетически. Это, совместно с другими рассмотренными выше факторами, предопределяет незначительную контрастность их геохимических, в том числе и изотопно-геохимических признаков. Вероятно, решая проблему гетерогенности и полихронности интрузивов, необходимо иметь в виду, что они

могут быть обусловлены разными фазами одного магматического комплекса, разными комплексами одной магматической серии и разными сериями. В зонах активного взаимодействия литосферных плит природа “полихронности” может быть наиболее сложной, особенно при формировании интрузивных массивов в обстановках смены геодинамических режимов развития территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты выполненного исследования показывают, что гетерогенность и полихронность интрузивов не всегда проявляется контрастными различиями геохимических признаков и изотопного возраста совмещенных в них пород. Это в наибольшей мере характерно для массивов, сложенных гранитами, природа которых (эвтектоидные расплавы) существенно ограничивает круг их возможных геохимических различий. В условиях активных континентальных окраин (орогенных поясов), субстратом очагов гранитоидных расплавов выступает относительно молодая и слабо дифференцированная земная кора, что также сглаживает их геохимические различия. В то же время, в силу высокой геодинамической (тектонической) активности, в таких областях с наибольшей вероятностью реализуются петрологические модели, в основе которых – взаимодействие разноуровневой мантии и земной коры. Гетерогенность формирующихся здесь интрузивных массивов наиболее вероятна. Однако она не может быть очевидной из-за часто наблюдаемой “переходности” геохимических признаков магматических пород, обусловленной исходной гетерогенностью магматических очагов (мантия – кора) и их вероятным взаимодействием. Это предъявляет особые требования к проведению в таких регионах петрологических и металлогенических исследований, результаты которых напрямую влияют на достоверность разрабатываемых геодинамических и металлогенических моделей.

Исследование выполнено при поддержке Президиума ДВО РАН (проект 09-III-A-08-400) и РФФИ (проект 11-05-00942-а).

Авторы выражают искреннюю благодарность профессору Бор-Минг Джану (Bor-Ming Jahn; Национальный Университет Тайваня) за содействие в исследовании цирконов и согласие на публикацию результата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева Н.В., Давыдов И.В., Лыськин А.Д. Главный этап интрузивного магматизма Северного Приохотья и его возраст по результатам изотопного датирования // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 175–191.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1971. 335 с.
4. Гоневчук Г.А. Магматические образования Комсомольского района и основные черты их металлоносности: Автореф. дис. ... геол.-минер. наук. Владивосток, 1980. 32 с.
5. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Коростелев П.Г. Гранитоиды Солнечного оловорудного месторождения. // Геология руд. месторождений. 1984. Т. XXVI, № 6. С. 45–52.
6. Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Селтманн Р. Комсомольский рудный район: новые геохимические и изотопно-геохронологические (Rb-Sr) данные // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 76–86.
7. Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г. Особенности генезиса и металлоносности магматических пород Комсомольского рудного района по составам биотитов // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2001. Вып. 2. Ч. 1. С. 120–130.
8. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2002. 207 с.
9. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Состав и генезис интрузивной ассоциации Маглойского магматического ареала (Центральное Приамурье) // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 44–59.
10. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
11. Костицын Ю.А. Накопление редких элементов в гранитах // Природа. 2000. № 1. С. 21–34.
12. Костицын Ю.А., Волков В.Н., Журавлев Д.З. Редкие элементы и эволюция гранитного расплава (на примере Раумидского массива, Ю. Памир) // Геохимия. 2007. № 10. С. 1057–1069.
13. Коржинский Д.С., Францкая Е.В. О “запретной” ассоциации минералов в базальтах Восточных Саян // Докл. АН СССР. 1955. Т. 104, № 2. С. 291–292.
14. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3. С. 20–37.
15. Недашковский В.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия Алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 134 с.
16. Онихимовский В.В. К металлогении олова Приамурья // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. 10. С. 168–174.
17. Руб М.Г., Онихимовский В.В., Бакулин Ю.И. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними постмагматические образования. М., 1962. (Тр. ИГЕМ АН СССР). Вып. 62. 171 с.
18. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулcano-плутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 363 с.
19. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 6. С. 1463–1466.

20. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
21. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.
22. Чугаев А.В., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г. и др. Возраст оловянных руд кварц-турмалин-касситеритового месторождения Солнечное по результатам Rb-Sr датирования кварца и адуляра (Хабаровский край, Россия) // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54, № 3. С. 280–288.
23. Bouseyly A.M. Soukkary A.A. The relations between Rb, Ba and Sr in granitic rocks // Chem. Geol. 1975. N 16. P. 207–219.
24. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Jour. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
25. Huppert H.E., Sparks S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // Jour. Petrol. 1988. V. 29, N. 3. P. 599–624.
26. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.
27. Snelling A., Woodmorappe J. Rapid rocks: granites ... they didn't need millions of years of cooling // Jour. Creation. 1999. N. 21. P. 42–44.
28. Tischendorf G., Palchen W. Zur klassifikation von granitoiden // Geol. Wiss. 1985. V. 13, N 5. P. 615–627.
29. Whalen J.B., Curce K.L., Chappell B.M. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol. 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.
30. Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman. London, 1989.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

G.A. Gonevchuk, V.G. Gonevchuk

Heterogeneity and polychroneity of the Chalba granitoid massif (Komsomolsk ore region, Far East, Russia) in the context of the present notions of the geological structure of the region

The paper deals with the results of the latest geochemical and isotope-geochronological studies of the Chalba Massif, the largest granitoid intrusive of the Myao-Chan volcanic zone of the Khingan-Okhotsk magmatic area. In the limits of the zone the Komsomolsk tin district, the largest in Russia, is defined. This makes the granitoid association to be particularly examined as it displays a close genetic relation with tin mineralization throughout. The investigation and interpretation of the results should clarify a debatable question of the Chalba Massif heterogeneity and its assumed, buried under terrigenous and volcanogenic rocks extension at the best part of the ore district. Isotope geochronology (U/Pb from zircons and K-Ar from biotites and rarely rocks) reveals that two major granitic varieties of the massif - coarse-grained biotite and medium-granular pyroxene-bearing varieties are dated at 94-90 Ma. Their geochemical discrepancies and distribution of rare alkali and REE are not contrasting. All this, in the authors' opinion, can reflect general peculiar features of magmatism of active continental margins.

On the basis of the data obtained the combined occurrence of the Chalba rhyolite-granite and Silinka andesite-monzodiorite-granite complexes in the granitoid massif is justified. The latter is the main tin district.

Key words: granitoids, heterogeneity, presence of tin, continental margin, Komsomolsk ore district, Far East.