

**РАННЕМЕЛОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ И МОНЦОНИТОИДЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ  
ЖУРАВЛЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА (СИХОТЭ-АЛИНЬ): ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И  
ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ**

**Н.Н. Крук<sup>1,2</sup>, В.И. Гвоздев<sup>3</sup>, А.А. Орехов<sup>3</sup>, Е.А. Крук<sup>1</sup>, С.А. Касаткин<sup>3</sup>, В.В. Голозубов<sup>3</sup>,  
С.Н. Руднев<sup>1</sup>, Шого Аоки<sup>4</sup>, Цуйоши Комия<sup>5</sup>, В.П. Ковач<sup>6</sup>, П.А. Серов<sup>7</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. ак. Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090; e-mail:kruk@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>ФГАОУВО Новосибирский государственный исследовательский университет, ул. Пирогова 1, г. Новосибирск, 630090; e-mail:kruk\_nn@mail.ru

<sup>3</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail:golozubov@fegi.ru

<sup>4</sup>Университет Наук Окаяма, Япония

<sup>5</sup>Токийский университет, Япония

<sup>6</sup>ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург, 199034; e-mail:v.kovach@mail.ru

<sup>7</sup>ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана 14, г. Апатиты, 184209; e-mail:serov@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 15 ноября 2018 г.

В работе представлены данные по геологической позиции, возрасту, минералогическим, геохимическим и изотопным характеристикам раннемеловых гранитоидов южной части Журавлевского террейна (Сихотэ-Алинь). Показано, что в раннемеловое время (около 100 млн лет назад) на рассматриваемой территории произошло практически синхронное формирование четырех интрузивных комплексов, содержащих значительные количества гранитоидов. Выделенные магматические ассоциации отличаются друг от друга набором пород и их минералогическими характеристиками, а по особенностям вещественного состава варьируют от умереннокалиевых тоналитов и гранодиоритов, обедненных несовместимыми элементами, до ультракалиевых монцонитоидов, обогащенных HFSE и REE.

Геохимические и изотопные характеристики гранитоидов свидетельствуют, что в источнике их расплаво преобладал материал существенно ювенильной метабазитовой коры при ограниченном участии верхнекоровых метаосадочных пород. Разнообразие геохимических типов гранитоидов обусловлено вариациями метабазитового и метапелитового материала в источнике гранитоидов, контаминацией магм верхнекоровым материалом при внедрении, а также варьирующим вкладом мантийного источника и различными механизмами мантийно-корового взаимодействия.

**Ключевые слова:** гранитоиды, геохимия, геохронология, петрогенезис, континентальная кора, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение особенностей магматизма, реализующихся в различных геодинамических режимах, является одной из важнейших задач современной геологической науки. Информация об источниках вещества, механизмах формирования и путях эволюции магматических расплаво позволяет более полно по-

нять процессы, происходящие в литосфере, и установить индикаторные особенности магматических ассоциаций, позволяющие идентифицировать геодинамические режимы в геологическом прошлом.

За последние полвека накоплен огромный объем данных, позволяющих охарактеризовать специфику вещественного состава и источники магматических

расплавов, формирующихся в типовых геодинамических режимах (центры спрединга, зоны субдукции и коллизии, внутриконтинентальные рифты и крупные изверженные провинции). Значительно слабее в этом отношении изучены магматические ассоциации, формирующиеся в обстановках скольжения литосферных плит на границах «континент-океан». Впервые подобный режим был выделен на примере западного побережья Северной Америки [37]. В последующем было доказано широкое развитие этих обстановок на современном этапе эволюции Земли и в ее геологическом прошлом [2, 14, 29, 46].

Многokrратно показано, что магматизм обстановок скольжения литосферных плит характеризуется «пестротой» геохимических и изотопных характеристик. Применительно к магмам мантийного генезиса установлено, что в их формировании принимают участие три главных источника: литосферная мантия, образованная в ходе предшествующих субдукционных процессов, верхняя часть погружающейся океанической плиты и вещество астеносферы [20, 26]. Значительно слабее изучены геохимические особенности и источники генерации разнообразных гранитоидов, значительные объемы которых формируются в обстановках скольжения на границе «континент-океан».

В настоящей работе суммированы данные по геологической позиции, возрасту, особенностям состава и источникам вещества раннемеловых гранитоидов южной части Журавлевского террейна – фрагмента Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

#### КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Сихотэ-Алинский орогенный пояс представляет собой коллаж юрских и раннемеловых террейнов различной природы, причлененных к восточной окраине Азиатского материка в мезозое [2, 4, 22]. В его составе выделяются блоки – фрагменты юрских (Самаркинский, Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджалский) и раннемеловых (Таухинский и Киселевско-Маноминский) аккреционных призм, раннемеловых островных дуг (Кемский) и синдвиговых турбидитовых бассейнов (Журавлевский и Амурский террейны) (рис. 1).

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня была сформирована в меловое время в результате масштабных перемещений по сдвигам системы Тань-Лу. Крупноамплитудные левосдвиговые дислокации, с одной стороны, привели к совмещению блоков (террейнов) различной природы и возраста, изначально сформированных на значительном удалении друг от друга, с другой стороны – обусловили интенсивную складчатость и быстрое утолщение первичной коры, что в свою очередь явилось причиной обра-

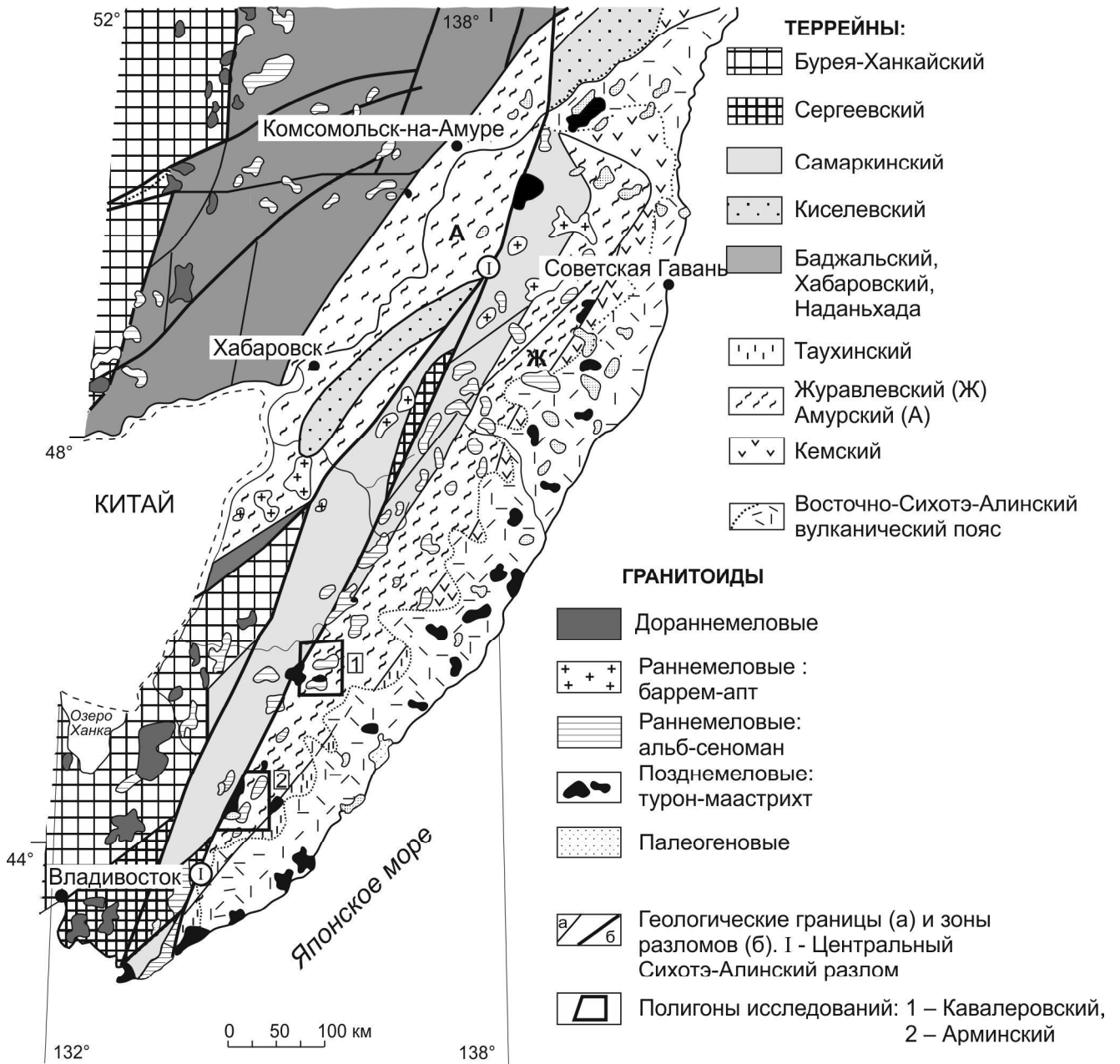
зования наиболее ранних (баррем, 130–125 млн лет) гранитоидов S-типа в юрских аккреционных призмах Сихотэ-Алиня [11, 28, 29, 39]. Одновременно с этим началось формирование синдвиговых турбидитовых бассейнов (Журавлевского и Амурского), характеризовавшихся аномально высокими скоростями осадконакопления.

Максимальное развитие сдвиговые деформации получили на рубеже раннего и позднего мела (поздний альб–ранний сеноман). Для этого этапа характерно формирование на краю континента синдвиговых бассейнов (pull-apart basins) [5] и широкое развитие базитового и гранитоидного магматизма, проявившегося, наряду с юрскими террейнами, также и во фрагментах синдвиговых турбидитовых бассейнов Сихотэ-Алиня, в том числе – Журавлевского террейна.

Журавлевский террейн пространственно приурочен к центральной части хребта Сихотэ-Алинь, образуя полосу северо-восточного простирания длиной около 800 км при ширине 60–80 км. С северо-запада по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому он граничит с Самаркиным террейном, с юга и юго-востока – с раннемеловым Кемским островодужным террейном и Таухинским террейном – фрагментом раннемеловой (неокомской) аккреционной призм.

Журавлевский террейн выполнен мощной толщей раннемеловых песчано-сланцевых отложений суммарной мощностью до 11 тыс. м. В составе осадочной толщи преобладают песчаники, алевролиты и аргиллиты, часто формирующие флишеидные ритмы; присутствуют также редкие горизонты конгломератов, гравелитов, микститов и кремнисто-глинистых пород. В нижней части разреза установлены единичные потоки базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками [16]. Осадочные породы интенсивно дислоцированы, смяты в систему тесно сжатых складок северо-восточного простирания, нарушенных, в свою очередь, многочисленными разломами преимущественно север–северо-восточного и субмеридионального простирания с доминированием левосдвиговых перемещений вдоль них.

В результате детальных исследований раннемеловой разрез Журавлевского террейна расчленен на восемь последовательно (от раннего берриаса до позднего альба) отлагавшихся свит. Толщи различаются между собой количественными соотношениями песчаных и алевролитисто-глинистых отложений, однако сходные породы разных толщ близки между собой. По данным [19], песчаники соответствуют преимущественно полимиктовым разновидностям, сформированным при размыве комплекса разнообразных осадочных, кислых интрузивных и метаморфических



пород при резко подчиненной роли основных и средних вулканитов.

Раннемеловые осадочные отложения несогласно перекрыты позднемеловыми–кайнозойскими толщами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и прорваны многочисленными интрузиями габброидов и гранитоидов с возрастом от раннего мела до палеогена. Объектом нашего исследования стали наиболее древние (раннемеловые) гранитоиды, локализованные в южной части описанного блока.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ, ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Наиболее ранние систематические исследования гранитоидов Сихотэ-Алия были проведены Э.П. Изохом с соавторами [11, 12]. По результатам этих работ раннемеловые гранитоиды региона были разделены на две ассоциации (серии): 1) хунгарийскую, локализованную к западу от Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР) и сложенную S-гранитами и 2) татибинскую, проявленную, глав-

ным образом, к востоку от ЦСАР и объединяющую преимущественно известково-щелочные гранитоиды. Возраст хунгарийской серии, по мнению Э.П. Изоха, отвечал первой, а татибинской – второй половине раннего мела. Результаты последующих геохронологических исследований [6, 7, 23, 41] подтвердили расчленение раннемеловых гранитоидов на два возрастных уровня (берриас-валанжинский и альбский). В то же время детальные геологические и петрологические исследования гранитоидных интрузий [10, 14, 25, 27, 41] привели к некоторому пересмотру объемов этих серий, областей их распространения, а также выделению ряда новых комплексов.

В ходе проведенного исследования авторами были изучены наиболее представительные гранитоидные и габбро-гранитные интрузии, локализованные в южной части Журавлевского террейна. Объектами исследования стали массивы Кавалеровского рудно-магматического узла (Аратский, Березовский, Порубский, Соболиный и Ленинский интрузивы), а также несколько интрузий в районе слияния рек Б. Уссурка и Арму (массивы Приисковый, Усть-Арминский, Дерсу и ряд более мелких тел). Общая схема расположения изученных массивов приведена на рис. 1.

**Усть-Арминский массив** площадью около 160 км<sup>2</sup>, расположен вблизи слияния Большой Уссурки и Арму (рис. 2). Интрузив вытянут в северо-восточном направлении. Он прорывает и метаморфизирует берриас-валанжинские песчано-сланцевые толщи. Ширина ореола биотитовых роговиков достигает 3 км. Внутреннее строение массива довольно однородное: он почти нацело сложен среднезернистыми биотитовыми (спорадически содержащими амфибол) гранодиоритами, в которых изредка встречаются меланократовые включения биотит-амфиболовых кварцевых диоритов. В центральной части массива породы главной фазы прорваны мелкими штоками аплитовидных гранитов. В эндо- и экзоконтактах массива отмечены дайки гранодиорит-порфиров и биотитовых гранитов с шерлом.

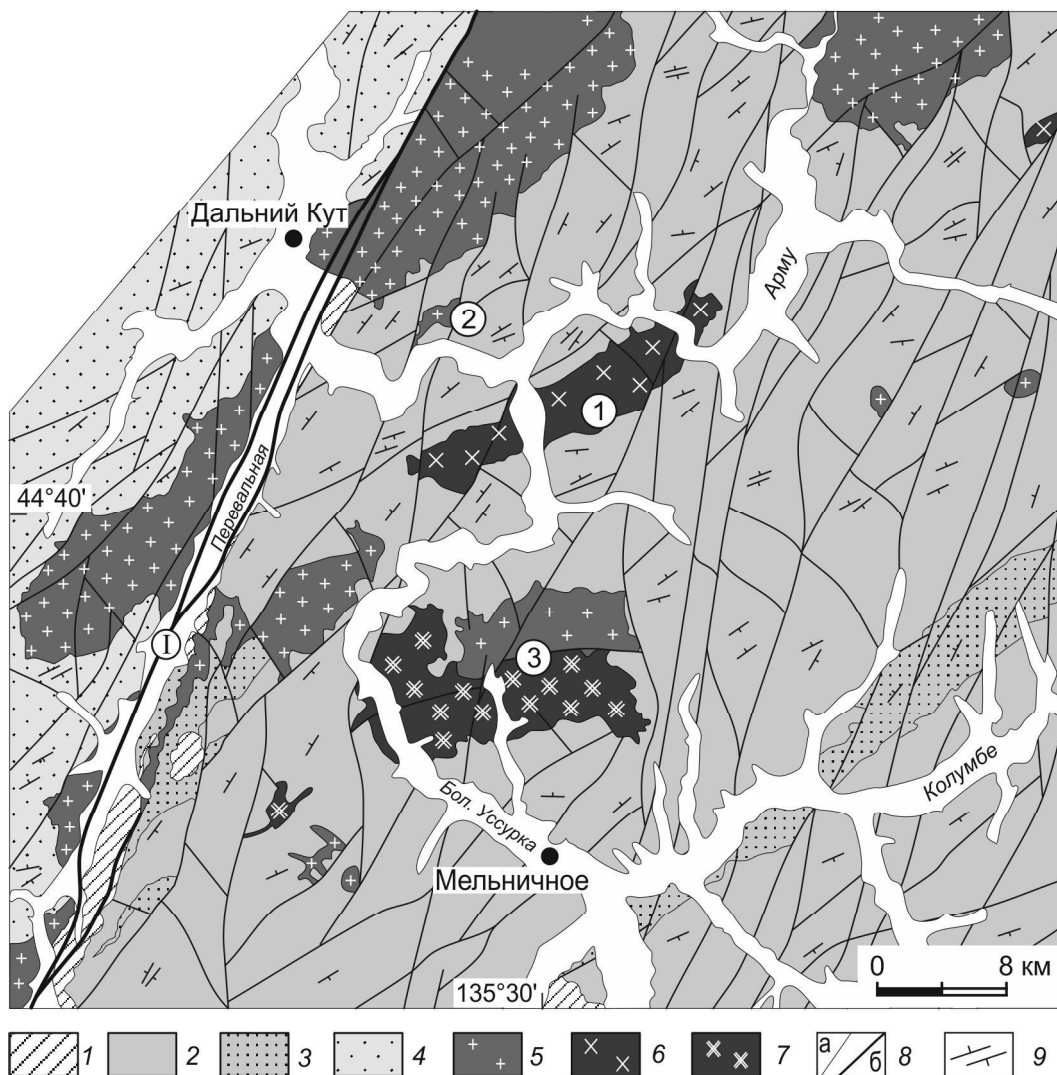
**Массив Дерсу** находится в правом борту р. Большой Уссурки к востоку от одноименного поселка и приблизительно в 20 км западнее Усть-Арминского массива (рис. 2). Он представляет собой небольшое (около 0,2 км<sup>2</sup>) штокообразное тело, прорывающее берриас-валанжинские толщи. Шток сложен мелкозернистыми слабопорфировидными биотитовыми лейкократовыми гранитами. В апикальных частях массива развиты неравнозернистые и пегматоидные разновидности. В гранитоидах встречаются шлировидные обособления (реже – жилы) кварц-калшпатовых пегматитов с мусковитом и биотитом. В

приконтактных зонах отмечены дайки диоритовых порфиров [10].

**Приисковый массив** площадью около 200 км<sup>2</sup> находится в правом борту р. Большая Уссурка к северу от с. Мельничное (рис. 2). Массив вытянут в субширотном направлении и занимает секущее положение по отношению к складчатым структурам. Породы массива прорывают и метаморфизируют валанжинские терригенные отложения. Ширина зоны биотитовых роговиков достигает 2–3 км. Южная часть интрузива сложена среднезернистыми гранодиоритами, обильно насыщенными округлыми включениями пироксен-амфиболовых монцогаббро и монцодиоритов. Отличительной особенностью гранодиоритов является повсеместное присутствие в породах удлиненных идиоморфных кристаллов амфибола размером до 1–1,5 см. В северной части массива преобладают порфировидные крупно-среднезернистые биотитовые граниты, прорванные небольшими штоками и дайками мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров. Контакты между перечисленными разновидностями резкие, в гранитах наблюдаются зоны закалки. Сами гранитоиды прорываются серией даек монцогаббро, монцодиоритов и лапрофиров.

**Аратский массив** находится в западной части Кавалеровского магматического ареала, в междуречье рр. Павловки и Правой Антоновки (рис. 3). Интрузив представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении тело площадью около 40 км<sup>2</sup>. Магматиты прорывают и ороговиковывают раннемеловые (до раннего альба включительно) осадочные толщи. С востока массив имеет тектонический контакт с позднемеловыми вулканическими толщами сияновской свиты, в западной части породы Аратского массива прорваны позднемеловыми редкометалльными гранитоидами Шумненской интрузии. Основной объем массива сложен среднезернистыми биотит-амфиболовыми ( $\pm$ клинопироксен) монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами. Среди монцодиоритов встречаются разновеликие ксеноблоки мелко-среднезернистых монцогаббро и монцонитов, содержащих клинопироксен, амфибол и биотит. В центральной части массива породы главной фазы прорваны вытянутым в субширотном направлении телом (около 3 км<sup>2</sup>) средне-крупнозернистых амфибол-биотитовых гранодиоритов. Контакт между разновидностями резкий, интрузивный, с зонами закалки в гранодиоритах. В породах главной фазы наблюдаются также поздние дайки мелкозернистых монцодиоритов, лампрофиров и гранодиорит-порфиров.

**Березовский массив** находится в северо-западной части Кавалеровского ареала, в междуречье



**Рис. 2.** Геологическая схема Арминского ареала (по [8], с изменениями авторов).

1 – позднемеловые–палеогеновые вулканогенно-осадочные толщи Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 2–3 – стратифицированные отложения Журавлевского террейна: 2 – раннемеловые терригенные, 3 – позднерюрские терригенно-вулканогенные; 4 – ранне-среднерюрские терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения Самаркинского террейна; 5–7 – интрузивные породы: 5 – гранит-лейкограниты ольгинского и шумненского комплексов ( $K_2$ ) нерасчлененные; 6 – гранитоиды татибинского комплекса ( $K_1$ ); 7 – гранитоиды дальненского комплекса ( $K_1$ ); 8 – геологические границы (а) и зоны разломов (б). 1 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом; 9 – элементы залегания пород. Цифры в кружках – массивы, изученные и упомянутые в тексте: 1 – Усть-Арминский, 2 – Дерсу, 3 – Присковый.

рр. Смолянка и Новинка (правых притоков р. Павловка) (рис. 3). Массив представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении тело площадью около 60 км<sup>2</sup>. Вмещающими для интрузии являются раннемеловые (от берриаса до альба) терригенные толщи. Контакты магматитов с рамой на северо-западной оконечности массива преимущественно тектонические, в остальных частях – крутые интрузивные с развитием зоны биотитовых (редко с кордиеритом) роговиков шириной до 1 км. Породы массива с разрывом перекрываются вулканитами синанчинской

свиты позднего мела, формирующими крупное поле в центральной части интрузии (рис. 3). Внутреннее строение массива неоднородно. Его северо-западная часть сложена монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами, макроскопически очень схожими с породами Араратской интрузии. В юго-западной части преобладают среднезернистые (местами – до крупнозернистых) биотит-амфиболовые гранодиориты, местами фациально переходящие в кварцевые сиениты. Широко проявленные поздние дайки представлены монцодиоритами, гранодиоритами, лампрофирами.

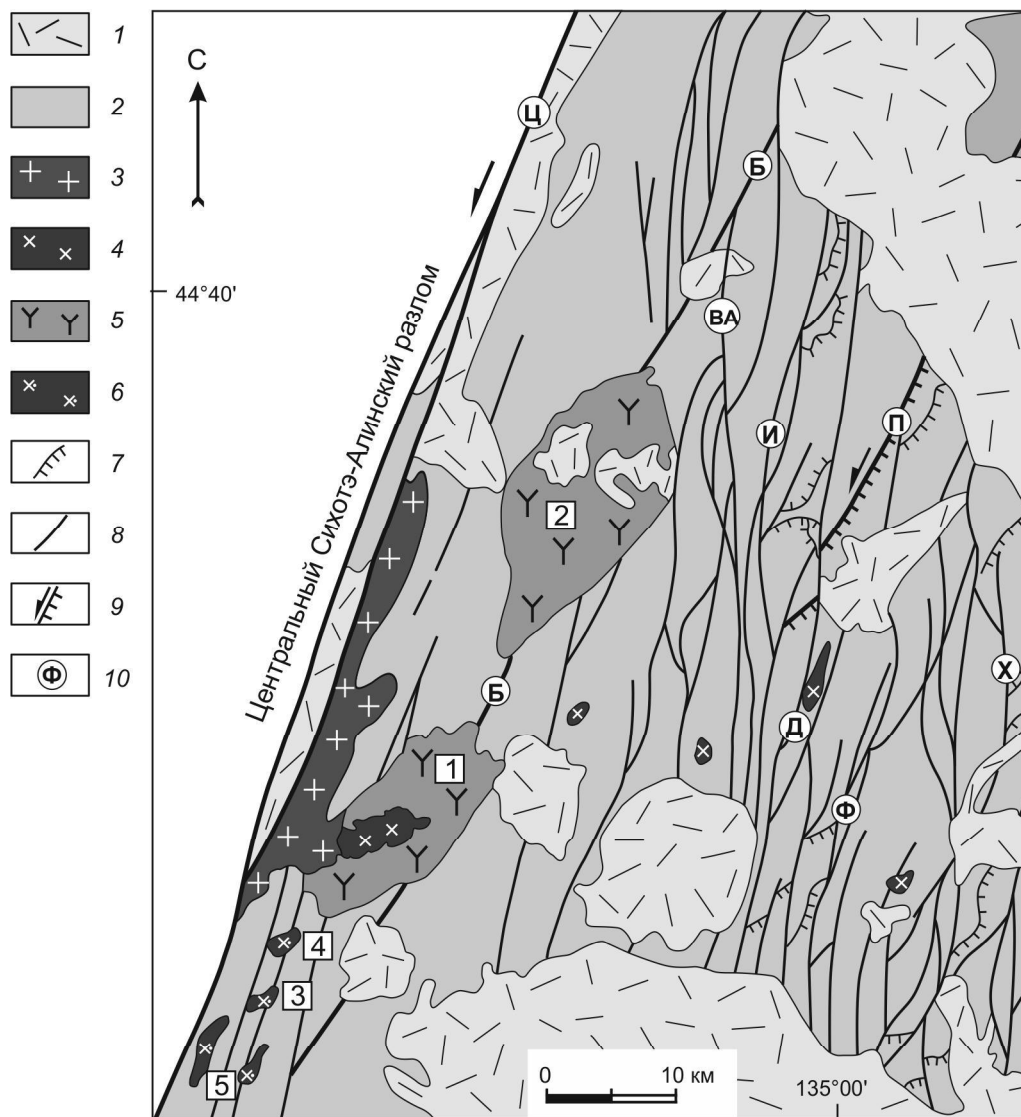


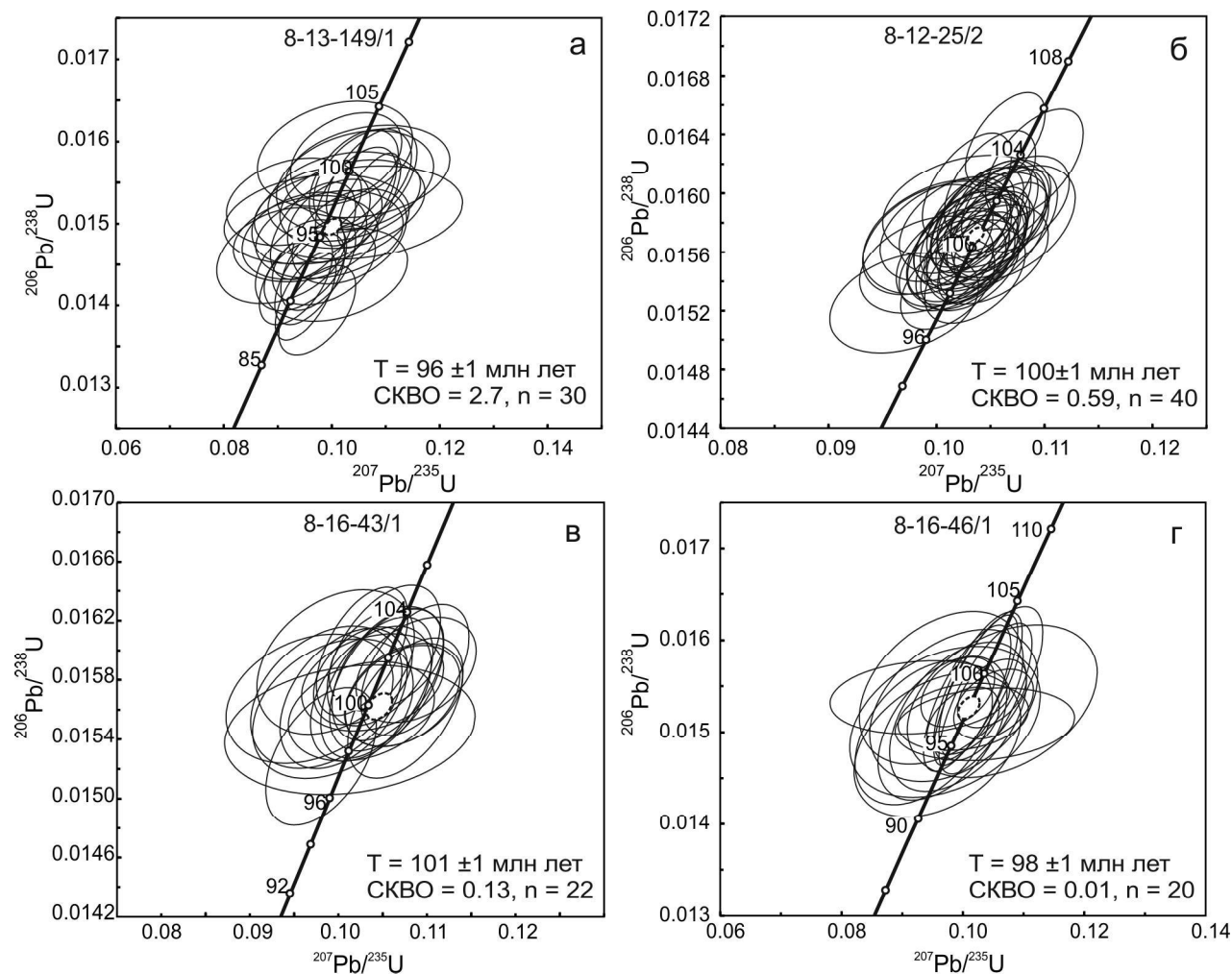
Рис. 3. Геологическая схема Кавалеровского магматического ареала (по [3], с изменениями авторов).

1 – мел-палеогеновые вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 2 – раннемеловые терригенные толщи Журавлевского террейна; 3–6 – интрузивные породы: 3 – шумнинский комплекс ( $K_2$ ), гранит-лейкограниты; 4–5 – березовско-араратский комплекс ( $K_1$ ): 4 – гранодиориты, 5 – монцогаббро и монциодориты; 6 – порубский комплекс ( $K_1$ ), тоналиты и гранодиориты; 7–9 – главные разломы: 7 – надвиги; 8 – сдвиги; 9 – левые сдвиги, заложившиеся по надвигам; 10 – разломы: Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, Б – Березовский, ВА – Восточно-Арсеньевский, И – Ивановский, П – Перевальненский, Д – Дубровский, Ф – Фурмановский, Х – Хрустальненский. Цифрами в квадратах обозначены массивы, упомянутые в тексте: 1 – Араратский, 2 – Березовский, 3 – Порубский, 4 – Ленинский, 5 – интрузии Соболиной группы.

В южной части Кавалеровского ареала присутствует ряд мелких интрузий (*Ленинский, Порубский массивы, интрузии Соболиной группы*), сложенных мелко-среднезернистыми биотит-амфиболовыми гранодиоритами и тоналитами (рис. 3). Массивы имеют небольшие размеры (не более 2–3 км<sup>2</sup>), неправильную форму, крутые интрузивные контакты с вмещающими раннемеловыми отложениями. Наряду с породами главной фазы в массивах присутствуют поздние дайки и небольшие штокообразные тела, сложенные

разнообразными гранитоидами (от гранодиоритов и мелкозернистых гранитов нормальной щелочности до монцитонит-порфиров и умеренно-щелочных лейкогранитов).

Таким образом, геологическая позиция изученных интрузий практически идентична: все они прорывают терригенные образования раннего мела (до раннего альба включительно), а сами, в свою очередь, перекрываются вулканическими толщами позднего мела (поздний сеноман и моложе) либо проры-



**Рис. 4.** U-Pb изотопные диаграммы с конкордией для раннемеловых гранитоидов и монцонитоидов южной части Журавлевского террейна.

а – гранодиорит Усть-Арминского массива, б – гранодиорит Аратского массива, в – гранодиорит Порубского массива, г – тоналит Соболиного ареала.

ваются гранитоидами близкого возраста (75–78 млн лет [7, 41]).

Возраст гранитоидов двух описанных ареалов был предметом длительных дискуссий. Интрузии Арминского ареала разными авторами относились то к раннемеловым, то к позднемеловым образованиям [2, 10, 12, 25]. В последние годы по цирконам из гранодиоритов Приисковского массива U-Pb методом (SHRIMP-II) получена оценка возраста  $105 \pm 2$  млн лет [24]. Для интрузий Кавалеровского ареала на основе синтеза многочисленных Rb-Sr и K-Ar датировок В.Г. Гоневчуком с соавторами [6] был сделан вывод о длительном (около 20 млн лет) развитии рудно-магматической системы с последовательной сменой калиевых монцонитоидов существенно натровыми гранодиоритами и тоналитами.

Для уточнения возраста гранитоидов было выполнено U-Pb датирование акцессорных цирконов из наиболее распространенных разновидностей гранитоидов.

Выделение акцессорных цирконов проведено в ИГМ СО. U-Pb изотопные исследования выполнены в Университете Гакушуин (Токио, Япония) методом LA-ICP-MS на одноколлекторном масс-спектрометре Agilent8800 (Agilent Technology, Santa Clara, California, U.S.A.), укомплектованном системой лазерного пробоотбора NWR213 Nd:YAG (ESI, Portland, U.S.A.). Методика подготовки проб и аналитических измерений соответствовала описанной в [39]. В качестве дополнительного стандарта при измерениях использовался циркон Plešovice [52].

Проведенные исследования показали, что гранодиориты перечисленных массивов имеют близкий

возраст. Так, по цирконам из гранодиоритов Усть-Арминского массива была получена оценка возраста  $96 \pm 1$  млн лет (СКВО = 2.7,  $n = 30$ , рис. 4 а), Березовского массива –  $100 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.59,  $n = 40$ , рис. 4 б), Порубского массива –  $101 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.13,  $n = 22$ , рис. 4 в), Соболиного ареала –  $98 \pm 1$  млн лет (СКВО = 0.01,  $n = 30$ , рис. 4 г) (рис. 4). В то же время по лейкократовым гранитам массива Дерсу и гранитам северной части Приисковского массива нами были получены более молодые оценки возраста (80–85 млн лет, поздний мел), в целом совпадающие с опубликованными ранее K-Ar и Rb-Sr датами [7]. В данной работе эти оценки не приводятся и не обсуждаются (в дальнейшем мы полагаем сделать их объектом самостоятельной публикации).

Результаты полевых работ, макро- и микроскопических исследований раннемеловых гранитоидов южной части Журавлевского террейна позволяют разделить их на четыре ассоциации, отличающиеся друг от друга локализацией магматических ареалов, набором пород и их минералогическими особенностями.

Первая ассоциация соответствует татибинскому комплексу в понимании [12]. К ней авторы относят Усть-Арминский массив и его аналоги – мелкие штоки гранодиоритов в среднем течении р. Арму [10]. Типоморфными особенностями гранитоидов этой ассоциации являются резкое преобладание биотита над амфиболом в гранодиоритах и практически полное отсутствие пород более основного состава (они представлены лишь редкими включениями диоритового состава). Массивы татибинского комплекса, локализованные в Журавлевском террейне, практически безрудны (отметим, что в сопредельном Самаркинском террейне с породами этого типа связаны основные промышленные месторождения вольфрама).

Ко второй ассоциации мы относим гранодиориты южной части Приисковского массива и их аналоги, распространенные в бассейне р. Большая Уссурка и ее притоков. Типоморфной особенностью пород данной ассоциации является повсеместное распространение амфибола в гранодиоритах, наличие свидетельств ассоциирующего мантийного магматизма: развитие постгранитных базитовых и лампрофировых даек, обилие меланократовых включений монцогабброидов и монцодиоритов в гранодиоритах, присутствие монцонитоидов в качестве ранних фаз в отдельных интрузиях (массив ключа Ловлягин), а также ассоциирующее с гранитоидами золотое оруденение. Отметим, что изначально описанная совокупность пород выделялась некоторыми исследователями в качестве самостоятельного дальненского комплекса [10, 12], однако позже в ходе геологосъе-

мочных работ была включена в состав татибинского комплекса.

Третья ассоциация включает гранитоиды и монцонитоиды Березовско-Арагатского комплекса, локализованные в пределах Кавалеровского ареала. Для нее характерно преобладание пород среднего состава (монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов) при подчиненном количестве основных (монцогаббро) и кислых (гранодиориты) пород. Для основных и средних пород характерно наличие клинопироксена, в гранодиоритах обычным минералом является амфибол. Массивы данной ассоциации сопровождаются оловянной минерализацией.

Наконец, в четвертую ассоциацию мы объединяем тоналиты и гранодиориты мелких интрузий, локализованных в южной части Кавалеровского ареала (Порубский и Ленинский интрузивы, массивы Соболиной группы). Типоморфными особенностями для нее является отсутствие ассоциирующих пород мантийного генезиса, повсеместное развитие в гранитоидах амфибола и повышенная основность плагиоклаза. Результаты геохимических исследований гранитоидов [6] свидетельствуют о существенно натровой специализации щелочей и повышенной известковистости пород. Гранитоиды перечисленных массивов характеризуются выраженной золотрудной металлогенической специализацией: с ними связаны многочисленные кварцевожилые проявления золота. Предшествующими исследователями [7] гранитоиды этого типа группировались с породами березовско-араратского комплекса в единую серию с длительной (более 20 млн лет) историей эволюции. Оценки возраста гранитоидов, полученные U-Pb методом, свидетельствуют о близодновременности гранодиоритов и тоналитов с калиевыми гранодиоритами березовско-араратского комплекса. Различия в специализации щелочей указывают на существенную генетическую автономность пород тоналит-гранодиоритовой группы. Как следствие, мы предлагаем выделять эту ассоциацию в качестве самостоятельного порубского комплекса.

Таким образом, в южной части Журавлевского террейна в раннемеловое время были практически синхронно сформированы четыре интрузивных комплекса, различных по набору пород, особенностям минерального состава и металлогении (в дальнейшем при их описании используются названия татибинский, дальненский, березовско-араратский и порубский. Для решения вопроса о причинах многообразия, источниках и механизмах формирования раннемеловых гранитоидов были проведены их геохимические и изотопные (Sm-Nd) исследования.



### МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохимические исследования выполнены в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержания петрогенных компонентов в породах определены методом рентгено-флуоресцентного анализа на спектрометре ARL-9900 XL (аналитики – Н.М. Глухова, Н.Г. Карманова и А.Н. Таряник) по стандартной методике. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на приборе FINIGAN ELEMENT (аналитики – И.В. Николаева, С.В. Палесский) по методике [21].

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) и ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) по методикам, описанным в [13] и [1], соответственно. При расчете величин  $\epsilon_{Nd}(t)$  и модельных возрастов  $T_{Nd}(DM)$  использованы современные значения CHUR по [43] ( $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$ ) и DM по [39] ( $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$ ,  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$ ). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для исследованных пород были рассчитаны двустадийные Nd модельные возрасты  $T_{Nd(DM-2)}$  [45] с использованием среднекорового отношения  $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$  [53].

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ

Гранодиориты татибинского комплекса отвечают высококалийной известково-щелочной серии нормальной щелочности (рис. 5 а, б). Породы магнезиальные, слабо недосыщены глиноземом и умеренно обогащены кальцием (рис. 5 в–д). Концентрации несовместимых элементов (Rb – 117–123 г/т, Sr – 370–410 г/т, Ba – 440–510 г/т, Zr – 120–150 г/т, Y – 15–16 г/т, Th – 14–16 г/т) несколько понижены в сравнении с типичными низкорубидиевыми гранитоидами I-типа (по [35]) (табл. 1, рис. 6). Гранитоиды характеризуются близкларковыми содержаниями РЗЭ ( $\Sigma PЗЭ = 100–120$  г/т), асимметричными спектрами их распределения с  $(La/Yb)_N = 9–11$  и незначительным европиевым минимумом ( $\Delta Eu = 0.8–0.9$ , рис. 7 а). На мультиэлементных диаграммах фиксируются минимумы по Nb, Ta, Ti и Ba, максимумы по Zr, Hf и Th (рис. 7 б).

Для пород татибинского комплекса характерны отрицательные значения параметра  $\epsilon_{Nd}(t)$  (около -2), модельный Nd возраст гранитоидов  $T_{Nd}(DM-2st)$  составляет 1.0–1.1 млрд лет.

Гранитоиды дальненского комплекса принадлежат умереннокалийной серии нормальной ще-

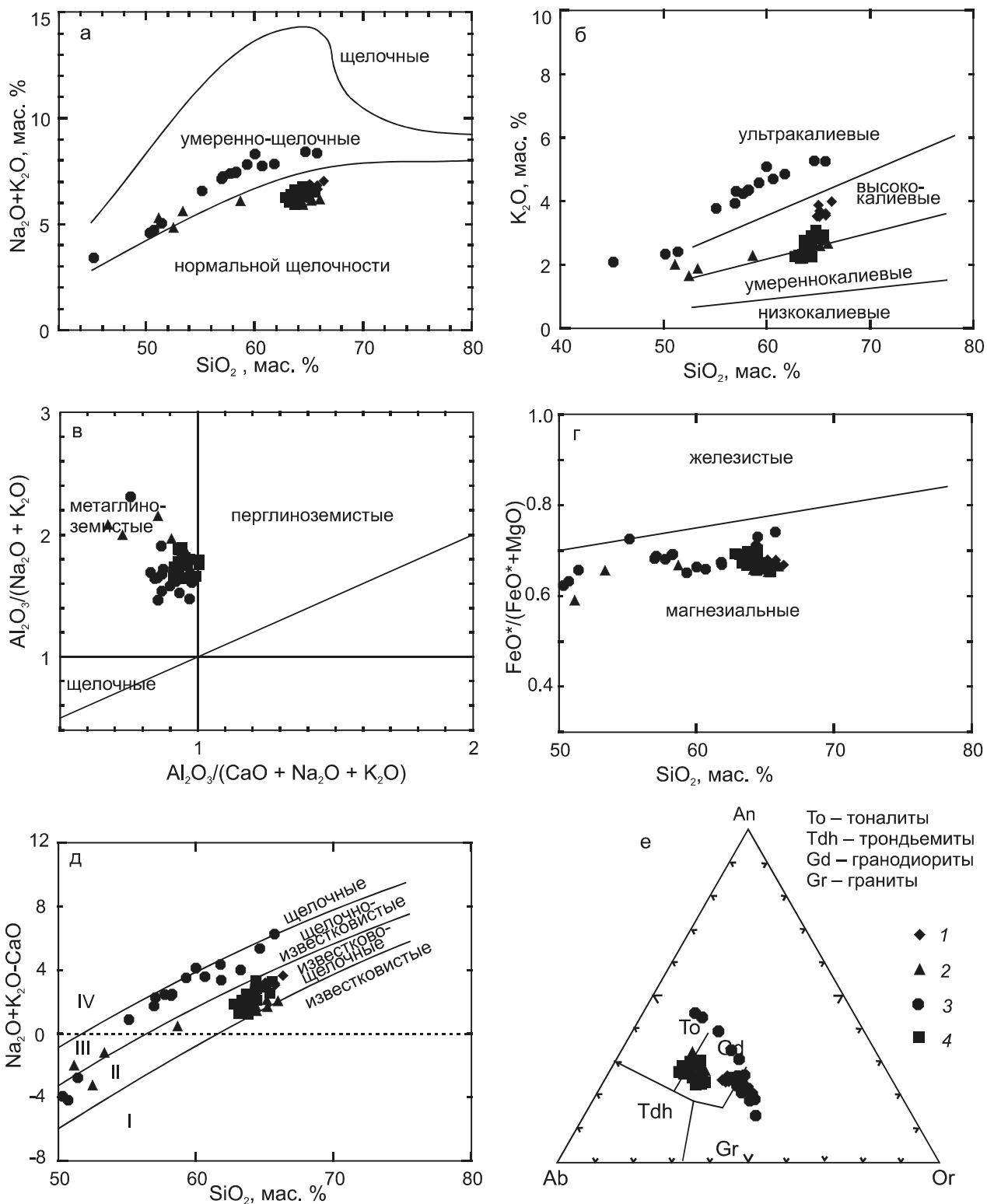
лочности (рис. 5 а, б). Породы метаглиноземистые, магнезиальные, известково-щелочные (рис. 5 в–д). В сравнении с аналогичными по кремнекислотности породами татибинского комплекса гранитоиды дальненского обеднены калием и обогащены кальцием. На диаграмме «альбит-анортит-ортоклаз» (рис. 5 е) точки их составов частично попадают в поле тоналитов, в то время как составы татибинских гранитоидов – в поле гранодиоритов.

Уровень накопления несовместимых элементов (Rb – 70–820 г/т, Zr – 115–125 г/т, Y – 12–13 г/т, Th – 7–8 г/т) в них ниже, чем в татибинских гранитоидах (рис. 6), а щелочноземельных элементов – напротив, выше (Sr – 470–490 г/т, Ba – 500–580 г/т). Концентрации РЗЭ в породах минимальные среди изученных гранитоидов ( $\Sigma PЗЭ = 80–90$  г/т), спектры их распределения асимметричные с  $(La/Yb)_N = 9–9.5$  и незначительным европиевым минимумом ( $\Delta Eu = 0.75–0.8$ , рис. 7 в). Форма мультиэлементных диаграмм близка к таковой для татибинских гранитоидов за исключением присутствия незначительного максимума по Sr (рис. 7 г).

Габброиды и монцодиориты меланократовых включений характеризуются низкими содержаниями титана, глинозема и фосфора, умеренными – калия и магния. В сравнении с гранодиоритами габбро обеднены редкими щелочами и Th, слабо обогащены щелочноземельными (Sr – 470–490 г/т, Ba – 500–580 г/т), Y и РЗЭ иттриевой группы при близких концентрациях Zr и Hf (табл. 1, рис. 7). Для них характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с небольшим европиевым максимумом, на мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ta, Nb и Ti (рис. 7 в, г). Монцодиориты по редкоэлементным характеристикам занимают промежуточное положение между габброидами и гранодиоритами, за исключением содержаний Sr и Ba, максимальных среди пород комплекса. Спектры распределения РЗЭ асимметричные с незначительным европиевым минимумом, форма спайдер-диаграмм монцодиоритов близка к таковой гранодиоритов (рис. 7 г).

Изотопный состав неодима в гранодиоритах и монцогаббро меланократовых включениях идентичен ( $\epsilon_{Nd}(t) = +2.1$ ) и существенно более радиогенный, нежели в татибинских гранитах.

Породы березовско-араратского комплекса относятся к ультракалийной (шошонитовой) серии слабо повышенной щелочности (рис. 5 а, б). Для пород характерны несколько более высокая, в сравнении с другими изученными комплексами, железистость (рис. 5 г) и повышенные концентрации фосфора практически на всем интервале кремнекислотности пород.



**Рис. 5.** Петрохимические диаграммы для раннемеловых гранитоидов и монцититоидов южной части Журавлевского террейна.

а – TAS-диаграмма (граница полей приведены в соответствии с [47]); б – диаграмма SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O (границы полей приведены в соответствии с [51]); в – диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (молекулярные количества) [48]; г – диаграмма SiO<sub>2</sub>–FeO<sub>tot</sub>/(FeO<sub>tot</sub>+MgO) [42]; д – диаграмма SiO<sub>2</sub>–MALI [42], е – диаграмма «альбит-анортит- ортоклаз» [49], границы полей скорректированы в соответствии с [32].

1 – татинский комплекс, 2 – дальненский комплекс, 3 – березовско-араратский комплекс, 4 – порубский комплекс.

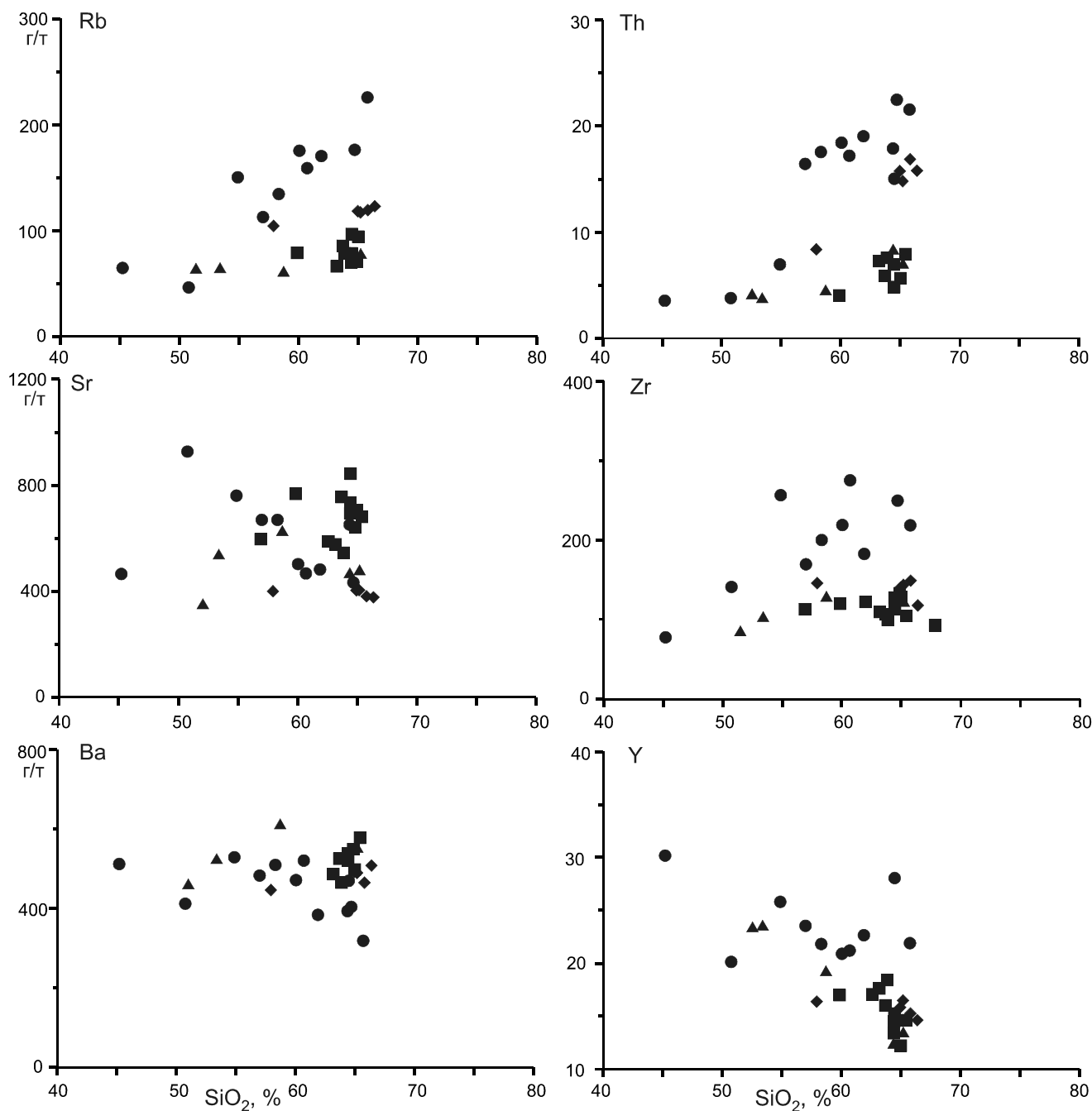
**Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в представительных пробах раннемеловых гранитоидов и монцонитоидов южной части Журавлевского террейна.**

№ Проб	12-21/4	12-22/3	ГВ-1402	12-25/4	16-43/1	16-46/1	16-47/1	13-149/1	13-150/1	15-9/4	15-9/7	15-9/1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	50.76	58.32	61.89	64.69	64.44	64.46	63.86	65.17	66.38	52.54	58.71	64.38
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.83	0.69	0.46	0.53	0.5	0.6	0.57	0.5	0.79	0.71	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.33	16.32	15.65	16.19	15.66	16.53	16.18	15.24	15.24	14.85	17.38	15.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	9.33	7.08	5.88	3.94	4.62	4.74	5.38	4.64	4.17	9.21	6.78	4.87
MnO	0.17	0.13	0.1	0.06	0.09	0.07	0.12	0.09	0.08	0.27	0.13	0.09
MgO	4.93	2.86	2.64	1.53	2.20	2.05	2.13	2.11	1.88	7.68	3.05	2.28
CaO	8.97	5.04	4	3.12	3.48	3.83	4.83	3.72	3.45	8.14	5.68	4.34
Na <sub>2</sub> O	3.17	3.16	3.05	3.2	3.96	3.98	3.61	3.1	3.1	3.25	3.86	3.56
K <sub>2</sub> O	1.60	4.35	4.3	5.26	2.86	2.65	2.43	3.51	3.99	1.65	2.29	2.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.44	0.3	0.23	0.14	0.19	0.2	0.19	0.19	0.16	0.18	0.25	0.15
п.п.п.	0.96	1.27	1.77	1.06	0.92	0.82	0.52	0.95	0.63	1	0.98	0.69
сумма	99.69	99.74	99.79	99.73	99.05	100.17	99.96	99.42	99.69	99.72	99.95	99.29
Rb	46	135	170	176	78	97	79	117	123	66	62	70
Sr	927	669	482	433	731	843	544	404	377	352	629	469
Y	20	22	23	17	15	15	18	16	15	23	19	12
Zr	81	200	183	250	128	113	100	144	118	86	129	118
Nb	6.1	12.7	15.4	11	9.8	8.5	9.4	9.9	8.9	7.5	7.7	6.8
Cs	5.3	5.5	7.9	7.1	1.2	2.8	1.4	4.3	4.5	2.3	2	1.5
Ba	412	510	384	404	521	1775	466	490	508	275	613	519
La	24.26	31.74	31.3	33.49	24.75	21.28	19.39	25.58	21.18	19.47	19.78	17.12
Ce	50.19	63.15	61.1	64.37	44.29	38.40	37.55	48.13	41.37	44.63	40.8	32.73
Pr	5.9	7.02	6.86	6.64	4.91	4.51	4.65	6.02	5.03	5.93	5.13	3.84
Nd	24.17	27.56	25.28	23.29	17.39	16.35	17.18	20.85	17.88	21.50	19.03	13.72
Sm	4.81	5.33	5.23	4.46	3.11	3.04	3.29	3.81	3.24	4.73	3.63	2.81
Eu	1.76	1.22	0.97	0.88	0.68	0.64	0.89	1.06	1	1.41	1.08	0.76
Gd	4.29	4.36	4.18	3.48	2.74	2.89	3.2	3.52	2.98	4.33	3.86	2.48
Tb	0.66	0.69	0.65	0.51	0.42	0.45	0.51	0.48	0.43	0.7	0.62	0.4
Dy	3.33	3.73	3.71	2.93	2.33	2.33	3.08	2.63	2.37	4	3.39	2.17
Ho	0.69	0.75	0.75	0.57	0.45	0.48	0.57	0.54	0.49	0.81	0.66	0.41
Er	1.95	2.19	2.07	1.52	1.29	1.4	1.61	1.58	1.46	2.44	2	1.24
Tm	0.30	0.33	0.32	0.25	0.21	0.21	0.25	0.24	0.23	0.38	0.30	0.19
Yb	1.67	1.81	2.01	1.56	1.26	1.34	1.64	1.6	1.54	2.5	1.96	1.29
Lu	0.27	0.27	0.33	0.24	0.19	0.19	0.24	0.25	0.24	0.38	0.30	0.2
Hf	2.1	4.9	5	6	3	2.7	2.5	4.1	3.5	2.8	3.5	3.5
Ta	0.3	0.7	1.3	0.7	0.7	0.7	0.7	1.0	0.9	0.6	0.7	0.7
Th	3.8	17.6	19.0	22.5	6.9	4.8	7.6	14.8	15.8	4.2	4.5	8.4
U	0.9	3.2	3.1	2.9	0.9	1.1	1.1	2.1	3.6	1.4	0.8	1.2

*Примечание.* 1–4 – березовско-араратский комплекс: 1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит, 3 – кварцевый монцодиорит, 4 – монцогранодиорит; 5–7 – порубский комплекс: 5 – Порубский массив, гранодиорит, 6 – Соболиный массив, гранодиорит, 7 – Ленинский массив, гранодиорит; 8–9 – татибинский комплекс, Усть-Арминский массив, гранодиориты; 10–12 – дальненский комплекс, Приисковский массив: 10 – габбро (включение), 11 – диорит (включение), 12 – гранодиорит. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Кварцевые монцодиориты и гранодиориты слабо недосыщены глиноземом (рис. 5 в), по соотношению щелочей и кальция соответствуют щелочно-известковой серии (рис. 5 д). Редкоэлементный состав характеризуется максимальными среди изученных пород южной части Журавлевского террейна концентрациями несовместимых элементов (Rb – до 175 г/т, Zr – до 250 г/т, Y – до 30 г/т, Th – до 25 г/т,  $\Sigma$ РЗЭ – до 160 г/т,

рис. 6). Минимальные среди пород ассоциации концентрации несовместимых элементов наблюдаются в монцогаббро (табл. 1, рис. 6). Для них типичны выше-кларковые содержания LILE и HFSE, асимметричные спектры распределения РЗЭ с небольшим европиевым максимумом (рис. 7 д), наличие отрицательных аномалий по Ta и Nb, положительных – по Sr на мультиэлементных диаграммах (рис. 7 е). Монцодиориты

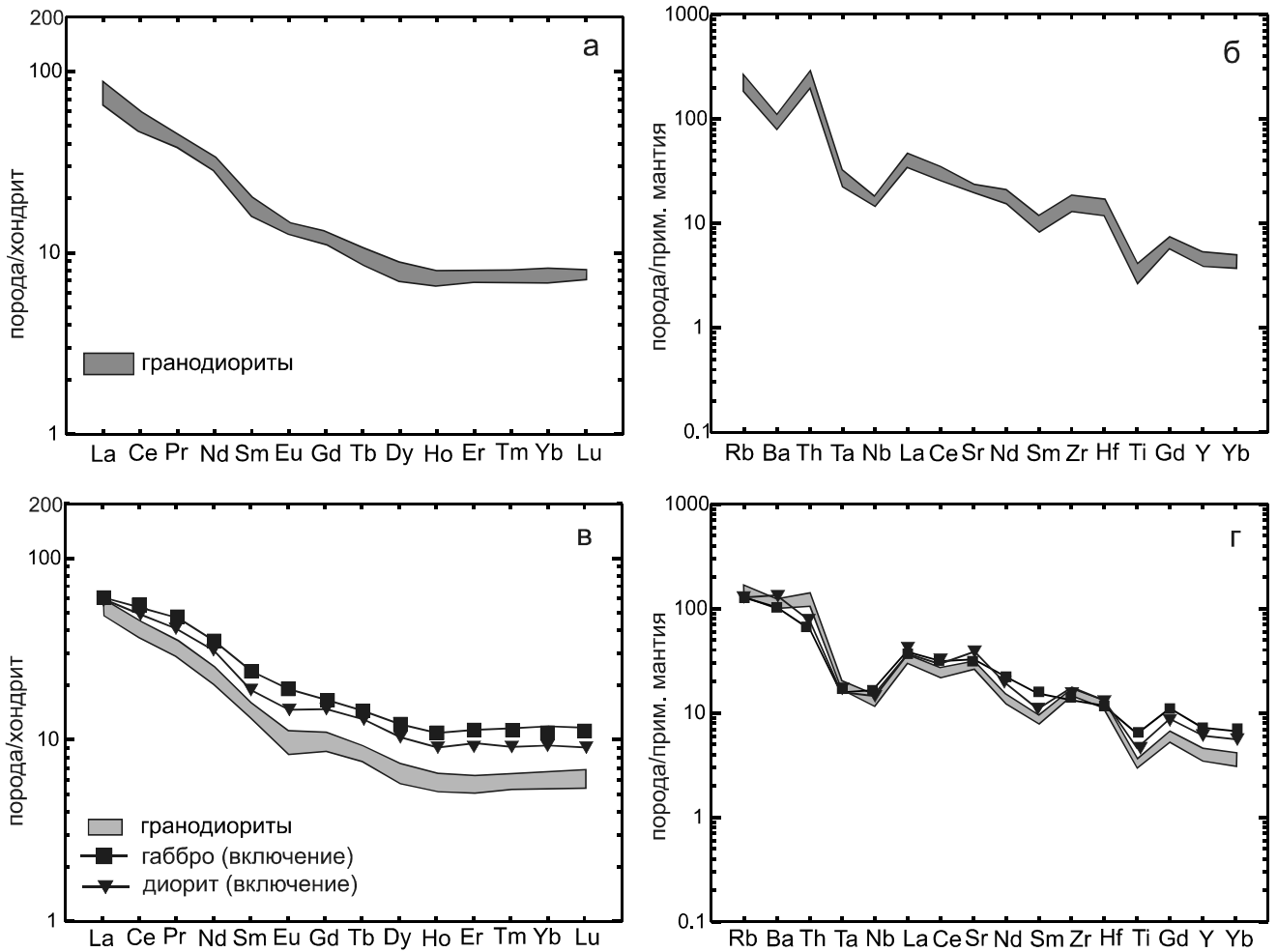


**Рис. 6.** Бинарные геохимические диаграммы для раннемеловых гранитоидов и монцонитоидов южной части Журавлевского террейна.

Условные обозначения см. на рис. 5.

и кварцевые монцодиориты имеют более высокие концентрации LILE, HFSE (рис. 6) и РЗЭ цериевой группы. Для них характерны асимметричные спектры распределения РЗЭ с незначительным европиевым минимумом (рис. 7 д), на спайдер-диаграммах фиксируются минимумы по Nb, Ta, Ti и Ba, максимумы по Zr, Hf и Th. Гранодиориты по редкоэлементному составу близки к кварцевым монцодиоритам, имеют

очень близкую форму спектров распределения РЗЭ и спайдер-диаграмм (за исключением появления небольшого минимума по Sr, усилением аномалий по Eu и Ba). Изотопный состав неодима в породах березовско-араратского комплекса не обнаруживает корреляции с кремнекислотностью пород. Монцогаббро характеризуются слабо отрицательными значениями  $\epsilon_{Nd}(t)$  (-0,7), монцодиориты – слабо положительными



**Рис. 7.** Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для раннемеловых гранитоидов и монцонитоидов южной части Журавлевского террейна.

а–б – татибинский комплекс (гранодиориты), в–г – дальненский комплекс. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [34], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [53].

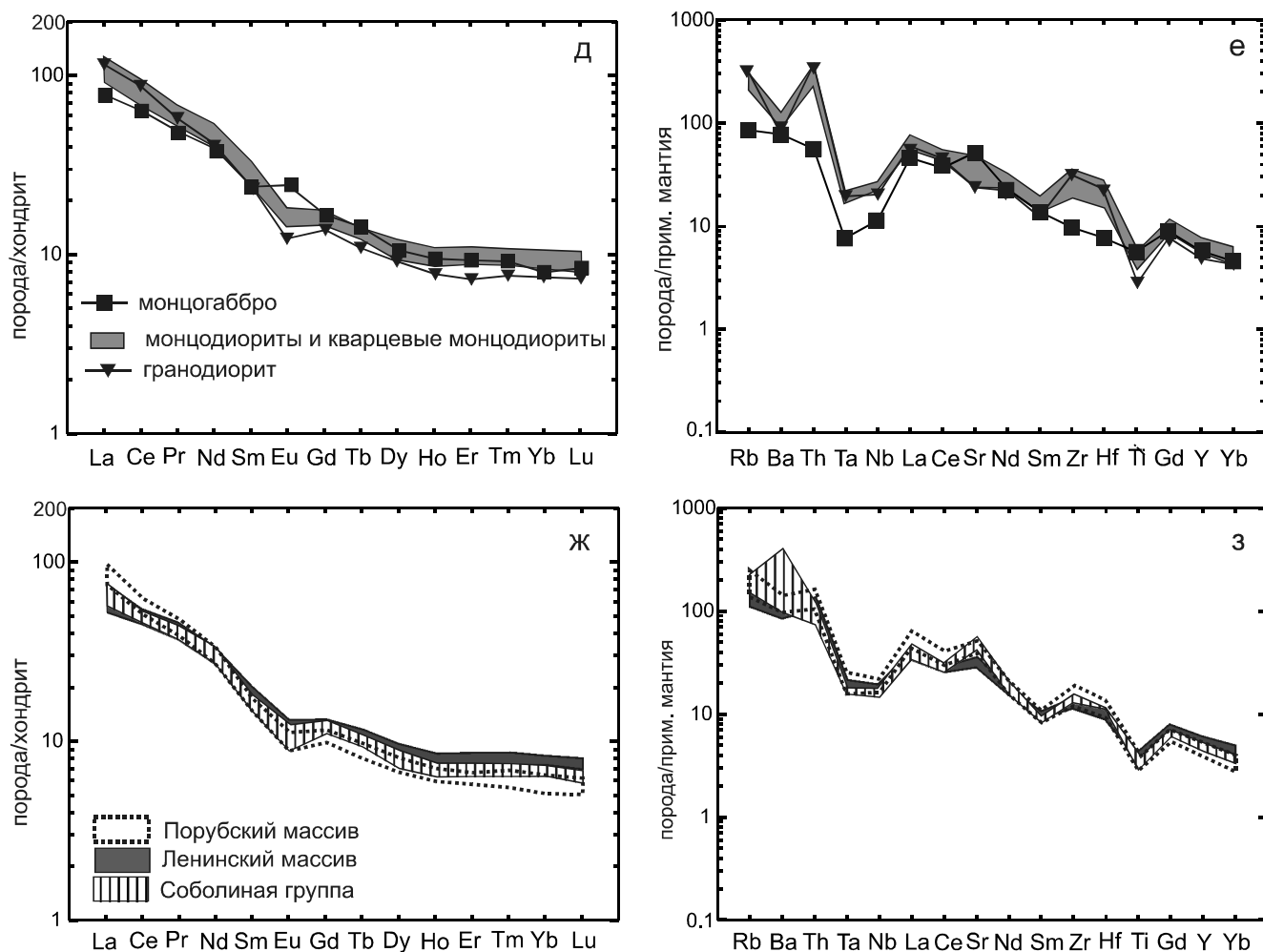
(+0.2). Наименее радиогенный состав неодима фиксируется в гранодиоритах ( $\epsilon_{Nd}(t) = -2.4$ ,  $T_{Nd}(DM-2st) = 1.1$  млрд лет).

Тоналиты и гранодиориты порубского комплекса по петрохимическому составу соответствуют умереннокалиевым гранитоидам нормального ряда (рис. 5 а, б). Подобно дальненским гранитоидам это метаглиноземистые, магнизальные, известково-щелочные породы (рис. 5 в–д). На диаграмме «альбит-анортит-ортоклаз» (рис. 5 е) точки их составов локализуются по границе полей тоналитов и гранодиоритов совместно с фигуративными точками гранитоидов дальненского комплекса. Редкоэлементный состав пород порубского комплекса характеризуется близкими к дальненским гранитоидам концентрациями Zr (< 120 г/т), Hf (< 3 г/т), Th (8 г/т), РЗЭ (< 120 г/т), максимальными содержаниями

Sr (до 750 г/т) и максимально дифференцированными спектрами распределения РЗЭ  $(La/Yb)_N = 10–16$  (рис. 7 ж). Форма мультиэлементных спектров идентична таковой в дальненских гранодиоритах (рис. 7 з). Гранитоиды порубского комплекса характеризуются умеренно деплетированным составом неодима:  $\epsilon_{Nd}(t)$  в породах разных массивов варьирует от +0.3 до +1.3, модельный возраст  $T_{Nd}(DM-2st)$  составляет 0.8–0.9 млрд лет.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных исследований показывают, что четыре выделенных раннемеловых ассоциации (комплекса) характеризуются не только специфическим набором пород и их минералогическими особенностями, но различаются также по редкоэлементным и изотопным характеристикам. Спектр со-

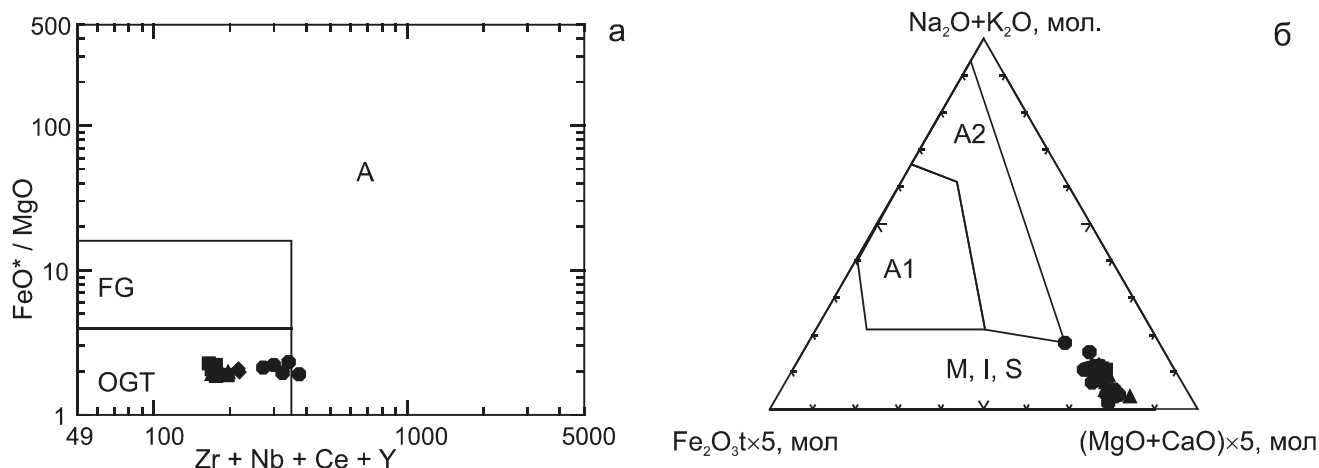


**Рис. 7.** Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для раннемеловых гранитоидов и монцонитоидов южной части Журавлевского террейна.

д-е – березовско-араратский комплекс, ж-з – порубский комплекс.

ставов гранитоидов довольно широк: от умереннокальциевых тоналитов и гранодиоритов до ультракальциевых кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов. В целом, синхронно с содержаниями калия в породах возрастают концентрации ряда несовместимых элементов (HFSE, РЗЭ цериевой группы, тория, в меньшей степени – LILE). Однако даже в самых обогащенных разновидностях (кварцевые монцодиориты и гранодиориты березовско-араратского комплекса) содержания типоморфных редких элементов не достигают уровня, характерного для гранитоидов А-типа (рис. 8 а), трактуемых рядом авторов [33, 36] как предельные дифференциаты мантийных магм либо продукты их незначительной контаминации породами континентальной коры. По соотношению петрогенных компонентов гранитоиды также соответствуют породам I-и S-типов (рис. 8 б). Все это препятствует предположению об их преимуществен-

но мантийной природе. На генетическую автономность гранитоидов и базитов в тех ассоциациях, где эти породы присутствуют совместно, указывает комплекс геохимических и изотопных данных. Так в березовско-араратском комплексе переход от габбро к монцодиоритам сопровождается ростом содержаний несовместимых элементов, что типично для процесса дифференциации. Однако изотопный состав Nd в монцодиоритах более радиогенный, нежели в монцогаббро, что указывает на контаминацию базитовых магм относительно «молодым» в изотопном отношении веществом. Следовательно, формирование монцодиоритов наиболее вероятно является следствием комбинации процессов дифференциации и ассимиляции нижнекоровым материалом. Аналогичным образом может объясняться формирование более кремнекислых гранодиоритов, которые не отличаются значимо по редкоэлементным характеристикам от



**Рис. 8.** Дискриминационные диаграммы для раннемеловых гранитоидов и монцонитоидов южной части Журавлевского террейна.

а – по [54], б – по [9]. Поля составов: на рис. а – OGT – нефракционированные гранитоиды М-, I- и S-типов, FG – фракционированные гранитоиды, А – гранитоиды А – типа; на рис б – поля М, I, S, А1 и А2 отвечают соответствующим типам гранитоидов.

кварцевых монцодиоритов, однако обладают значимо менее радиогенным составом Nd.

В дальненском комплексе габброиды и гранитоиды характеризуются идентичным изотопным составом неодама ( $\epsilon_{Nd}(t) \approx +2$ ), что типично для комагматических пород. Однако гранодиориты в сравнении с габброидами и монцодиоритами включений обеднены Sr, Ba, Y и тяжелыми РЗЭ, а в их мультиэлементных спектрах появляются минимумы по Eu, максимумы по Zr и Hf. Такие изменения геохимических характеристик не согласуются с фракционированием типичных ликвидусных минеральных парагенезисов основных или средних пород (плагиоклаз, пироксены и амфиболы).

Второй особенностью изученных раннемеловых ассоциаций южной части Журавлевского террейна является преобладание пород среднего и средне-кислого состава (кварцевые монцодиориты, гранодиориты) при практически полном отсутствии гранитоидов с близэвтектической кремнекислотностью. Этот факт накладывает достаточно жесткие ограничения на участие в процессах гранитообразования метаосадочных пород верхней коры Журавлевского террейна.

Химический состав раннемеловых песчаников и алевролитов характеризуется высокой кремнекислотностью, умеренными содержаниями калия, невысокими концентрациями магния, железа и титана (табл. 2). По петрохимическим особенностям песчаники занимают промежуточное положение между аркозами и граувакками. Их редкоэлементный состав отличается пониженными, в сравнении с составом верхней коры (по [53]), концентрациями LILE, HFSE и РЗЭ (табл. 2). Алевролиты обогащены относительно песчаников несовместимыми элементами и при-

ближаются по уровню накопления к составу постаршевого глинистого сланца [53]. Кроме того, осадочные породы южной части Журавлевского террейна характеризуются низкими значениями  $\epsilon_{Nd}(100) \approx -18$  и модельными возрастными более 2.0 млрд лет [31, 46]. Обзор экспериментов, рассматривающих процессы частичного плавления пород подобного состава при умеренных (верхнекоровых) давлениях [44], указывает на возможность образования при их анатексисе насыщенных глиноземом гранит-лейкогранитов с  $A/CNK \approx 1$ . В случае смешения таких расплавов с более глубинными и менее кремнекислыми магмами неизбежно должно наблюдаться обогащение гибридных разновидностей крупноионными литофильными элементами и РЗЭ (преимущественно цериевой группы), интенсивное обеднение Sr и избирательное – Eu, а также значимое понижение первичных отношений изотопов Nd. Следует отметить, что прямая контаминация гранодиоритовых магм верхнекоровыми породами, сходными с осадками Журавлевского террейна, приведет к сходным (хотя и менее масштабным) изменениям геохимических характеристик магм.

Суммируя вышеизложенное, сколь-нибудь значительное участие верхнекорового метаосадочного компонента можно предполагать только для наиболее кремнекислых пород березовско-араратского комплекса и гранодиоритов татигбинского комплекса, имеющих отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и, одновременно, обладающих повышенными содержаниями несовместимых элементов.

Наиболее сложным вопросом является природа корового источника, давшего начало гранитоидам дальненского и порубского комплексов. Здесь необ-

Таблица 2. Вариации химического состава раннемеловых осадочных пород Журавлевского террейна.

песчаники				алевролиты			
Эл-г	$X_{cp} \pm 2\sigma$	Эл-г	$X_{cp} \pm 2\sigma$	Эл-г	$X_{cp} \pm 2\sigma$	Эл-г	$X_{cp} \pm 2\sigma$
SiO <sub>2</sub>	76.46 ± 5.15	La	24.83 ± 7.85	SiO <sub>2</sub>	67.51 ± 2.95	La	33.14 ± 3.82
TiO <sub>2</sub>	0.27 ± 0.11	Ce	53.95 ± 17.66	TiO <sub>2</sub>	0.56 ± 0.06	Ce	81.31 ± 14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.85 ± 2.48	Pr	5.68 ± 1.67	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.04 ± 1.91	Pr	7.93 ± 0.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.68 ± 0.81	Nd	19.46 ± 5.03	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.61 ± 1.31	Nd	26.11 ± 2.49
MnO	0.06 ± 0.05	Sm	3.79 ± 0.99	MnO	0.04 ± 0.02	Sm	5.51 ± 0.66
MgO	0.76 ± 0.44	Eu	0.78 ± 0.14	MgO	1.43 ± 0.38	Eu	1.05 ± 0.13
CaO	1.05 ± 0.12	Gd	3.32 ± 0.71	CaO	0.83 ± 0.72	Gd	4.59 ± 0.36
Na <sub>2</sub> O	2.79 ± 1.15	Tb	0.48 ± 0.12	Na <sub>2</sub> O	2.07 ± 0.93	Tb	0.69 ± 0.1
K <sub>2</sub> O	2.35 ± 0.77	Dy	2.64 ± 0.75	K <sub>2</sub> O	3.47 ± 0.8	Dy	3.98 ± 0.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23 ± 0.11	Ho	0.52 ± 0.15	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19 ± 0.06	Ho	0.80 ± 0.11
п.п.п.	2.54 ± 1.69	Er	1.44 ± 0.43	п.п.п.	3.96 ± 0.98	Er	2.22 ± 0.28
Сумма	99.86 ± 0.32	Tm	0.21 ± 0.06	Сумма	99.76 ± 0.32	Tm	0.33 ± 0.04
Rb	86 ± 28	Yb	1.37 ± 0.4	Rb	131 ± 30	Yb	2.18 ± 0.26
Sr	165 ± 74	Lu	0.22 ± 0.06	Sr	145 ± 56	Lu	0.35 ± 0.04
Y	15 ± 4	Hf	4.8 ± 1	Y	22 ± 3	Hf	5.6 ± 1.1
Zr	191 ± 41	Ta	0.6 ± 0.2	Zr	207 ± 43	Ta	0.9 ± 0.1
Nb	8.2 ± 2.8	Pb	15.6 ± 3.4	Nb	12.2 ± 1.2	Pb	17.4 ± 5.3
Cs	4.1 ± 3.7	Th	7.9 ± 2.7	Cs	11.9 ± 6.6	Th	12.0 ± 1.3
Ba	447 ± 167	U	1.6 ± 0.5	Ba	565 ± 294	U	2.5 ± 0.4

Примечание.  $X_{cp}$  – средние содержания для данного класса пород;  $\sigma$  – стандартное отклонение. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – суммарное железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, оксиды – в мас. %, элементы – в г/т.

ходимо обратить внимание на тот факт, что все раннемеловые гранитоиды, для которых нет оснований предполагать заметного вклада мантийного или верхнекорового компонента, близки по редкоэлементному составу и изотопным характеристикам. Для них характерны умеренная калиевоность, нижекларковские концентрации LILE, HFSE и PЗЭ цериевой группы, умеренно низкие содержания «тяжелых» PЗЭ и Y, наличие незначительных минимумов по европию, максимумов по Sr, Zr и Hf на мультиэлементных спектрах, слабо положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  и модельные возрасты < 1 млрд лет. Очевидно, что эти особенности являются отражением состава магмогенерирующих субстратов.

Сопоставление петрохимических характеристик гранитоидов с результатами многочисленных экспериментальных исследований по плавлению коровых пород различного состава (см. обзоры в [15, 17] и ссылки в них) позволяет предполагать, что источником гранодиоритовых магм являлись низко- или умереннокалиевые породы андезибазальтового состава (кварцевые амфиболиты или гранулиты), обедненные несовместимыми элементами (близкие к стартовому составу, использованному в опытах [50]). Резкое превалирование среди продуктов магматизма гранодиоритов может быть следствием либо относительно высоких степеней плавления (когда кварц, содержащий-

ся в исходном субстрате, полностью расходуется на образование расплава), либо захвата анатектической выплавкой части реститового парагенезиса. Учитывая геологические данные о природе Журавлевского террейна (деформированный турбидитовый бассейн, сформированный на океаническом основании) наиболее вероятным источником такого состава может являться смесь метабазитов океанической коры с верхнекоровыми метаосадками. Специфика плавления такого комбинированного субстрата довольно подробно рассмотрена в наших предшествующих работах [14, 15]. В рассматриваемом случае формирование наиболее деплетированных разновидностей гранитоидов именно за счет плавления смешанного субстрата с несколько варьирующими, но в целом близкими пропорциями метапелитового и метабазитового компонента подтверждается выдержанным редкоэлементным составом гранитоидов (табл. 1). Оценка доли мантийного компонента, выполненная на основе изотопных данных по механизму, использованному в [37]\*, по-

\*Для оценки пропорций метабазитового и метапелитового компонента в источнике использована формула  $X_m = Nd^c \times (\epsilon_c - \epsilon_r) / [\epsilon_r \cdot (Nd^m - Nd^c) - (\epsilon_m \times Nd^m - \epsilon_c \times Nd^c)] \times 100$ , где  $X_m$  – процент метабазитового компонента в источнике,  $\epsilon_m$ ,  $\epsilon_c$  и  $\epsilon_r$  – значения  $\epsilon_{Nd}(t)$  в метабазитовом, метапелитовом компонентах и в породе соответственно,  $Nd^m$  и  $Nd^c$  – концентрации неодима в метабазитовом и метапелитовом источниках.



казывает, что для гранитоидов Приисковского массива ( $Nd = 14.2$  ppm,  $\epsilon_{Nd}(t) = +2.1$ ) такой смешанный субстрат должен был содержать около 80 % ювенильного метабазальтового компонента. Подобная смесь океанической коры ( $SiO_2 = 49.5$  мас. %,  $K_2O = 0.15$  мас. %, [49]) и усредненного песчаника раннемеловых разрезов Журавлевского террейна ( $SiO_2 = 76.5$  мас. %,  $K_2O = 2.35$  мас. %, табл. 2) по составу соответствует низкокалийному андезибазальту ( $SiO_2 = 55\%$  мас. %,  $K_2O = 0.6$  мас. %), что подтверждает наше предположение.

Для метабазитового источника приняты характеристики  $Nd^m = 15$  ppm,  $\epsilon_m = +10$  [37], для метапелитового –  $Nd^c = 21$  ppm  $\epsilon_c = -18$  [31].

Образование гранитоидов татибинского комплекса, обогащенных несовместимыми элементами и имеющих отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ , в принципе может быть объяснено как большей долей метапелитового компонента в их источнике, так и контаминацией расплавов веществом верхней коры в ходе их подъема к поверхности. Однако соотношения концентраций РЗЭ в гранитоидах и осадочных породах Журавлевского террейна и их изотопных характеристик (рис. 9) показывают, что контаминация умереннокалийного гранодиоритового расплава (соответствующего гранитоидам главной фазы Приисковского массива) материалом осадочных пород (песчаников и/или алевролитов) не способна привести к формированию высококалийных и, тем более, ультракалийных гранодиоритов с наблюдаемыми геохимическими и изотопными характеристиками. Следовательно, формирование пород татибинского комплекса связано с плавлением комбинированного субстрата, относительно обогащенного метаосадочным материалом. Одновременно необходимо заметить, что формирование по такому механизму ультракалийных гранодиоритов березовско-араратского комплекса представляется маловероятным и, скорее всего, обусловлено контаминацией базитовых и/или монцодиоритовых магм веществом верхней коры (возможно – с последующей дифференциацией гибридных магм).

Суммируя приведенные выше данные, можно утверждать, что главным источником вещества раннемеловых гранитоидов южной части Журавлевского террейна являлись ювенильные (метабазитовые) породы его океанического основания при ограниченном вкладе верхнекоровых метаосадочных образований. Наблюдаемые вариации геохимических и изотопных характеристик гранитоидов связаны как с латеральными вариациями пропорций метапелитов и метабазитов в источнике магмогенерации, так и с участием в процессах гранитообразования мантийных магм.

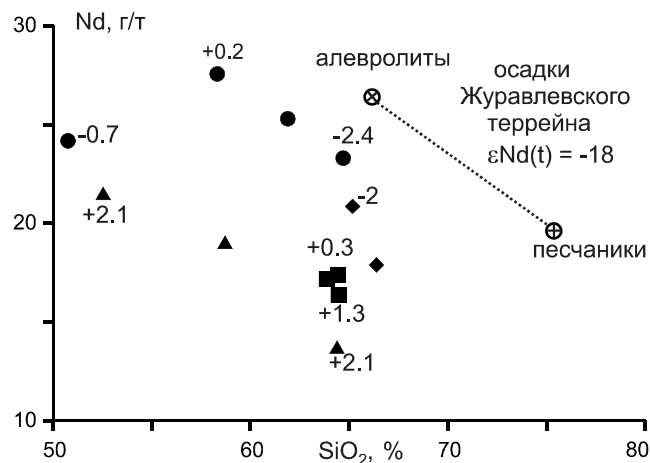


Рис. 9. Диаграмма  $SiO_2$ –Nd для магматических и осадочных пород Журавлевского террейна.

Условные обозначения см. на рис. 4. Числа возле значков пород – значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Пояснения в тексте.

Приведенные результаты хорошо согласуются с полученными авторами ранее данными об источниках и механизмах формирования раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна [14] и в целом позволяют лучше понять причины разнообразия магматизма, специфику формирования и эволюции магм в обстановках скольжения на границе «континент-океан».

Предшествующими исследованиями показано, что многообразие мантийных магм в подобных обстановках объясняется вовлечением в процессы плавления трех основных источников: литосферной мантии, образованной в ходе предшествующих субдукционных процессов, верхней части слэба и вещества астеносферы, проникающей в основание коры при образовании slab-window [20, 26, 30]. В изученных раннемеловых ассоциациях Журавлевского террейна фиксируются два типа базитовых магм. Первый – это умеренно-высококальевые низкотитанистые и низкофосфористые габброиды, проявленные в виде включений в гранодиоритах дальненского комплекса. Эти породы характеризуются умеренными концентрациями HFSE и РЗЭ, имеют довольно ярко выраженные «надсубдукционные» метки ( $La/Nb = 2.4$ –6) и слабо положительные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ . Второй тип габброидов – это высококальевые (до ультракалийных) умереннотитанистые и высокофосфористые монцогаббро березовско-араратского комплекса, относительно обогащенные HFSE и РЗЭ и имеющие слабо отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(t)$ , что в целом типично для расплавов, образованных при плавлении литосферной мантии. Избирательное обеднение типоморфными высокозарядными элементами (Nb, Ta, Ti) в породах этого

типа проявлено слабее (в наименее кремнекислых разновидностях  $La/Nb = 1.9$ ), что позволяет предполагать для них существенную примесь обогащенного мантийного (астеносферного) источника. Данные [18, 38] свидетельствуют о проявлении в Сихотэ-Алине и окружающих блоках на этом же возрастном рубеже щелочных габброидов и гранитоидов А-типа, что подтверждает активность подлитосферной мантии.

Важно также отметить, что для двух указанных типов габброидов характерны различные механизмы взаимодействия с породами коры. Так гранодиориты дальненского комплекса, ассоциирующиеся с габброидами первого типа, судя по геохимическим и изотопным данным, представляют собой продукты корового палингенеза. В этом случае базитовые расплавы являлись, в первую очередь, источником тепла, обеспечивавшим выплавление гранитоидных магм (без существенного взаимодействия мантийных и коровых расплавов). Для пород березовско-араратского комплекса, напротив, фиксируется активное мантийно-коровое взаимодействие, выражавшееся либо в смешении мантийных магм с коровыми выплавками, либо (что более вероятно) в интенсивной контаминации базитов коровым материалом на разных уровнях глубинности с последующей дифференциацией гибридных магм, что обеспечило формирование широкого спектра ультракалийевых пород.

#### ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что в раннемеловое время ( $\approx 100$  млн лет назад) на территории южной части Журавлевского террейна были практически синхронно сформированы четыре магматические ассоциации, различающиеся по набору пород, их количественным соотношениям, геохимическим и изотопным характеристикам. Главным источником гранитоидных расплавов являлись ювенильные породы океанического основания Журавлевского террейна. Участие в гранитообразовании верхнекоровых метаосадочных пород было существенно менее значительным. Максимальный вклад верхней коры фиксируется для гранитоидов татибинского и березовско-араратского комплексов.

Тепловым источником для формирования гранитоидных магм являлись базитовые расплавы, внедрявшиеся в основание коры. Разнообразие базитовых магм и различные механизмы их взаимодействия с коровыми породами обеспечили формирование широкого спектра гранитоидов и монцонитоидов (от умереннокалийевых тоналитов и гранодиоритов с нижекларковыми содержаниями несовместимых элементов до ультракалийевых монцонитоидов и монцогранодиоритов, обогащенных HFSE и P3Э).

Работа выполнена по Госзаданию ИГМ СО РАН при финансовой Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № 14. Y26.31.0018).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Голозубов В.В. Структуры кинк-банда, магматизм и рудообразование в Южном Сихотэ-Алине // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 672–375.
4. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
5. Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Ли Донг-У. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53–65.
6. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А., Орехов А.А. Монцонитоидная ассоциация Кавалеровского рудного района (Приморье): геохронология и некоторые вопросы генезиса // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 20–31.
7. Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук В.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток) по биотиту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 16–33.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Изд-е второе. Сер. Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXII (Микула): Объясн. зап. СПб.: Картографическое учреждение ВСЕГЕИ, 2016. 350 с.
9. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
10. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л., Степанов Г.Н., Стрижова А.А. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
11. Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.Н., Русс В.В. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Недра, 1957. 246 с.
12. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 383 с.
13. Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 4. С. 417–444.
14. Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов раннемеловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.

15. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1403–1423.
16. Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А., Сорока В.П., Коваленко С.В., Федчин Ф.Г., Мартынов Ю.А., Сокарев А.Н., Волосов А.Г., Куличенко А.Г., Прищепа Т.К., Семеняк Л.Е., Семенова Н.Н. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
17. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое // Труды ГИН РАН. Вып. 607. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
18. Максимов С.О., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Калиевые основные породы эруптивных трубок восточной окраины Буреинского массива // Докл. АН. 2001. Т. 376, № 6. С. 797–801.
19. Малиновский А.И., Голозубов В.В. Строение, состав и обстановки формирования нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 399–424.
20. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
21. Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
22. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадрач Г., Беличенко В.Г., Булгагов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
23. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb (SHRIMP)-датирование, изотопная характеристика ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ) руд // Докл. АН. 2012. Т. 443, №1. С. 84–91.
24. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Лызганов А.В. Гранитоидный магматизм Арминского блока Центрального Сихотэ-Алиня Приморья: U-Pb-датирование, изотопная характеристика ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ), особенности петрохимического состава и рудной минерализации // Докл. АН. 2016. Т. 466, № 6. С. 692–698.
25. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Хетчиков Л.Н., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С. Меловые гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня: интрузивные комплексы и серии, их геодинамическая позиция и происхождение // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 70–78.
26. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 12–26.
27. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.
28. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791–795.
29. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез // Тихоокеанский рудный пояс: Материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.
30. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Валуй Г.А., Неволин П.Л., Москаленко Е.Ю., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Травин А.В. Успенский интрузив Южного Приморья – петротип гранитоидов трансформных континентальных окраин // Докл. АН. 2008. Т. 420, № 5. С. 664–668.
31. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Гвоздев В.И., Касаткин С.А. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
32. Barker F. Trondhjemites: definition, environment and hypotheses of origin / F. Barker (Ed.). Trondhjemites, dacites and related rocks // Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1–12.
33. Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. V. 97, Is. 1–2. P. 1–29.
34. Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
35. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992. V. 83. P. 1–26.
36. Creaser R.A., Price R.C., Wonrmald R.J. A-type granites revisited: assessment of a residual source model // Geology. 1991. V. 19. P. 163–166.
37. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1985. V. 206. P. 1–59.
38. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): Geochemistry and tectonic implications // Lithos. 2016. V. 261. P. 250–261.
39. Jackson S.E., Pearson W.L., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
40. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
41. Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: Crustal growth and regional tectonic evolution // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 872–918.
42. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.
43. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
44. Holtz F., Johannes W. Genesis of peraluminous granites: Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kbar and various  $\text{H}_2\text{O}$  activities // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 935–958.

45. Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 84. P. 27–41.
46. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138.
47. Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
48. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soci. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
49. O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks on feldspar ratios // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1965. V. 525 B. P. 79–84.
50. Patino-Douce A.E., Beard J.S. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 707–738.
51. Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos.* 1989. V. 22. P. 247–263.
52. Sláma J., Košler J., Condon D. J., Crowley J. L., Gerdes A., Hanchar J. M., Horstwood M. S. A., Morris G. A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M. N., Whitehouse M. J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
53. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
54. Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. & Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

После доработки 17.12. 2018 г.  
принята к публикации 14.01.2019 г.

*N.N. Kruk, V.I. Gvozdev, A.A. Orekhov, E.A. Kruk, S.A. Kasatkin, V.V. Golozubov, S.N. Rudnev, Sh. Aoki, Ti Komiya, V.P. Kovach, P.A. Serov*

### **Early Cretaceous granitoids and monzonitoids of the southern part of the Zhuravlevka terrain (Sikhote-Alin): geochemical composition and melt sources**

The article presents new data on the geological position, age, mineralogical, geochemical and isotopic characteristics of the Early Cretaceous granitoids of the southern part of the Zhuravlevka terrain (Sikhote-Alin). It was shown that in the Early Cretaceous time (about 100 Ma), almost synchronous formation of four intrusive complexes containing significant amounts of granitoids occurred in this territory. These magmatic associations differ from each other in a set of rocks and their mineralogical characteristics, and in terms of their material composition, they vary from middle potassium tonalites and granodiorites depleted in incompatible elements to shoshonitic monzonitoids enriched in HFSE and REE.

The geochemical and isotopic characteristics of the granitoids indicate that the source of their melts was dominated by material of significantly juvenile metabasite crust with a limited part of the upper crust meta-sedimentary rocks. The diversity of geochemical types of granitoids is due to variations of the metabasite and metapelite material in the source of granitoids, the contamination of magmas with the upper crust material during the intrusion, as well as the varying contribution of the mantle source and different mechanisms of mantle-crust interaction.

**Key words:** granitoids, geochemistry, geochronology, petrogenesis, continental crust, Sikhote-Alin, the Russian Far East.