

К ВОПРОСУ О МАСШТАБАХ ПАЛЕОЗОЙСКОГО И МЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО
МАГМАТИЗМА И СОСТАВАХ ЕГО ПРОДУКТОВ В ПРЕДЕЛАХ ХИЛОК-ВИТИМСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.Ю. Антонов¹, А.В. Травин^{2,3,4}

¹ФГБУН Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой ба, г. Улан-Удэ; 670047; e-mail: anant@gin.bscnet.ru

²ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. академика Коптюга 3,
г. Новосибирск, 630090; e-mail: travin@igm.nsc.ru

³ФГАОУВО Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, ул. Пирогова, 2,
г. Новосибирск, 630090

⁴ФГАОУВО Томский национальный исследовательский государственный университет, пр-т Ленина 36,
г. Томск, 634050

Поступила в редакцию 5 ноября 2014 г.

На большей части Хилок-Витимского складчатого пояса Центрального Забайкалья изучены наиболее типичные для него гнейсовидные гранитоиды малханского, а также интрузивные гранитоиды даурского и бичурского комплексов, отнесенные на государственной геологической карте к ранне- и позднепалеозойскому возрасту. Получены новые ⁴⁰Ar-³⁹Ar изотопно-хронологические данные, свидетельствующие не о палеозойском, а именно мезозойском возрасте данных образований. Это прямо указывает на значительно более широкое проявление здесь мезозойских гранитоидных образований. Состав и возраст изученных массивов мезозойских гранитоидов не однороден, и по ним намечается вещественная зональность, при которой с запада на восток и на север региона наблюдается их некоторое омоложение (от раннего мезозоя к позднему), а также увеличение их общей щелочности и калиевого содержания при соответствующей редкоэлементной нагрузке. Полученные результаты исследования гранитоидов Хилок-Витимского пояса интерпретируются в рамках модели формирования сводово-купольных структур, обусловленных несколькими этапами активности глубинных термохимических плюмов.

Ключевые слова: гранитоиды, магмы, палеозой, мезозой, ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст, сводово-купольные структуры, плюмы, Забайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование магматических процессов в различных геодинамических обстановках Земли до сих пор является одним из актуальных направлений (целей) мировой геологии, позволяющих оценить характер и причины роста континентальной коры и, в конечном итоге, эволюции Земли. В этом плане представляет интерес изучение эволюции фанерозойского гранитоидного магматизма в пределах Хилок-Витимского складчатого пояса – одного из крупных и весьма сложных с геологической точки зрения районов Центрального Забайкалья. Представления об истории формирования этого района до сих пор дискуссионны и нередко совершенно противоположны.

Изученная нами территория приурочена к Малхан-Яблоновой (Малханской) структурно-формационной зоне каледонской складчатости и является частью географически условно выделенного нами Хилок-Витимского складчатого пояса, протягивающегося вблизи и по направлению течения таких крупных рек Забайкалья, как Хилок и Витим (рис. 1). Основная часть этого пояса располагается в пределах узкой и сильно вытянутой Хилокской зоны центральной части Еравнинского террейна (рис. 1. [18]), по всему простиранию характеризующейся проявлением значительного количества комплексов метаморфических ядер [18]. При этом изучаемый нами участок пространственно совпадает с северо-западной частью зонального мезозойского ареала

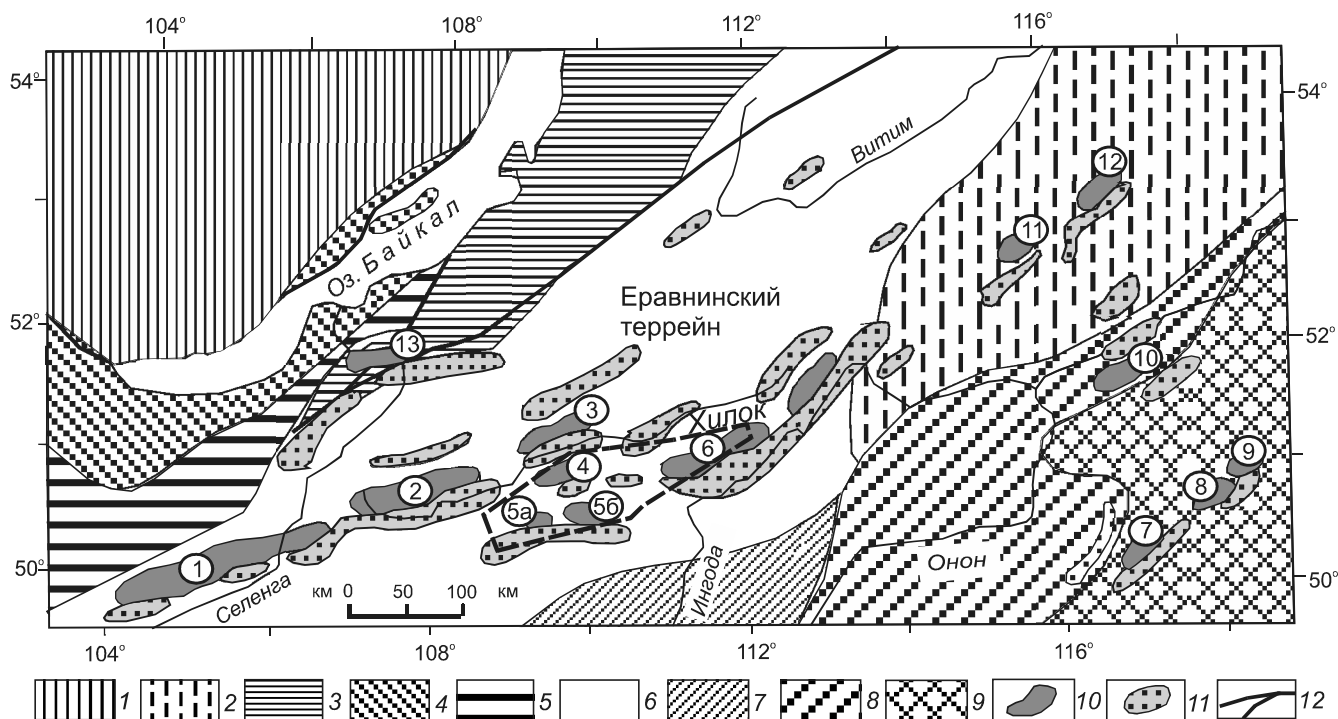


Рис. 1. Схема расположения комплексов метаморфических ядер в структуре Забайкалья, по [14] с добавлениями автора.

1 – плита Сибирского кратона; 2 – Становая зона (фрагмент кратонного террейна, переработанного в раннем мелу); 3–6 – структуры Забайкалья (палеозойской окраины Сибирского континента): венд-кембрийских островодужных террейнов с довендским основанием (3), венд-кембрийского задугового бассейна (4), венд-кембрийских островодужных террейнов с ювенильной корой (5), кембрийско-силурийских островодужных террейнов и задуговых бассейнов (6); 7, 8 – структуры Монголо-Охотского складчатого пояса: островодужные (7), окраинно-морские (8); 9 – Аргунский микроконтинент с докембрийской корой; 10 – комплексы метаморфических ядер; 11 – раннемеловые впадины; 12 – основные разломы.

Цифры в кружках на схеме обозначены конкретные комплексы метаморфических ядер: 1 – Бутулийннурский, 2 – Заганский, 3 – Цаганхунтейский, 4 – Безымянный (Унгойский), 5 – Малханский (5а – Котыйский, 5б – Могзонский), 6 – Яблоновский, 7 – Цаган-Олуевский, 8 – Западно-Кутомарский, 9 – Восточно-Кутомарский, 10 – Борщовочный, 11 – Тунгирский, 12 – Ненюйский, 13 – Селенгинский. Поле, ограниченное пунктирной линией, – район исследований.

с Хентэй-Даурским батолитовым ядром в центре и рифтовыми зонами по его периферии [5]. Хилок-Витимский пояс представляет собой поднятие, ограниченное с севера мезозойскими Хилокской, а с юга – Чикойской и Ингодинской рифтогенными впадинами, которые до недавнего времени рассматривались в качестве западного сегмента Монголо-Охотской сутуры [5]. Данный пояс характеризуется распространением в нем большого количества вулканогенных толщ и комагматичных им пермо-триасовых интрузий Селенгино-Витимского пояса [29, 36, 37]. В его контуры [10] попадает и множество позднепалеозойских магматических образований бичурского и даурского комплексов, а также немалое количество комплексов метаморфических ядер с большим количеством гнейсогранитоидов [23]. Последние [10] обычно относятся к вендско-раннепалеозойскому малханскому комплексу.

Однако, судя по последним данным, в пределах западной части Хилок-Витимского пояса (бурятский

участок, рис. 1) возраст изученных метаморфических ядер (Заганский и Бутулийннурский) оказался позднемезозойским (позднеюрско-раннемеловым [18]). В наиболее же восточной части данного пояса вблизи г. Чита [22] возрастная интервал формирования малханских гнейсогранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, соответствовал 342–249 млн лет, т.е. охватывал период от раннекаменноугольного до раннетриасового времени.

В промежуточной части этой территории (главном объекте нашего исследования), весьма значительной по площади, подобные образования до сих пор рассматривались лишь как вендско-раннепалеозойские. При этом ни изотопно-хронологических, ни геохимических исследований по ним ранее практически не проводилось. Соответственно, оставалось недостаточно понятно, насколько вообще на этой территории развиты продукты тектоно-магматических событий раннепалеозойского, позднепалеозойского и мезозойского возраста.

Исходя из сказанного, основными задачами предлагаемой работы являлось: охарактеризовать вещественный состав и генезис наиболее характерных для центральной части Хилок-Витимского пояса гранитоидных образований, с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования оценить возраст, определить этапы их формирования, а также наметить пути построения геодинамических моделей их происхождения.

В работе использовано около 40 химических силикатных анализов гранитоидов. В этих же породах рентгено-флюоресцентным, спектральным и атомно-абсорбционным методами выполнено ~1.5 тысяч количественных определений на 37 редких и рудных элементов, среди которых F, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Sn, Sb, Zn, Pb, Ni, Co, Cr, V, Cu, Mo, Nb, Zr, Au, As, U, Th, и > 40 полных спектров РЗЭ (АСР-AES с химическим обогащением на активированном угле). Определение состава гранитоидов было проведено в аналитических лабораториях Геологического института СО РАН (ГИН СО РАН). Кроме того, по биотиту из главных типов изученных пород было проведено 6 определений ^{40}Ar - ^{39}Ar возраста с использованием методики ступенчатого прогрева (ИГМ СО РАН).

Материал по гранитоидному магматизму Хилок-Витимской зоны Центрального Забайкалья был собран автором в 2010–2014 гг. в ходе работ с геологами тектонического отряда лаборатории геодинамики ГИН СО РАН.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследования палеозойского гранитоидного магматизма Хилок-Витимской зоны Центрального Забайкалья проводились нами на значительной площади общей протяженностью > 200 км, включая территорию Малханского и Яблонового хребтов. Вся эта территория расположена в Читинской области и полностью находится на территории листа М-49 Государственной геологической карты масштаба 1:500 000. Судя по материалам предшественников [10], данный район весьма сложен в геологическом отношении, т.к. он насыщен самыми разнообразными породами различного генезиса и возраста (рис. 2).

Практически на всей северной части изученной нами территории листа М-49 протягивается орогенный пояс ранне- и позднепалеозойских магматических образований, преимущественно гранитоидных. При этом к раннепалеозойским (в том числе кембрийским) образованиям отнесены почти все весьма широко проявленные здесь гнейсогранитоидные образования. На картах они отнесены к малханскому интрузивному комплексу, сформированному по развитым здесь же гранитизированным метаморфическим образованиям малханского комплекса вендского воз-

раста [10]. К позднепалеозойским (в основном ранне- и позднекаменноугольного возраста) здесь отнесены почти все типично интрузивные гранитоидные образования даурского и бичурского комплексов, часто прорывающие гнейсогранитоиды и проявленные на заметно большей площади как среди раннепалеозойских гранитоидов, так и к югу от них. В южной части района широко проявлены и вулканогенно-осадочные образования, причем не только палеозойского, но и мезозойского возраста. Интрузивные образования мезозойского возраста, судя по [10], проявлены здесь крайне редко и в основном по северному обрамлению пояса раннепалеозойских образований. С другой стороны, немалое количество вулканогенно-осадочных образований мезозойского возраста обнажено в межгорных впадинах области развития ранне- и позднепалеозойских гранитоидов.

С учетом основных задач предлагаемого исследования, хронологическую и геолого-петрографическую характеристику изученных гранитоидов по простиранию Хилок-Витимского пояса наиболее удобно сопоставить в рамках четырех локальных районов их проявления (рис. 2 А, Б, В, Г). Локализация изученных нами палеозойских массивов гранитоидов различных типов, а также точки их геохимического опробования отражены на серии карт (рис. 2).

Гнейсогранитоиды

Проявленные на территории Хилок-Витимского пояса гнейсогранитоиды слагают крупные массивы площадью до 2000–3000 км². В основном эти массивы сопровождаются положительными магнитными и гравитационными аномалиями. Они же конформны купольным складчатым структурам и в различной степени насыщены скиалитами вмещающих пород, переход к которым осуществляется через зоны мигматитов. Наиболее распространены здесь биотитовые гнейсовидные граниты, в меньшей степени – лейкограниты, гранодиориты и кварцевые диориты.

На изученной территории во всех четырех отмеченных участках в разной степени было исследовано 4 массива гнейсогранитоидов. Так, на юго-западе региона (по обоим бортам р. Чикой и ручьям Нижний, Средний и Верхний Шергольдзин, Котый, Маргинтуй) был исследован кварцевый диорит-гранитный комплекс Котыйского массива (рис. 2 А); на северо-западе региона (по обе стороны р. Унго в нижнем ее течении) – лейкограниты Унгойского массива (рис. 2 Б); в центральной части региона, ~ в 95 км к северо-западу от Котыйского массива (между реками Унго и Чикой в районе ручьев Правый и левый Шимбиллик, Заргалик, Блудная, Могзон, Скакунья), – граниты и лейкограниты Могзонского массива (рис. 2 В);

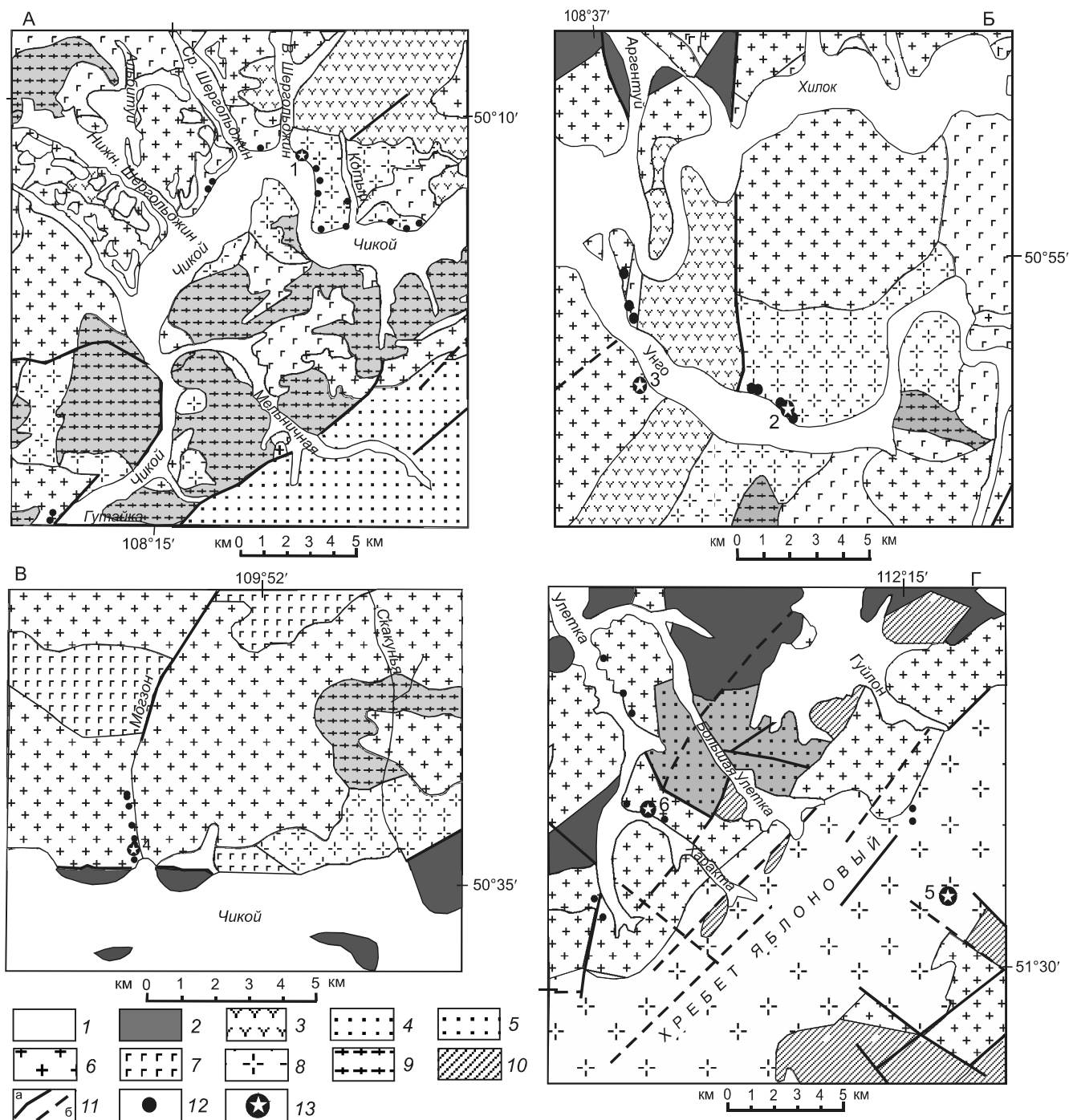


Рис. 2. Геологические карты изученных гранитоидных массивов Хилок-Витимского пояса Западного Забайкалья.

А – юго-западный участок (включающий Котыйский и Гутайский гранитоидные массивы), на основе геологической карты [7], Б – северо-западный участок (гранитоидные массивы по р. Унго), на основе геологической карты [9], В – центральный участок (Могзонский массив), на основе геологической карты [8], Г – северо-восточный участок (Улетовский и Богдаринский массивы), на основе геологической карты [6].

1 – четвертичные отложения; 2 – юрские вулканогенно-осадочные породы нерасчлененные; 3 – пермо-триасовые вулканические образования; 4–6 – позднепалеозойские образования: ортинской свиты (4), куналейской свиты (5), интрузивный гранитоидный комплекс нерасчлененный (6); 7, 8 – раннепалеозойские образования малханского комплекса: габбро и диориты (7), преимущественно гнейсогранитоиды (8); 9 – позднепротерозойские (вендские) метаморфические образования малханского комплекса; 10 – раннепротерозойские метаморфические образования зверевской свиты; 11 – основные разломы: действительные (а), предполагаемые (б); 12 – точки опробования гранитоидов; 13 – точки отбора проб гранитоидов на абсолютный возраст. Цифры на картах соответствуют координатам обобранных проб на возраст: 1 – N 50°08'56.53", E 108°19'54.40"; 2 – N 50°51'37.19", E 108°41'11.74"; 3 – N 50°52'13.04", E 108°39'42.74"; 4 – N 50°35'41.80", E 109°49'21.64"; 5 – N 51°31'33.02", E 112°16'32.27"; 6 – N 51°34'40.65", E 112°04'50.45".

на самом востоке (на перевале Яблонового хребта в 1.5–2 км к востоку от руч. Большая Улетка и ~ в 3 км к югу от руч. Гуйлон) – лейкограниты Улетовского массива (рис. 2 Г).

В основном гранитоиды данного типа (Котыйский, Унгойский, Улетовский массивы) очень неоднородны по текстуре и структуре. Последняя может варьировать от крупно- до среднезернистой. В массивах отсутствуют резкие интрузивные контакты с зонами закалки, а на краях массивов гранитоиды имеют постепенный «расплавчатый» контакт с вмещающими метаморфическими породами. Вблизи с меланократовыми метаморфическими породами как на контактах массива (прежде всего), так и у провесов кровли, гранитоиды имеют наиболее меланократовый состав (от амфибол-биотитовых кварцевых диоритов до биотитовых гранитов) и наиболее гнейсовидный облик. Кроме амфибола и биотита в этих породах проявлены плагиоклаз (зерна не зональны, а также совсем слабо и редко полисинтетически сдвойникованы), калишпат, кварц, магнетит, иногда сфен. Судя по зернистости и гнейсовидности, а также по их типичной аллотриоморфнозернистой или гранобластовой структуре, данные образования близки автохтонным (неперемещенным) гранитоидам, хотя все это требует еще дополнительной петролого-геохимической проверки.

В некоторых случаях, например, в пределах Котыйского массива, по удалению на 1.5–2.0 км от контакта неоднородные гнейсогранитоиды становятся все более лейкократовыми и изменяются до все более однородных и менее гнейсовидных вплоть до полностью однородных амфибол-биотитовых гранодиоритов и биотитовых (с редкими игольчатыми выделениями амфибола) гранитов с магматическими гипидиоморфнозернистыми структурами. В последних кристаллы биотита могут достигать размеров 5×6 мм. Именно подобным породам в изученных массивах обычно соответствовала наиболее высокая степень сохранности, и именно для них по биотиту нами была получена соответствующая раннему этапу триасовая ^{40}Ar - ^{39}Ar датировка. В совокупности описанные свойства в наибольшей степени соответствуют именно автохтонным гранитоидным массивам.

Данные образования нередко прорываются мелкими жилами аплитов и пегматоидов, а иногда дайками мелкозернистых биотитовых лейкогранитов и лейкогранит-порфиров.

Отметим, что выделяемая на геологических картах так называемая первая фаза этих массивов (обычно по их границам), сформированная пироксенитами, габбро, габбродиоритами и диоритами [10], нигде не была обнаружена.

Несколько особняком среди отмеченных образований стоят гнейсогранитоиды Могзонского массива. Так, несмотря на близкую к вышеописанным образованиям гнейсовидность и значительную неоднородность, в них наблюдаются специфические участки, напоминающие по структуре «обломочную» породу. При этом только данные образования характеризуются резкой порфириформностью за счет крупных вкрапленников калишпата размером до 1,5 см по длинной оси. Иногда среди зерен основной массы этих пород выявляются достаточно идиоморфные мелкие зерна амфибола, а также мелкие и средние зерна плагиоклаза. В последних иногда сохраняется, и достаточно четкое, полисинтетическое двойникование и даже (совсем редко) зональность. Только этот массив наиболее часто прорывается жилами аплитов и пегматоидов, а также гранит-порфиров. Особо же отметим то, что некоторые пегматоидные жилы здесь характеризуются прерывистой полосчатостью выделений кварца, полевого шпата и биотита, вытягивающихся параллельно контакту и гнейсовидности вмещающих пород. Кроме того, в них проявлена явно «сдавленная» контактовая зона с отсутствием резкого линейного контакта и проявлением в его районе крайне неоднородной поверхности за счет как бы «вдавливаний» внутрь жилы более «мягкого» полевого шпата и выдавливания более плотного кварца. Все перечисленные признаки позволяют полагать изначально именно магматическое происхождение гнейсогранитоидов Могзонского массива, которые впоследствии претерпели достаточно мощное тектоническое сжатие, на что ранее [14] уже было обращено внимание.

Интрузивные гранитоиды

Гранитоиды интрузивного облика еще более развиты на изученной территории, и их массивы часто находятся в непосредственной близости с соответствующими гнейсогранитоидами. Контакты этих массивов с вмещающими толщами, включая и гнейсогранитоидные образования, часто тектонические, но иногда и типично интрузивные, с характерными зонами закалки и некоторым увеличением меланократовости пород в зонах эндоконтактов. В некоторых случаях в близконтактных зонах массивов проявлено немалое количество округлых, мелко-среднезернистых и меланократовых биотит-кварц-полевошпатовых включений кварцмонцитного состава и с пилотакситовой структурой. Судя по [10], практически все подобные массивы относятся здесь к позднепалеозойским образованиям даурского и бичурского комплексов.

Гранитоиды типично интрузивного облика на изученной территории в разной степени были исследованы только на трех отмеченных ранее участках. Так,

на юго-западе региона, несколько южнее Котыйского массива (по правому борту р. Чикой в районе ручья Гутайка, Большой Жиндокон и Нарымка) исследовались граниты главной интрузивной фазы Гутайского массива (рис. 2 А); на северо-западе региона (нижнее течение р. Унго) – граносиениты и граниты Унгойского массива (рис. 2 Б); на самом восточном участке (между рр. Хилок и Ингода в основном в пределах Яблонового хребта, ручьи Большая Улетка, Хадакта и Богдарин) – кварцевые монзониты, граносиениты и граниты Богдаринского массива (рис. 2 Г).

Все эти породы характеризуются близкими петрографическими свойствами, а именно, средне-крупнозернистыми, нередко порфировидными (за счет вкрапленников калишпата размером до 1.0×1.5 см) и типично магматическими гипидиоморфнозернистыми структурами. Минеральный состав их также почти идентичен и представлен амфиболом, биотитом, плагиоклазом (зерна достаточно идиоморфные, полисинтетически сдвойникованные и часто зональные), калишпатом и аксессуарами (магнетит, апатит, сфен и т.д.). Судя по зернистости и зонам закалки, данные гранитоиды формировались в условиях, наиболее

приближенных к гипабиссальным. Данные образования иногда сопровождалось жилами лейкогранит-аплитов.

Результаты датирования гранитоидов Хилок-Витимского пояса

С помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода ступенчатого прогрева были исследованы на возраст 6 проб биотитов из главных типов гранитоидов Хилок-Витимского пояса. Половина полученных датировок была ранее приведена в [11]. Первичные аналитические данные и все результаты этого датирования приведены нами на рис. 3 и в таблице 1. Как видно из этих представленных материалов, для всех изученных нами образцов в спектре наблюдается четкое плато, на долю которого приходится от 68 до 99 % выделенного ^{39}Ar .

При интерпретации $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок в нашем случае следует учитывать, что формирование большинства изученных типично интрузивных гранитоидов происходило на глубинах гипабиссальной фации. Поэтому остывание гранитоидных магм до температуры закрытия изотопной К/Аг системы в биотите (~ 330 °С) было быстрым. Соответственно, значитель-

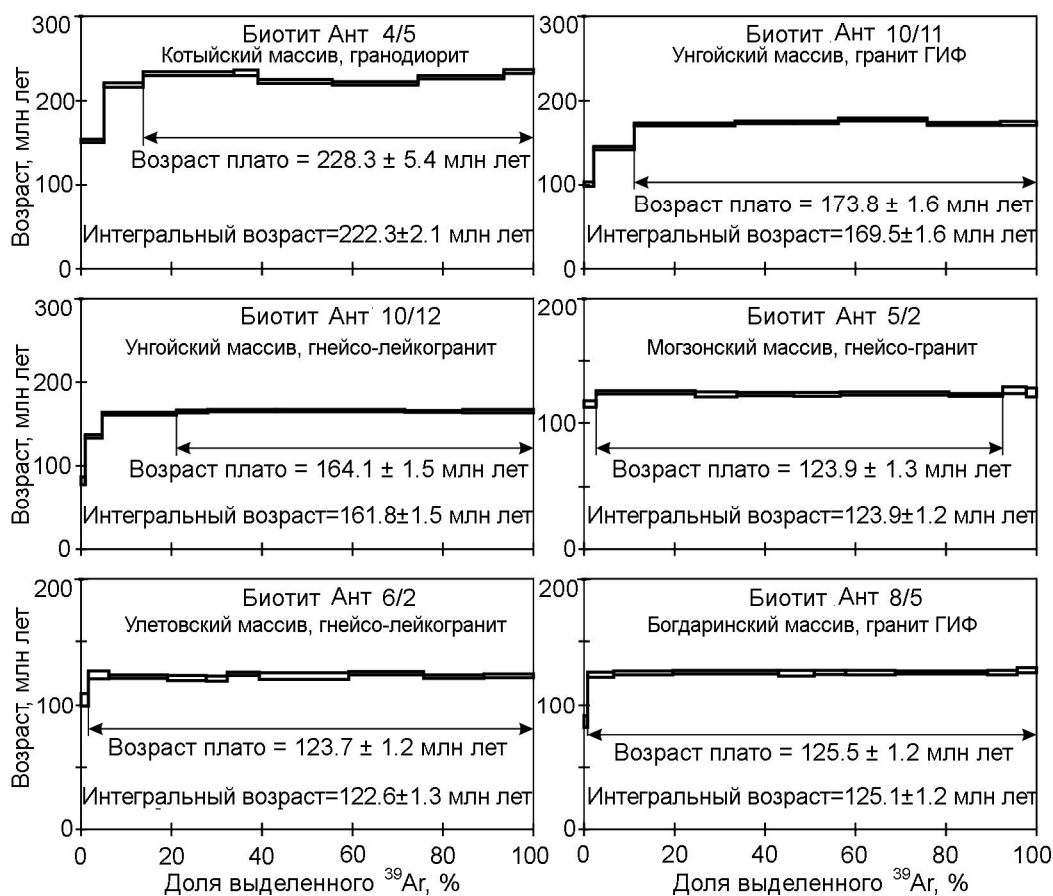


Рис. 3. Возрастные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры биотитов из гранитоидов Хилок-Витимского пояса.

Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования биотитов из гранитоидов Хилок-Витимской зоны.

T (мин)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (СТР)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$	
Котыйский массив, Биотит Ант 4/5, навеска 44.17 мг, J = 0.003840 \pm 0.000039*, плато 650–1130°C, 86.2 % ^{39}Ar , возраст 228.3 \pm 5.4 млн лет														
500	10	116.9·e ⁻⁹	47.015	0.035	0.03138	0.00074	0.0452	0.0116	0.08170	0.00068	0.16	5.2	151.9	2.0
575	10	208.3·e ⁻⁹	49.913	0.037	0.02594	0.00027	0.0224	0.0063	0.05550	0.00063	0.08	13.8	218.4	2.4
650	10	381.2·e ⁻⁹	39.476	0.024	0.01761	0.00017	0.0084	0.0048	0.01268	0.00028	0.03	33.8	232.0	2.3
725	10	100.3·e ⁻⁹	39.631	0.041	0.02065	0.00050	0.0399	0.0096	0.01259	0.00096	0.14	39.1	233.1	2.8
825	10	302.4·e ⁻⁹	38.144	0.022	0.01787	0.00016	0.0305	0.0051	0.01348	0.00041	0.11	55.5	222.4	2.3
925	10	335.2·e ⁻⁹	36.744	0.018	0.01716	0.00011	0.0226	0.0020	0.00992	0.00033	0.08	74.5	220.2	2.2
1025	10	344.0·e ⁻⁹	37.437	0.016	0.01678	0.00018	0.1135	0.0047	0.00823	0.00016	0.41	93.5	227.5	2.2
1130	10	123.0·e ⁻⁹	39.460	0.021	0.01542	0.00035	0.3034	0.0131	0.01111	0.00029	1.09	100.0	234.7	2.3
Унгойский массив, Биотит Ант 10/11, навеска 40.78 мг, J = 0.003692 \pm 0.000036*, плато 700–1130°C, 88.9 % ^{39}Ar , возраст 173.8 \pm 1.6 млн лет														
500	10	44.3·e ⁻⁹	51.4408	0.0697	0.03574	0.00096	0.013	0.189	0.12143	0.00131	0.05	2.2	100.8	2.6
600	10	157.1·e ⁻⁹	45.4328	0.0359	0.02973	0.00034	0.180	0.025	0.07798	0.00067	0.65	11.1	143.3	1.8
700	10	286.6·e ⁻⁹	32.7922	0.0138	0.01972	0.00010	0.088	0.015	0.01952	0.00030	0.32	33.4	171.6	1.7
775	10	151.7·e ⁻⁹	29.7287	0.0070	0.01607	0.00033	0.003	0.037	0.00774	0.00016	0.01	46.5	174.1	1.6
850	10	112.7·e ⁻⁹	29.7136	0.0102	0.01616	0.00031	0.011	0.037	0.00761	0.00020	0.04	56.2	174.2	1.7
950	10	228.6·e ⁻⁹	29.7597	0.0152	0.01588	0.00014	0.079	0.030	0.00595	0.00021	0.28	75.9	177.5	1.7
1040	10	180.3·e ⁻⁹	28.5798	0.0122	0.01608	0.00012	0.113	0.017	0.00490	0.00031	0.41	92.1	172.2	1.7
1130	10	94.0·e ⁻⁹	30.3306	0.0257	0.01623	0.00047	0.338	0.056	0.01050	0.00082	1.22	100.0	172.8	2.2
Унгойский массив, Биотит Ант 10/12, навеска 35.96 мг, J = 0.003660 \pm 0.000035*, плато 775–1130°C, 78.9 % ^{39}Ar , возраст 164.1 \pm 1.5 млн лет														
500	10	18.6·e ⁻⁹	50.1908	0.1477	0.04792	0.00215	0.427	0.355	0.12669	0.00241	1.54	1.0	82.3	4.5
600	10	55.3·e ⁻⁹	38.9487	0.0329	0.02777	0.00092	0.063	0.105	0.06024	0.00079	0.23	4.7	134.5	1.9
700	10	208.9·e ⁻⁹	33.4741	0.0133	0.02021	0.00016	0.010	0.022	0.02713	0.00017	0.04	21.1	160.7	1.5
775	10	76.8·e ⁻⁹	28.8620	0.0123	0.01713	0.00039	0.070	0.046	0.00982	0.00048	0.25	28.1	163.8	1.7
875	10	163.6·e ⁻⁹	28.5283	0.0125	0.01696	0.00027	0.025	0.027	0.00823	0.00021	0.09	43.1	164.6	1.6
975	10	305.2·e ⁻⁹	28.1335	0.0096	0.01639	0.00011	0.017	0.010	0.00687	0.00010	0.06	71.6	164.6	1.5
1050	10	135.6·e ⁻⁹	27.6669	0.0104	0.01569	0.00025	0.106	0.021	0.00601	0.00011	0.38	84.4	163.3	1.5
1130	10	165.2·e ⁻⁹	27.8293	0.0142	0.01575	0.00008	0.028	0.026	0.00608	0.00028	0.10	100.0	164.2	1.6

Примечание. *J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Таблица 1. (Продолжение).

T°C	T (мин)	$^{40}\text{Ar}(\text{STR})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Са/К	$\sum^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст (млн лет)	$\pm 1\sigma$
Могзонский массив, Биопит Ант 5/2, навеска 31.57 мг, J = 0.003811 ± 0.000038*, плато 600–975°C, 89.8 % ^{39}Ar , возраст 123.9 ± 1.3 млн лет														
500	10	30.8·e ⁻⁹	30.8561	0.0450	0.02511	0.00133	0.128	0.034	0.04578	0.00139	0.46	2.7	115.4	2.9
600	10	189.8·e ⁻⁹	23.9634	0.0094	0.01881	0.00010	0.001	0.006	0.01732	0.00023	0.01	24.6	125.1	1.3
650	10	67.7·e ⁻⁹	20.0580	0.0179	0.01674	0.00053	0.024	0.011	0.00494	0.00075	0.09	33.9	123.5	1.9
725	10	89.7·e ⁻⁹	19.8257	0.0110	0.01545	0.00025	0.016	0.005	0.00411	0.00041	0.06	46.3	123.6	1.4
800	10	77.3·e ⁻⁹	20.5005	0.0124	0.01685	0.00035	0.034	0.010	0.00649	0.00047	0.12	56.7	123.4	1.5
900	10	168.9·e ⁻⁹	19.4133	0.0120	0.01546	0.00011	0.008	0.004	0.00245	0.00032	0.03	80.7	124.1	1.3
975	10	82.7·e ⁻⁹	19.1694	0.0096	0.01608	0.00029	0.026	0.009	0.00214	0.00045	0.09	92.6	123.2	1.5
1035	10	37.0·e ⁻⁹	19.7063	0.0266	0.01586	0.00054	0.078	0.024	0.00214	0.00128	0.28	97.7	126.6	2.7
1130	10	18.3·e ⁻⁹	22.2659	0.0416	0.01588	0.00173	0.152	0.040	0.01164	0.00170	0.55	100.0	125.0	3.5
Улетовский массив, Биопит Ант 6/2, навеска 31.13 мг, J = 0.003781 ± 0.000037*, плато 600–1130°C, 98.4 % ^{39}Ar , возраст 123.7 ± 1.2 млн лет														
500	10	15.8·e ⁻⁹	25.1980	0.0771	0.02987	0.00186	0.178	0.178	0.03225	0.00286	0.64	1.6	103.8	5.5
600	10	40.9·e ⁻⁹	23.3618	0.0347	0.01679	0.00134	0.002	0.062	0.01552	0.00143	0.01	6.1	123.7	2.9
700	10	100.1·e ⁻⁹	19.9554	0.0076	0.01595	0.00016	0.052	0.025	0.00482	0.00029	0.19	19.1	122.2	1.3
775	10	64.4·e ⁻⁹	19.3028	0.0144	0.01511	0.00037	0.047	0.043	0.00309	0.00072	0.17	27.7	121.3	1.8
850	10	34.6·e ⁻⁹	19.3643	0.0135	0.01551	0.00020	0.060	0.065	0.00363	0.00061	0.22	32.3	120.6	1.6
950	10	53.8·e ⁻⁹	19.7224	0.0073	0.01567	0.00032	0.037	0.033	0.00285	0.00027	0.13	39.4	124.4	1.3
1010	10	147.0·e ⁻⁹	19.1985	0.0307	0.01552	0.00023	0.039	0.014	0.00197	0.00124	0.14	59.2	122.7	2.6
1060	10	126.7·e ⁻⁹	19.7244	0.0072	0.01576	0.00028	0.037	0.008	0.00253	0.00018	0.13	75.8	125.0	1.2
1070	10	98.1·e ⁻⁹	19.0117	0.0089	0.01619	0.00029	0.014	0.026	0.00158	0.00033	0.05	89.1	122.3	1.3
1130	10	80.5·e ⁻⁹	19.0775	0.0120	0.01448	0.00061	0.005	0.022	0.00153	0.00057	0.02	100.0	122.8	1.6
Богдаринский массив, Биопит Ант 8/5, навеска 31.0 мг, J = 0.003719 ± 0.000036*, плато 600–1130°C, 99.1 % ^{39}Ar , возраст 125.5 ± 1.2 млн лет														
500	10	11.8·e ⁻⁹	37.2306	0.0906	0.03550	0.00493	0.760	0.268	0.08153	0.00240	2.74	0.9	86.1	4.6
600	10	62.7·e ⁻⁹	31.5454	0.0274	0.02395	0.00076	0.081	0.050	0.04215	0.00084	0.29	6.6	123.7	1.9
675	10	122.0·e ⁻⁹	26.5592	0.0160	0.01973	0.00018	0.082	0.016	0.02440	0.00056	0.30	19.6	125.4	1.6
725	10	172.6·e ⁻⁹	20.9793	0.0061	0.01625	0.00022	0.031	0.011	0.00538	0.00017	0.11	43.0	125.6	1.2
775	10	57.2·e ⁻⁹	20.5429	0.0211	0.01365	0.00073	0.003	0.073	0.00432	0.00099	0.01	50.9	124.8	2.2
850	10	52.1·e ⁻⁹	21.5445	0.0121	0.01712	0.00080	0.093	0.048	0.00725	0.00050	0.33	57.8	125.7	1.5
950	10	81.2·e ⁻⁹	21.0836	0.0145	0.01451	0.00116	0.006	0.039	0.00591	0.00058	0.02	68.8	125.3	1.6
1040	10	148.5·e ⁻⁹	20.6334	0.0075	0.01638	0.00009	0.039	0.008	0.00419	0.00004	0.14	89.2	125.6	1.2
1090	10	50.9·e ⁻⁹	21.8926	0.0164	0.01664	0.00026	0.029	0.019	0.00852	0.00065	0.10	95.8	125.5	1.7
1130	10	31.3·e ⁻⁹	21.3324	0.0207	0.01605	0.00184	0.351	0.107	0.00557	0.00085	1.26	100.0	127.5	2.0

ное омоложение этой системы возможно только в случае интенсивного тектоно-термального события, следы которого должны фиксироваться петрографически.

Для изученного нами на значительной территории комплекса гранитоидов, включая выделенные на геологической карте раннепалеозойские гнейсогранитоиды и позднепалеозойские гранитоиды типичных интрузий, получены мезозойские значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста плато (табл. 1, рис. 3). Так, в западной части изученного региона гнейсогранитоиды Котыйского массива (228.3 ± 5.4 млн лет) показали раннемезозойский поздне триасовый возраст. Этот возраст близок возрасту пермо-триасовых вулканических образований этого же района. Соответственно, в данном случае нельзя исключить и несколько более древний возраст формирования этих гранитоидов, изотопная система биотита которых могла быть омоложена в процессе тектонических преобразований и прогрева.

И гнейсолейкограниты, и интрузивные граниты по р. Унго показали согласующиеся среднеюрские значения возраста (161.8 ± 1.5 и 169.5 ± 1.6 млн лет, соответственно). С другой стороны, ассоциация гнейсогранитоидов Улетовского и интрузивных гранитоидов Богдаринского массивов в восточной части региона показала согласующиеся раннемеловые значения возраста (122.6 ± 1.3 и 125 ± 1.2 млн лет, соответственно). Здесь же особо подчеркнем, что в Могзонском массиве, расположенном в центральной части региона, как первично магматические, но затем тектонизированные гранитоиды с гнейсовидной структурой (123.9 ± 1.3 млн лет), так и, судя по данным [13, 14], типично интрузивные гранитоиды (124.0 ± 1.2 – 126.2 ± 1.2) также показали раннемеловой возраст. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что более поздние, достаточно мощные сдавливающие тектонические процессы, проявившиеся в южной части поля распространения гранитоидов этого массива, скорее всего, были близки по времени к формированию гранитоидных массивов либо не привели к существенному омоложению изотопной системы биотита.

Соответственно, в пределах данной территории удалось выявить не только преимущественное распространение именно мезозойских гранитоидов различного генезиса, но и то, что на каждом участке эти мезозойские образования несколько отличаются по возрасту с тенденцией некоторого их омолаживания с юго-запада на север и на северо-восток. Представленные здесь хронологические данные позволяют уже на данном этапе радикально изменить предшествующую геологическую карту и геодинамические представления по всему Хилок-Витимскому поясу, предполагая главенствующее проявление здесь именно мезозойских гранитоидных образований.

Учитывая, что изученный нами Котыйский массив (как и обозначенные на карте некоторые другие подобные массивы) характеризуется наличием непемещенных гнейсовидных фаций, постепенно переходящих в перемещенные (интрузивные), можно полагать, что эти образования, скорее всего, являются следствием одного и того же единого процесса гранитообразования в соответствующее время, т.е. в наибольшей степени соответствуют понятию «автохтонные».

ГЕОХИМИЯ

Как следует из выше представленного материала, а также таблицы 2 и рисунков 4, 5, составы гранитоидов изученных нами массивов достаточно разнообразны.

Гнейсогранитоиды. По соотношению концентраций щелочей [16, 31] гнейсогранитоиды только самой западной части изученной территории (Котыйский массив) в основном соответствуют низкощелочным умереннокалиевым образованиям. В большинстве из них отмечается значительное преобладание окисного железа над закисным при обычно заметно повышенных содержаниях «ппп» (1.00–3.61 %). При этом в районе их непосредственного контакта с субщелочными типично магматическими образованиями, например, вулканитами петропавловской свиты, данные породы (3 пробы, рис. 4) могут быть подвержены некоторым вторичным гидротермальным изменениям, наиболее наглядно выражающимся в появлении в них достаточно высокого содержания хлорита. В соответствии с этим, они могут приобретать несколько повышенную щелочность (до субщелочных образований), содержать несколько повышенные содержания CO_2 и мышьяка, а в некоторых случаях и Au (до 40 мг/т).

Все гнейсогранитоиды других изученных нами массивов (Унгойский, Могзонский и Улетовский) относятся к субщелочным образованиям высококальциевой серии с повышенным содержанием в них литофильных элементов (рис. 4, табл. 2). В сравнении с близковозрастными позднемезозойскими, но типично автохтонными гнейсогранитоидами Станового хребта к востоку [3, 4], в них резко понижены (до в 2–3 раза) содержания Ba, Sr. По этим характеристикам они приближаются к составам гранитов архейских и протерозойских комплексов Алдана и Прибайкалья [24].

В большинстве гнейсогранитоидов Могзонского массива (табл. 2) выявлены наиболее высокие содержания Cs (11–27 г/т), Th (14–18 г/т), Sn (1.7–3.2 г/т), в их наименее кремнеземистых гранитах – повышенные содержания Au (5–6 мг/т), а в лейкогранитах – Mo (6.7 г/т). Подобными свойствами характеризуется

Таблица 2. Средний состав основных типов мезозойских гранитоидов Хилок-Витимской территории Забайкалья.

Адрес	Западная часть региона								
Массив	Котынский массив малханского комплекса					Могзонский массив			
Фация	Гнейсогранитоиды						Дайка	Гнейс	
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	СЩ-УК (1)	СЩ-ВК	НЩ-УК	НЩ-УК	НЩ-НК	СЩ-ВК	Г-НЩ-ВК	Г-НЩ-ВК	СЩ-ВК
n	1	2	5	3	1	6	1	2	1
SiO ₂	60.40	60.85	61.00	65.30	72.20	71.27	75.50	75.25	75.00
TiO ₂	0.84	0.69	0.59	0.43	0.24	0.21	0.01	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	19.00	17.50	17.58	16.70	15.30	14.88	13.90	13.85	14.00
Fe ₂ O ₃	2.49	2.01	3.49	3.17	1.02	1.08	0.42	0.31	0.44
FeO	2.31	3.01	2.05	1.38	0.12	0.95	0.24	0.53	0.37
MnO	0.07	0.09	0.10	0.09	0.03	0.06	0.02	0.04	0.03
MgO	1.68	2.34	2.38	1.61	0.62	0.43	0.06	0.11	0.09
CaO	4.29	3.84	4.58	3.96	1.58	1.60	1.20	1.01	1.36
Na ₂ O	5.63	3.98	4.39	4.12	6.30	3.86	3.33	3.54	3.50
K ₂ O	1.68	3.00	1.57	2.04	0.78	4.39	4.28	4.34	4.56
P ₂ O ₅	0.26	0.16	0.19	0.13	0.09	0.07	< 0.02	< 0.02	< 0.02
ппп	1.35	2.79	1.93	1.28	1.11	0.68	0.47	0.48	0.29
Сумма	100.00	100.26	99.87	100.21	99.39	99.48	99.43	99.52	99.66
CO ₂	< 0.22	0.88	< 0.44	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	0.22	< 0.22
S	< 0.10	< 10	< 10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
F	0.02	0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.02	< 0.01
Li	-	-	11	15	-	-	-	-	-
Rb	21	45	21	31	9	160	140	220	130
Cs	-	-	-	-	-	16	-	36	8
Ba	890	970	750	650	400	640	30	163	270
Sr	890	570	710	580	620	240	55	94	140
Sn	-	-	1.3	-	-	2.4	-	3.0	-
Pb	-	-	-	-	-	20	40	29	36
Zn	50	52	43	39	-	42	13	-	16
Ni	17	26	23	15	9	9	6	-	14
Co	14	16	15	11	2	4	1	11	1
Cr	70	67	91	89	70	92	92	-	-
V	98	110	100	78	16	26	8	2	69
Cu	26	12	24	19	4	7	26	82	11
Mo	-	-	-	-	-	-	6.7	12	6
Au	0.004	0.0025	0.0015	0.001	0.001	0.003	< 0.001	5	-
Nb	7	8	5	6	7	15	14	1.7	-
Zr	170	142	123	101	130	113	56	0.011	0.002
As	-	7	-	-	-	2.3	-	20	8
U	-	-	-	-	-	-	-	41	56
Th	-	-	-	-	-	11	-	-	-
La	24.5	31.4	20.3	27.8	24.8	37.0	1.7	5.2	1.7
Ce	62.0	68.1	44.1	55.0	51.1	82.2	14.5	20.8	6.5
Pr	7.0	6.9	4.2	5.1	4.9	6.6	< 2	< 2	< 2
Nd	30.3	27.0	21.0	21.0	20.0	26.1	< 2	5.2	1.95
Sm	5.8	4.8	4.2	4.0	3.7	5.3	0.69	< 1.6	< 1
Eu	1.23	1.01	1.00	0.90	0.82	0.76	0.23	0.30	0.22
Gd	4.6	4.08	3.3	2.6	2.3	3.4	1.0	1.8	< 1
Tb	0.5	0.43	< 0.76	< 1	< 1.0	< 1	< 1	< 1	< 1
Dy	2.8	3.0	2.55	1.92	2.0	2.6	1.45	2.4	< 1
Ho	0.5	0.64	0.52	0.40	0.44	0.52	0.40	0.58	< 0.5
Er	1.26	1.72	1.58	1.20	1.3	1.4	1.2	1.8	0.86
Tm	0.20	0.34	< 0.34	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.3	< 0.33	< 0.3
Yb	1.12	1.75	1.38	0.97	1.2	1.1	1.2	1.8	0.88
Lu	0.16	0.26	0.21	0.16	0.18	0.17	0.21	0.29	0.15
Y	14.4	18.2	14.4	11.6	12.4	14.6	11.2	17.2	6.9
ΣPЗЭ + Y	156.0	169.6	119.84	133.95	126.4	183.0	39.1	62.3	26.0
La/Yb	21.9	17.9	14.7	28.7	20.7	33.6	1.41	2.9	1.9
Eu*/Eu	0.70	0.68	0.79	0.80	0.79	0.51	0.84	0.54	0.67

Примечание. Обозначения НЩ и СЩ соответствуют низко- и субщелочным образованиям, а НК, УК, ВК, ВВК – соответственно низко-, умеренно-, высоко- и весьма высоко калиевым (шошонит-латитовой серии) образованиям. Гн-гр. – гнейсогранит; n – количество образцов в усредненной пробе.

Таблица 2. (Продолжение).

Адрес	Западная часть региона						Восточная часть региона				
	Унгойский			Гутайский			Улетовский		Богдаринский		
Массив	Гн-гр.	ГИФ		Дайки	ГИФ	Дайки	Гн-гр.	Дайка	ГИФ		
№ п.п.	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	ГСЦ-ВК	СЦ-ВК					СЦ-ВВК				
n	7	3	1	2	2	1	3	1	1	5	2
SiO ₂	75.61	64.83	71.90	76.70	69.50	68.6	75.50	75.20	63.00	65.92	68.10
TiO ₂	0.16	0.65	0.20	0.08	0.34	0.36	0.16	0.21	0.91	0.76	0.54
Al ₂ O ₃	12.91	16.37	14.70	12.90	15.90	15.70	13.20	13.30	16.70	15.90	15.20
Fe ₂ O ₃	5.14	1.86	1.11	0.57	1.24	1.33	0.84	0.52	1.53	2.04	1.65
FeO	0.65	2.04	0.80	0.42	1.35	1.48	0.45	0.50	3.19	1.96	1.78
MnO	0.05	0.08	0.07	0.04	0.06	0.05	0.02	0.02	0.09	0.07	0.06
MgO	0.25	1.38	0.42	0.10	0.76	0.85	0.18	0.13	1.49	1.08	0.84
CaO	0.90	2.52	1.67	0.53	2.31	1.80	0.71	0.45	2.89	2.01	1.76
Na ₂ O	3.99	4.79	4.60	4.08	4.00	4.29	3.60	4.00	4.74	4.42	4.26
K ₂ O	4.08	4.06	3.33	4.32	3.93	3.81	4.56	4.44	4.19	4.58	4.52
P ₂ O ₅	0.03	0.15	0.04	< 0.03	0.08	0.11	< 0.03	< 0.03	0.23	0.18	0.13
ппп	0.34	0.96	0.43	0.32	0.61	1.20	0.40	0.42	1.33	0.84	0.62
Сумма	99.77	99.69	99.27	100.09	100.08	99.58	99.65	99.19	100.29	99.76	99.46
CO ₂	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22	< 0.22
S	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
F	< 0.02	0.03	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.07	0.07	0.06
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	75	65	54	96	115	67	104	100	78	89	110
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	910	850	740	113	680	1020	440	400	1150	1000	850
Sr	110	540	450	30	430	560	130	120	480	380	340
Sn	-	-	-	1.2	-	1.4	1.6	-	1.5	0.6	-
Pb	11	7	4	18	12	-	8	13	9	11	-
Zn	25	31	23	16	38	30	20	18	34	49	35
Ni	7	18	10	7	14	16	8	7	11	10	14
Co	2	9	3	1	6	7	2	2	9	7	6
Cr	82	68	67	80	70	109	90	98	52	61	76
V	16	78	26	7	43	54	15	16	82	64	54
Cu	6	20	11	8	18	8	8	19	14	11	13
Mo	-	-	-	0.8	-	-	-	-	5.5	-	-
Au	0.002	0.001	0.002	0.004	0.004	0.002	0.003	0.001	0.001	0.001	0.002
Nb	5.7	10	3.5	7.0	10	10	10	12	15	16	16
Zr	110	225	91	70	105	130	105	110	370	280	240
As	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
La	23.3	38.7	17.8	26.5	24.6	29.2	28.9	27.0	46.0	47.7	48.1
Ce	49.0	78.6	36.0	58.2	53.1	62.3	54.2	56.0	99.9	103	101
Pr	4.8	8.2	3.86	5.95	5.2	4.9	5.0	5.51	10.7	11.4	10.9
Nd	15.4	29.2	13.0	23.6	20.0	22.0	18.4	16.4	42.1	42.0	40.0
Sm	3.0	5.8	2.6	4.8	3.6	3.6	4.0	3.2	8.4	8.3	7.8
Eu	0.39	1.13	0.32	0.96	0.63	0.63	0.44	0.44	1.81	1.57	1.34
Gd	2.0	4.1	2.35	3.42	2.8	2.5	3.1	2.4	6.1	5.9	5.4
Tb	< 1	0.60	< 1	0.74	0.38	< 0.5	< 1	0.45	0.72	0.82	0.76
Dy	1.84	3.0	2.48	2.50	2.0	1.65	2.8	2.0	4.23	4.3	4.0
Ho	< 0.6	0.69	0.50	< 0.60	< 0.44	< 0.5	0.67	0.42	0.81	0.85	0.81
Er	1.25	1.78	1.53	1.37	0.98	0.83	2.0	1.3	2.14	2.3	2.3
Tm	< 0.3	0.27	< 0.3	0.25	< 0.2	< 0.2	0.31	< 0.3	0.32	0.34	0.34
Yb	1.25	1.66	1.72	1.23	0.99	0.84	1.9	1.33	1.88	2.07	2.14
Lu	< 0.22	0.27	0.28	0.19	0.16	0.15	0.31	0.22	0.29	0.32	0.33
Y	12.0	18.3	17.0	15.2	11.6	9.6	19.8	13.6	24.5	25.3	24.3
∑PЗЭ + Y	116.4	192.3	100.7	130.3	126.7	140.0	142.8	130.6	249.9	256.2	249.5
La/Yb	18.6	23.3	10.4	21.5	24.8	34.8	15.2	20.3	24.5	23.0	22.5
Eu*/Eu	0.46	0.67	0.39	0.69	0.59	0.61	0.37	0.46	0.73	0.65	0.60

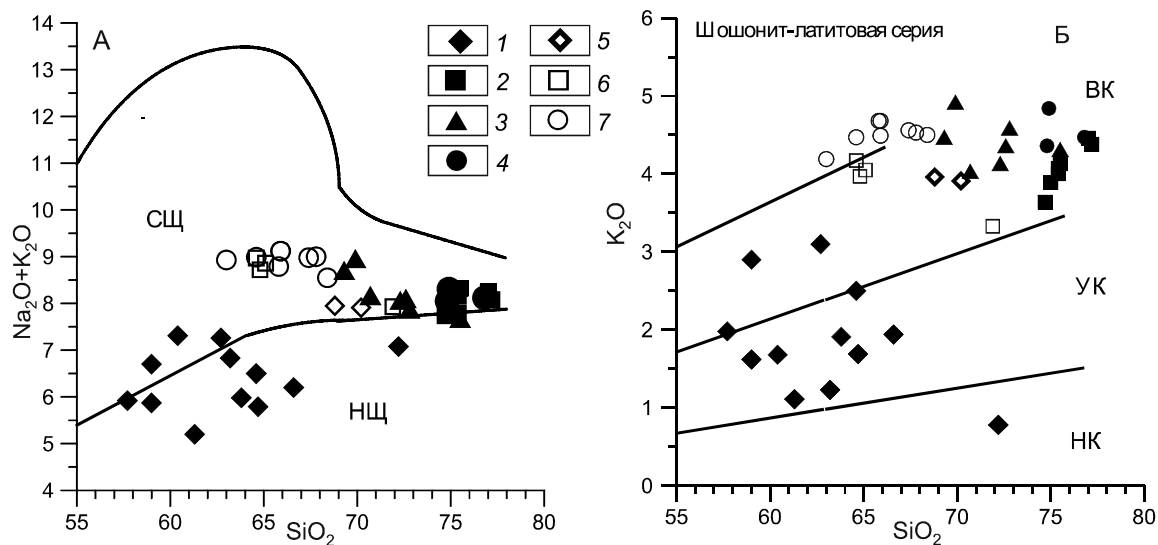


Рис. 4. Соотношение общей щелочности (А) и калиености (Б) с кремнекислотностью в гранитоидах автохтонных и аллохтонных фаций Хилок-Витимского пояса Западного Забайкалья на классификационных диаграммах [16, 31].

1–4 – автохтонные гранитоиды соответственно Котыйского (1), Унгойского (2), Могзонского (3) и Улетовского (4) массивов; 5–7 – аллохтонные гранитоиды Гутайского (5), Унгойского (6) и Богдаринского (7) массивов. Серии пород: НЩ – низкощелочная, СЩ – субщелочная, НК – низкокалиевая, УК – умереннокалиевая, ВК – высококалиевая.

и сопутствующая гнейсогранитоидам дайковая серия гранитов и пегматоидов (в лейкогранитах проявлено до 16 мг/т золота). Все это может свидетельствовать о несколько повышенной потенциальной рудоносности данных образований на отмеченные элементы.

Наиболее сложным оказалось распределение в гнейсогранитоидах редкоземельных элементов (РЗЭ), что потребовало их наиболее детального рассмотрения.

Так, для наиболее изменяющихся по составу низкощелочных гнейсогранитоидов Котыйского массива в ряду от кварцевых диоритов до гранодиоритов распределение суммы РЗЭ + Y весьма неоднородно (табл. 2), причем вариация содержаний суммы РЗЭ + Y в обоих этих типах пород примерно близкая (соответственно от 153.1 и 96.5 г/т до 168.1 и 99.9 г/т). Максимальные содержания суммы РЗЭ + Y выявлены в нескольких измененных кварцевых монцонитах данного массива (от 214.5 до 124.7 г/т). Значения La/Yb отношения в этих типах пород варьируют от 11.2 до 35.7, показывая достаточно резкое преобладание в них суммы LREE над HREE, что выражается достаточно четким наклоном графиков распределения их нормированных содержаний по хондриту (рис. 5). При этом значения La/Yb отношения в кварцевых диоритах минимальны (11.2–19.4) за счет заметно повышенных содержаний группы тяжелых РЗЭ. (рис. 5, табл. 2). Так, на рисунке 5 четко видно, что графики распределения в них группы легких РЗЭ

практически параллельны таковым для гранодиоритов, а содержания Yb и Lu заметно повышены. В несколько измененных субщелочных кварцевых монцонитах массива эти значения также повышены (21.9–21.7) и близки таковым в гранодиоритах.

В гнейсогранитах, изученных в Котыйском и Могзонском массивах, наиболее высокие значения РЗЭ + Y выявлены в более подщелоченных разновидностях Могзонского массива (от 257.2 до 117.5 г/т в наиболее салических, в среднем 183.0 г/т). В Котыйском массиве эти значения в гранитах несколько ниже, 126.4 г/т, и находятся в интервале значений всего ряда более мафических пород этого же массива. Значения La/Yb отношения в гранитах Котыйского массива относительно гранитов Могзонского также минимальны (20.7 против 38.1–52.9), а наклон графика их нормированных содержаний по хондриту наиболее пологий.

Содержания РЗЭ + Y, как и значения La/Yb отношения, в субщелочных гнейсолейкогранитах изученных массивов варьируют наиболее широко. Так, содержания суммы РЗЭ+Y варьируют от 39.0 г/т в породах Могзонского массива и от 175.1–160.2 до 93.1 г/т в породах самого восточного Улетовского массива. Значения La/Yb отношения изменяются от 25.3 до 1.4. При этом наиболее высокие содержания РЗЭ+Y проявлены именно в породах самой восточной части региона. В то же время, в некоторых лейкогранитах иногда проявлены и весьма низкие содержания суммы РЗЭ+Y (до 39.0), которые, вместе с минималь-

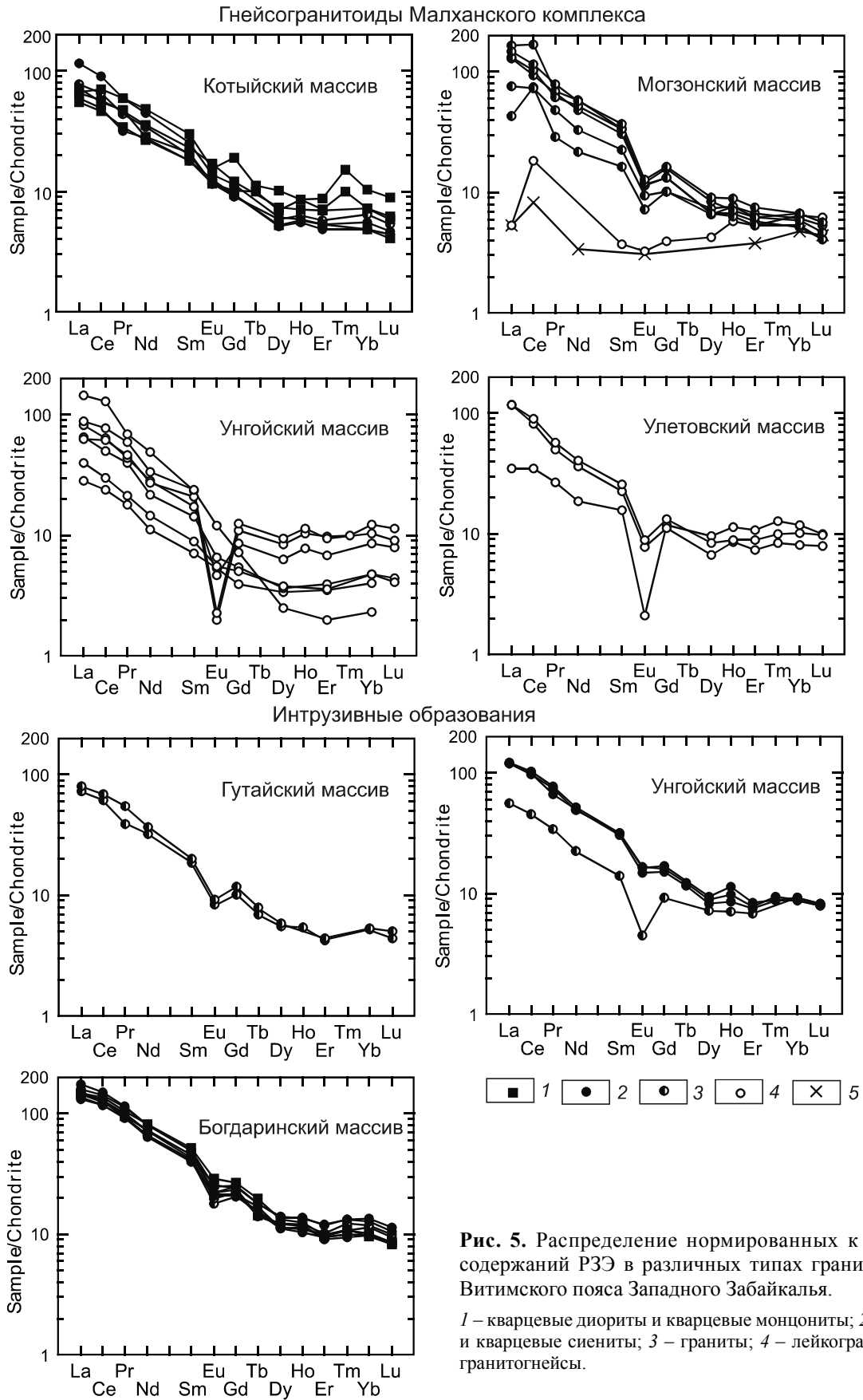


Рис. 5. Распределение нормированных к хондриту [26] содержаний РЗЭ в различных типах гранитоидов Хилок-Витимского пояса Западного Забайкалья.

1 – кварцевые диориты и кварцевые монзониты; 2 – гранодиориты и кварцевые сиениты; 3 – граниты; 4 – лейкограниты; 5 – лейкогранитогнейсы.

ными значениями La/Yb отношения, близки таковым в метаморфических гнейсах лейкогранитного состава рамы Могзонского массива (P3Э + Y от 26.0 до 39.0 г/т, La/Yb от 1.4 до 1.9).

В изученных гнейсогранитоидах иногда проявляется отрицательная Eu* аномалия, которая обычно используется для генетических реконструкций эволюции гранитоидных формаций (табл. 2, рис. 5). При этом в ряду пород Котыйского массива она либо не проявлена (гранодиориты и граниты), либо проявлена совсем слабо (0.63–0.97 в кварцевых диоритах и кварцевых монцонитах).

Особо подчеркнем, что в гнейсогранитах и гнейсолейкогранитах других массивов отрицательная Eu* аномалия проявлена практически повсеместно и достаточно резко. Так, в гранитах Могзонского массива она варьирует от 0.48 до 0.57, а в лейкогранитах Унгойского и Улетовского массива – от 0.46 до 0.15 с минимальными значениями в наиболее салических их разновидностях (0.15). Данная ситуация находится в противоречии с характером распределения европия в типичных автохтонных гнейсогранитоидных сериях, в том числе, в ранее хорошо изученных разновозрастных автохтонных массивах смежных территорий Станового хребта [3, 4]. В последних никаких существенных аномалий по этой характеристике не выявлено.

Соответственно, исходя из имеющихся на данном этапе результатов вполне логично предполагать, что не только гнейсогранитоиды Могзонского массива, но и таковые остальных нами изученных массивов гнейсогранитоидов (кроме Котыйского) вполне могут рассматриваться как продукты фракционной дифференциации ранее сформированных интрузий, подвергшихся значительному сжатию в поле интенсивных тектонических подвижек.

Интрузивные образования

Все изученные нами гранитоиды типично интрузивных массивов (табл. 2, рис. 4), как и большинство изученных гнейсогранитоидов (кроме Котыйского массива на юго-западе), соответствуют одной и той же субщелочной высококалиевой серии. В этих породах также проявляется вещественная зональность, выражающаяся в некотором увеличении в них, и особенно на самом востоке (Богдаринский массив), калиевости (до пород шошонит-латитовой серии) и содержания соответствующих редких элементов, включая Rb, Ba, Nb, Zr, Mo и сумму P3Э + Y. Наиболее мафические разновидности Богдаринского массива, характеризуются и повышенными содержаниями Sn и Mo.

В отношении распределения P3Э (рис. 5, табл. 2) в этих интрузивных породах отметим:

– в рядах от граносиенитов до субщелочных гранитов Гутайской и Унгойской интрузий (западная часть региона) выявлено вполне закономерное уменьшение как содержаний суммы P3Э+Y (от 196.2–189.7 до 132.0–100.7 г/т), так и, в меньшей степени, значений La/Yb отношения (от 23.7–22.5 до 25.9–23.7 и 10.4);

– в противоположность отмеченному, пределах Богдаринского массива (самая восточная часть изученного региона) в ряду от кварцевых монцонитов до кварцевых сиенитов и субщелочных гранитов практически отсутствует как закономерное изменение содержаний суммы P3Э+Y (от 230.5 до 292.2 г/т), так и значений La/Yb отношения (от 22.0 до 24.5);

– в совокупности дифференциальных рядов гранитоидов всех изученных интрузий четко прослеживается увеличение «резкости» Eu-аномалии от наиболее меланократовых к наиболее лейкократовым образованиям (от 0.73 в кварцевых монцонитах до 0.35 в субщелочных гранитах). Все это находится в соответствии с формированием все более лейкократовых продуктов в этих сериях в результате фракционной дифференциации более меланократовых;

Таким образом, составы как гнейсовидных, так и типично интрузивных гранитоидов изученных массивов Хилок-Витимского пояса варьируют достаточно широко. При этом общая щелочность и калиевость в этих гранитоидных ассоциациях в достаточной степени подчиняется конкретному их возрасту и району расположения (рис. 4), т.е. по ним проявляется хронологическая и вещественная зональность. Так, наименее щелочные и наименее калиевые гранитоиды соответствуют наиболее древней (триасовой) ассоциации самого юго-запада территории (Котыйский массив), а наиболее щелочные и высококалиевые – более молодой юрской и нижнемеловой ассоциациям к северу и, прежде всего, к северо-востоку.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В отношении происхождения и состава различных типов гранитоидов в настоящее время существует немало различных взглядов. Касаются они и формирования гранитоидов в различных геодинамических обстановках (включая плюмово-рифтогенные, островодужные, коллизионные и т.д.). Ниже сделаем попытку оценить то, каким образом и что обусловило формирование всей изученной ассоциации гранитоидов Хилок-Витимского пояса.

Сначала важно сопоставить составы изученных гранитоидов со средними составами главных типов Земной коры, а также гранитоидов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках.

Как следует из диаграммы Rb–(Nb + Y) ([30]; рис. 6),

– все точки составов изученных гранитоидов Хилок-Витимского пояса оказались в поле образований «вулканических хребтов» или активных континентальных окраин (включая островные дуги), что не подтверждается геологическими данными;

– составы низкощелочных гранитоидов Котыйского массива оказались почти в середине отмеченного поля «вулканических хребтов», практически совпадая со средним «андезитоидным» составом континентальной коры;

– составы все более высокощелочных как гнейсовидных, так и однородных гранитоидов региона на той же диаграмме постепенно смещаются в сторону «тройной точки», разграничивающей составы гранитоидов «коллизийных», «внутриплитовых» и «окраинно-континентальных» образований, особенно составы наиболее щелочных гранитоидов Богдаринского массива. Они по составу прямо приближены к точке средних составов верхней коры Земли (ее «гранитного» слоя), также находящейся в поле именно «островодужных» образований.

Последнее весьма наглядно проявлено и на спайдер-диаграммах, куда нанесены составы как различных типов земной коры (Рис. 7; [33]), так и главных типов рифтогенных базальтоидных образований, нормированных по составу примитивной мантии (рис. 7–8). Так, на них отчетливо видно, что средние составы и верхней коры, и континентальной коры, и даже, отчасти, нижней и океанической коры (последние в наименьшей степени) характеризуются явными свойствами именно «островодужных» образований («островодужные метки»), т.е. с четкими K-Rb-Ba максимумами и Nb-минимумом. В средних составах типичных рифтогенных базальтоидов подобные аномалии либо отсутствуют, либо имеется Nb-максимум.

На спайдер-диаграммах изученных нами составов как гнейсовидных, так и однородных типично интрузивных гранитоидов также отчетливо проявлена отрицательная Nb аномалия (рис. 8), причем в гранитоидах она проявлена гораздо более резко, чем в средних типах земной коры. В то же время, такая важнейшая «островодужная характеристика», как Sr-максимум [4] не проявлена и в этих образованиях, и в средних составах земной коры, и в большинстве близковозрастных с ними базальтоидных вулканитов смежных районов Забайкалья [15] и Станового хребта [4].

Таким образом, наши данные показывают, что изученные мезозойские гранитоиды Хилок-Витимского пояса характеризуются как близкими, так и отличительными свойствами относительно островодужных образований, но соответствуют основным типам континентальной коры Земли. Соответственно, имен-

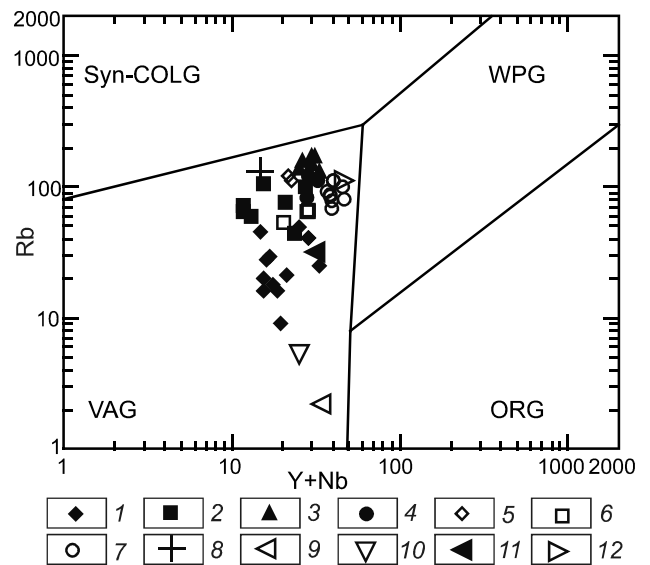


Рис. 6. Соотношение содержаний Rb и (Y+Nb) в гранитоидах Хилок-Витимского пояса Западного Забайкалья на диаграмме [30].

1–4 – автохтонные гранитоиды соответственно Котыйского (1), Унгойского (2), Могзонского (3) и Улетовского (4) массивов; 5–7 – аллохтонные гранитоиды Гутайского (5), Унгойского (6) и Богдаринского (7) массивов; 8 – гнейсы лейкогранитового состава; 9–12 – средние составы главных типов земной коры, по [33]: океанической (9), нижней коры (10, базальтовый слой), континентальной коры (11), верхней коры (12, гранитный слой).

Стандартные поля гранитоидов: ORG – океанических хребтов; WPG – внутриплитных образований; VAG – вулканических дуг; Syn-COLG – коллизийных обстановок.

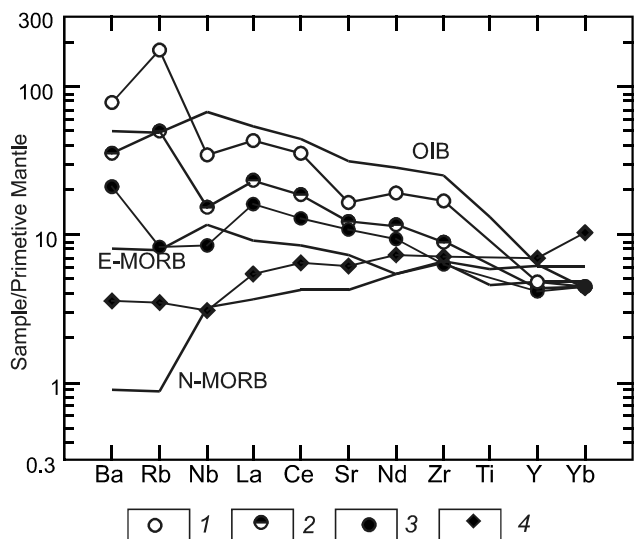


Рис. 7. Нормированный по недеплетированной мантии [33] состав различных типов земной коры.

1 – верхняя кора, 2 – континентальная кора, 3 – нижняя кора, 4 – океаническая кора.

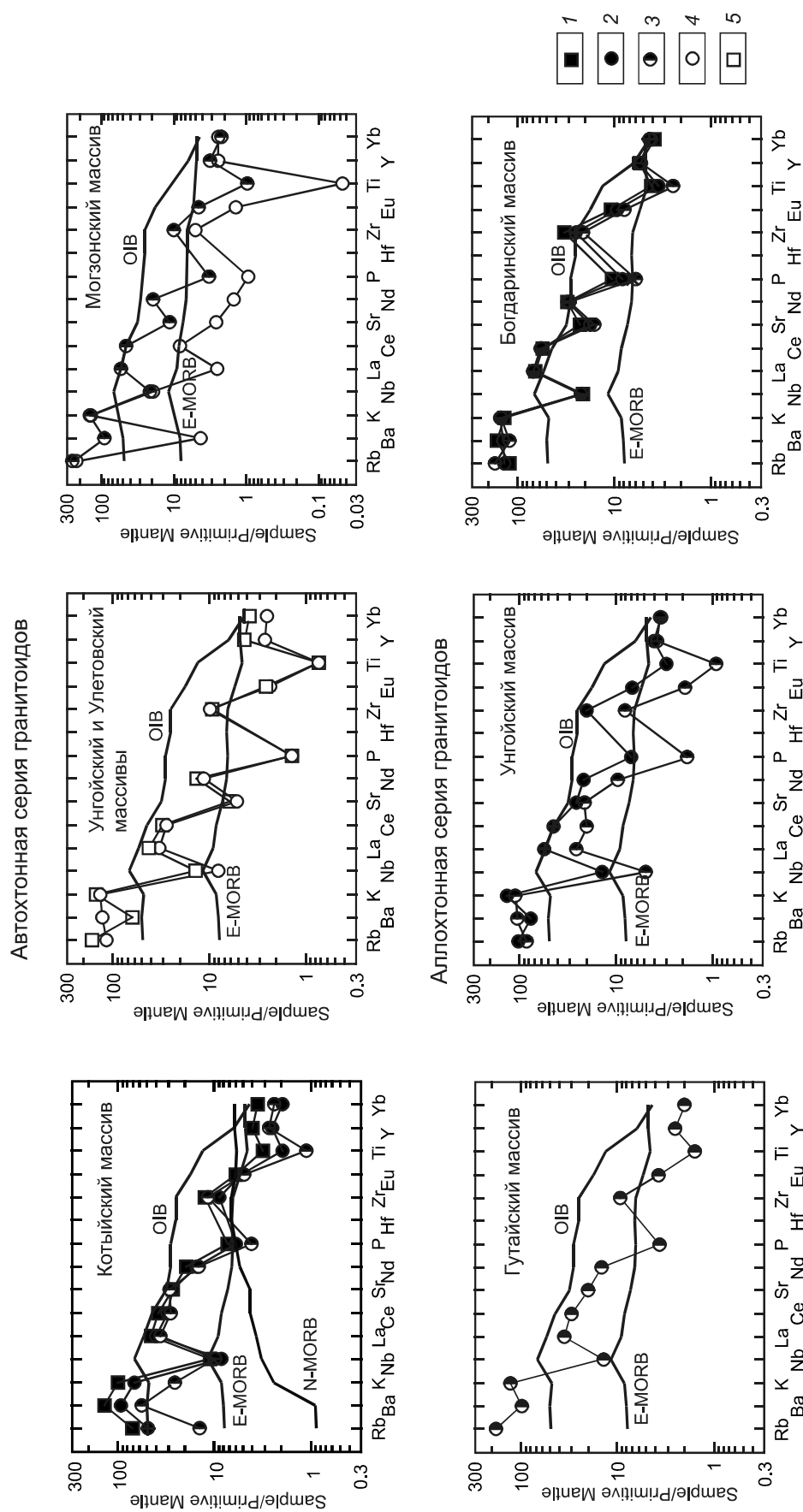


Рис. 8. Нормированный по недеплитированной мантии [34, 35] состав мезозойских гранитоидов различных массивов по простиранию Хилок-Витимского пояса. Составы стандартных типов базальтоидов N-MORB, E-MORB, OIB взяты из [32].

1 – кварцевые диориты и кварцевые монзониты; 2 – гранодиориты и кварцевые сиениты; 3 – граниты; 4 – лейкограниты; 5 – лейкогранитоиды.

но последние, скорее всего, изначально и определяют генеральные свойства их состава.

К этому важно добавить, что в отдельных массивах изученного региона (прежде всего Котыйский) проявляются гнейсовидные фации, постепенно переходящие в однородные, близкие интрузивным с весьма близким и характерным химическим составом. Это является существенной предпосылкой для предположения, что они, скорее всего, являются продуктами одного и того же единого процесса гранитообразования. Соответственно можно полагать, что они могут рассматриваться в качестве примера формирования сводово-купольных структур или гранитоидно-метаморфических ядер [18, 23] в пределах фронта мезозойской гранитизации и переплавления древних метаморфических толщ данной территории (включая весь малханский комплекс [10, 11]) под действием глубинных процессов [1–4].

По мнению [18], формирование подобных образований здесь было обусловлено именно плюмовыми процессами, которые должны были обусловить проявление в регионе базальтоидного вулканизма. Ранее подобная сводово-купольная модель формирования гнейсогранитоидных формаций, инициирующих магматические гранитоидные выплавки, была предложена для позднемезозойского гранитообразования в пределах смежной территории Станового хребта, протягивающегося к востоку от Забайкалья до хребта Джугджур [1–4].

Важно подчеркнуть, что самые древние полученные нами мезозойские (позднетриасовые) цифры возраста гранитоидов Хилок-Витимского пояса (Котыйский массив, 228.3 ± 5.4 млн лет) находятся в соответствии с цифрами, характерными для гранитоидов расположенного южнее Хэнтэй-Даурского батолита ($230\text{--}190$ млн лет, [28]), большинством исследователей рассматриваемого также в качестве результата именно раннемезозойской плюмовой деятельности. Соответственно, гранитоиды Котыйского массива могут рассматриваться в качестве северного обрамления этого батолита. Возраст всех остальных изученных нами гранитоидов оказался явно моложе (от 169.5 ± 1.6 до 122.6 ± 1.3 млн лет). При этом самые молодые и наиболее восточные из них полностью соответствуют по возрасту автохтонным гранитоидно-метаморфическим куполам в самой западной части Хилок-Витимского пояса, также как и подобные образования, развитые далеко к северо-востоку по простиранию всего Станового хребта, имеющие именно позднеюрский–раннемеловой возраст. Соответственно, последние, скорее всего, должны рассматриваться как результат отдельного и самого позднего цикла плюмовой деятельности, проявленной от Западного Забайкалья по-

чти до Тихого океана, причем, скорее всего, не одного, а двух и более плюмов. Среднеюрские (от 169.5 ± 1.5 до 161.8 ± 1.6 млн лет) гранитоиды Унгойского массива, на данном этапе мы полагаем, пока наиболее логично связывать именно с началом здесь диапировой деятельности последнего, самого молодого этапа, особенно с учетом развития прямо к северу от них (в районе р. Хилок) проявлений мощных излияний близких по составу субщелочных базальтоидных лав именно позднеюрско-раннемелового возраста [11]. В соответствии со сказанным интересно добавить, что возраст основного этапа формирования отмеченных нами ранее гранитоидов у г. Чита ($342\text{--}249$ млн лет, [22]), самых удаленных от рассматриваемой территории, наиболее соответствует возрасту позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, находящегося заметно севернее [11, 28].

Представляется, что было бы важно углубиться в вышеотмеченное положение об особенностях составов главных средних типов земной коры Земли (верхней и континентальной коры), а, следовательно, и основной части коровых гранитоидов Земли, близких именно «островодужным» образованиям. Обычно оно слишком мало принимается во внимание исследователями, занимающимися вопросами не только состава гранитоидов, но и причинами вариации состава тех или иных пространственно связанных с ними базальтоидных магм. Во многих случаях именно последние рассматриваются в качестве инициальных факторов для происхождения близковозрастных с ними гранитоидов и, прежде всего, внутриконтинентальных. При этом большая часть данных базальтоидов (включая и мезозойские образования Центрального и Восточного Забайкалья) также имеет те или иные, а нередко и все вышеперечисленные островодужные метки [5, 15 и т.д.]. В то же время, значения соотношения изотопов Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в этих базальтоидах ($0.7041\text{--}0.7057$ [23]) практически всегда выше, нежели в классических рифтогенных образованиях, например, Восточно-Африканского рифта, срединно-океанических хребтов и т.д., и приближаются к таковым для гранитоидов с относительно низкими этими значениями, например, Станового хребта и Монголии ($0.706\text{--}0.708$) [2, 4].

Принимая же во внимание все вышесказанное, для объяснения особенностей состава отмеченных внутриконтинентальных базальтоидов, на наш взгляд, становится совсем не обязательным привлекать именно плейт-тектоническую субдукционную модель «всемирной» метасоматизации верхней мантии, которая в соответствующее время и на соответствующих глубинах влияет на состав «обогащенных» глубинных плюмовых магм, развиваемую В.В. Ярмолюком с коллегами [27]. Контаминация же мантийных базальто-

идных выплавок коровым материалом в этой модели хотя и не исключается, но считается совершенно второстепенной. Особо подчеркнем, что если учесть новейшие геофизические данные о плотностном строении фундамента континентов и океанов [19–21], вполне убедительно показавшие отсутствие под ними всеобщей непрерывной астеносферы, то все плейт-тектонические построения по этой проблеме выглядят совсем не убедительными. Соответственно, уже сейчас просто необходимо гораздо более глубоко рассмотреть альтернативные варианты ее решения, что в данном разделе в какой-то мере и предпринимается.

Так, основываясь как на результатах физико-математического моделирования [12], так и на петрологических оценках в отношении, например, составов трапповых базальтоидов Сибири [17], первичные глубинные магмы (как и само вещество поднимающегося глубинного термохимического плюма) просто неминусом должны взаимодействовать не только со смежными верхнемантийными, но и коровыми образованиями (и особенно в последнем случае, когда давление на этих глубинах может резко уменьшаться). Соответственно, можно полагать, что, с одной стороны, данные базальтоидные магмы в максимальной степени могли влиять и на метасоматическое преобразование, и на перекристаллизацию, и на гранитизацию более древних метаморфических пород верхней коры с формированием гнейсогранитоидов соответствующей щелочности. С другой стороны, они неминусом должны были в некоторой степени изменять и свой состав, причем как в ходе процессов ассимиляции коровых образований, так и смешения контрастных магм, реальность чего уже давно убедительно доказана [2, 4]. Понятно, что в этом случае, в зависимости от степени этого взаимодействия с корой, вообще, и гранитоидами, в частности, состав базальтоидов будет приобретать все более островодужные свойства (в том числе и по изотопным параметрам). Наиболее же сильно это взаимодействие [2, 4] будет зависеть либо от скорости подъема диапира и его мафических выплавок, либо от угла наклона воздымающегося диапира, в максимальной степени проявленное в пределах классических островных дуг с пологими сейсмофокальными зонами. Данное предположение находится в достаточно хорошем соотношении с изотопным составом корового субстрата (как мафического, так и салического) на Камчатке [25]. Принимая же во внимание, что первичные мафические выплавки, скорее всего, имеют именно пикритоидный состав, прибавление к ним даже менее одной трети кислого или среднекислого корового материала (и особенно гранитоидного) приведет к появлению лейкобазальтов, наиболее развитых среди типично островодуж-

ных образований. Больше же взаимодействие легко приводит к появлению соответствующих по составу андезитов и дацитов [2, 4].

Таким образом, наше исследование показало, что составы различных типов гранитоидов отражают не только состав земной коры, но в различных регионах могут вполне полезно использоваться и для понимания особенностей состава их инициальных мафических магм, в том числе в рассматриваемом нами регионе Забайкалья. К этому добавим, что пока на основании представленных материалов еще рано делать окончательные геодинамические и петролого-геохимические выводы по магматизму и по эволюции изученной территории. Для этого необходимо с помощью различных методов продолжить уточнение абсолютного возраста и сопоставление составов близких по возрасту образований всей ассоциации проявленных здесь формаций, т.е. как метаморфических, так и вулканоплутонических. Все это дело самого ближайшего будущего.

ВЫВОДЫ

1. Полученные новые изотопно-хронологические данные уже позволяют полностью пересмотреть и изменить предшествующую геологическую карту, а, соответственно, и представления в отношении распределения по Хилок-Витимскому региону палеозойских магматических образований, предполагая гораздо более значительное проявление здесь мезозойских гранитоидных образований.

2. Состав и возраст мезозойских гранитоидных образований изученных массивов региона неоднороден, и по ним намечается вещественная зональность, при которой с запада на восток региона наблюдается некоторое омоложение (от раннего мезозоя к позднему) и увеличение их общей щелочности и калиевости при соответствующей редкоэлементной нагрузке.

3. Гнейсовидные фации гранитоидов, наряду с типично интрузивными, повсеместно присутствующие в пределах изученных массивов региона, имеют различный генезис. Так, практически все изученные нами гнейсовидные фации средне- и позднемезозойских гранитоидов представлены здесь значительно тектонизированными, но изначально интрузивными образованиями наиболее поздних этапов (или этапа) деятельности глубинного плюма. Только в пределах раннемезозойского Котыйского массива гнейсовидные фации гранитоидов вместе с постепенно переходящими в однородные с весьма близким химическим составом можно отнести к автохтонным образованиям единого процесса магмообразования наиболее раннего этапа плюмовой активности.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 12-05-0223а, рук. чл. корр. РАН И.В. Гордиенко; проект 14-05-00712а, рук. А.В. Травин).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Ю. Геохимия фанерозойских магматических образований Земли и мантийный диапиризм // Геохимия и петрология магматических процессов: Материалы научных чтений, посвященных памяти М. Н. Захарова (Иркутск, 10 июня 2002 г.). Иркутск: Изд-во ГТУ, 2002. С. 11–14.
2. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология фанерозойских магматических образований, различные геодинамические обстановки магматизма и мантийный диапиризм: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Иркутск, 2004. 48 с.
3. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований по южному обрамлению Алданского щита (Становой хребет). Проблемы геодинамики // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 56–81.
4. Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Академ. изд-во «ГЕО», 2008. 251 с.
5. Воронцов А.А., Ярмолук В.В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера. 2004. № 3. С. 17–32
6. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Западно-Забайкальская. Лист М-49-V / Ред. А.А. Арсеньев; составители: Фомин И.Н., Лашманов В.И. М.: ЧГУ: ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ, 1962.
7. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XIII / Ред. В.В. Старченко; составители: Костяков Н.П., Сапожников В.П. Гл. упр. геодезии и картогр. Гос. ком. СССР. М.: ЧГУ, 1964.
8. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Восточно-Забайкальская. Лист М-49-XIV / Ред. А.Д. Щеглов; составители: Канищев А.Д., Бубнов Е.Т., Мансуров Д.Х. Гл. упр. геодезии и картографии Гос. ком. СССР, М.: ЧГУ, 1964.
9. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Сер. Западно-Забайкальская. Лист М-49-VII / Ред. Н.А. Флоренцев; составители: Сизых В.И., Сапожников В.П. Гл. упр. геодезии и картографии Гос. ком. СССР, М.: ЧГУ. 1965.
10. Геологическое строение Читинской области: Объясн. зап. к геол. карте. 1:500000. Чита, 1997. 239 с.
11. Гордиенко И.В., Антонов А.Ю., Медведев А.Я., Орсов Д.А., Бадмацыренова Р.А., Ветлужских Л.И., Климух В.С., Елбаев А.Л., Гороховский Д.В. Новые данные по магматизму и геологическому строению Центрального Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. В 2-х томах. Вып. 10. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2012. Т. 1. С. 60–62.
12. Гунин В.И. Новая информационная технология и ее возможности при моделировании геосистем // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2, Is. 4. P. 356–377.
13. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1992. 224 с.
14. Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Первые результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования Малханской гранито-пегматитовой системы: геодинамические следствия // Докл. РАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 658–661.
15. Казимировский М.Э. Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 40–49.
16. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
17. Кривошук Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Su-Ni рудообразования в Норильском районе: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М., 2012. 45 с.
18. Мазукабов А.М., Склярв Е.В., Донская Т.В. и др. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: Обзор // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2011. V. 2, Is. 2. P. 95–125.
19. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теорет. семинара ОГГН РАН, 1999–2001. Вып. 2. М., 2003. С. 168–182.
20. Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 630–645.
21. Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю «Кварц» (Мурманск-Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.
22. Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте аккреции Малхано-Кондинского террейна (Западное Забайкалье) к Сибирскому палеоконтиненту: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов Малханского комплекса // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 3. С. 318–323.
23. Склярв Е.В., Мазукабов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во РИНЦ ОИГМ СО РАН, 1997. 192 с.
24. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудосодержательность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 278 с.
25. Хотин М. Ю. Виноградов В.Н., Вольнец О.Н. и др. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 5. С. 1222–1225.
26. Хэскин Л.А., Фрэй Ф.А., Шмидт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 186 с.
27. Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в поздне мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6, № 2. С. 115–138.
28. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И. Редкометалльный магматизм в геологической истории Центрально-Азиатского складчатого пояса: этапы, области и обстановки формирования: Материалы всерос. совещ. "Современные проблемы геохимии, посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона", 22–26 октября 2012 г., г. Иркутск. Иркутск, 2012. Т. 1. С. 99–101.
29. Gordienko I.V., Kuzmin M.I. Geodynamics and metallogeny of the Mongol-Transbaikalian region // *Geologiya i geofizika (Russian geology and geophysics)*. 1999. V. 40, N 11. P. 1545–1562.
30. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element dis-

- crimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
31. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.* 1976. V. 58, N 1. P. 63–81.
 32. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.I. Norry. *Magmatism in the ocean basin* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
 33. Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution.* Oxford: Blackwell Scientific. 1985. 312 p.
 34. Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle-genetic significance for mid-oceanic ridge basalts from geochemical evidence // *J. Geol.* 1979. V. 7. P. 499–503.
 35. Wood D.A., Tamey J., Weaver B.L. Trace element variations in Atlantic Ocean basalts and Proterozoic dykes from northwest Scot and their bearing upon the nature and geochemical evolution of the upper mantle // *Tectonophysics.* 1981. V. 75. P. 91–112.
 36. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuzmin M.I. North Asian super plume activity in the Phanerozoic: magmatism and geodynamics // *Geotectonics.* 2000. V. 34, N 5. P. 343–366.
 37. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Salnikova E.B., Budnikov S.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A. Tectono-magmatic zoning, magma sources, and geodynamics of the Early Mesozoic Mongolia–Transbaikalia province // *Geotectonics.* 2002. V. 36, N 4. P. 293–311.

Рекомендована к печати А.А. Сорокиным

A. Yu. Antonov, A. V. Travin

To the problem of the Paleozoic and Mesozoic granitoid magmatism scale and compositions of its products within the Khilok-Vitim fold belt, Central Transbaikalia

The most typical for the region gneissic granitoids of the Malkhan complex and typically intrusive granitoids of the Daursky and Bichursky complexes attributed to the Early- and Late Paleozoic age on the State Geological Map have been studied in most of the Khilok-Vitim zone, Central Transbaikalia. The obtained new ^{40}Ar - ^{39}Ar isotope chronological data indicate rather Mesozoic age of all studied formations than Paleozoic. The results point directly to a much broader manifestation of the Mesozoic granitoid formations. The composition and age of the studied Mesozoic granitoids is not homogeneous and matter zonation is traced such that some rejuvenation (from early to late Mesozoic) is observed from west to east, along with an increase of their total alkalinity and potassium content at appropriate modification of trace element loads. The results of the studies made on the granitoids from the Khilok-Vitim fold belt are interpreted within the framework of the model of dome structures formation conditioned by several stages of deep thermochemical plume processes.

Key words: granitoids, magma, Paleozoic, Mesozoic, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age, dome structures, plumes, Transbaikalia.