

УДК 550:24

## ГЕОДИНАМИКА И РАННЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)<sup>1</sup>

© 2023 г. М. В. Лучицкая<sup>1</sup>, \*, М. В. Герцева<sup>2</sup>, И. В. Сысоев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН,

д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

<sup>2</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт

им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Московский филиал,

д. 32, ул. Тухачевского, 123154 Москва, Россия

\*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Поступила в редакцию 17.05.2023 г.

После доработки 28.08.2023 г.

Принята к публикации 01.09.2023 г.

В статье представлены новые данные о геологической позиции, U–Pb SIMS возрасте цирконов, петро-геохимическом, Sr–Nd изотопном составе и геодинамической обстановке формирования гранитоидов и вулканитов Северного вулcano-плутонического пояса Верхояно-Колымского складчатой области. Магматические образования данного пояса включают гранитоиды Эликчанского, Куранахского, Бакынского массивов, сложенные эликчанским гранит-гранодиоритовым комплексом, и вулканиты тумусской толщи преимущественно среднего–кислого состава с субвулканическими телами того же состава. Они образуют единую вулcano-плутоническую ассоциацию раннемелового (127–121 млн лет) возраста. Массивы гранитоидов ориентированы в субширотном–северо-западном направлении и дискордантны к основным складчатым и надвиговым структурам. Гранитоиды прорывают и метаморфизируют юрские терригенные и раннемеловые вулканогенные образования тумусской толщи и прорваны более молодыми позднемеловыми субвулканическими образованиями. Гранитоиды Бакынского, Эликчанского и Куранахского массивов сочетают в себе петро-геохимические характеристики гранитов I-, S- и A-типов. Такое разнообразие петро-геохимических типов гранитоидов, а также соотношения петрогенных ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{от}} - \text{TiO}_2 - \text{MgO}$ ) и редких элементов ( $\text{Ba/La} - \text{Nb} \times 5 - \text{Yb} \times 10$ ) в гранитоидах и одновозрастных вулканитах тумусской толщи позволяют относить их к магматитам трансформной окраины или границ скольжения плит. Коллизия Чукотского микроконтинента и Сибирского континента с ранее аккрегированным Колымо-Омолонским микроконтинентом в барреме–апте сменилась постколлизийным растяжением и формированием вулcano-плутонической ассоциации Северного вулcano-плутонического пояса. Постколлизийное растяжение происходило в режиме трансформной окраины или границ скольжения плит. Sr–Nd изотопные характеристики гранитоидов всех массивов указывают на то, что в этом процессе взаимодействовали мантийные и коровые источники магм.

*Ключевые слова:* Северный вулcano-плутонический пояс, Верхояно-Колымская складчатая область, гранитоиды, циркон, вулканиты, геодинамическая обстановка, режим трансформной окраины

DOI: 10.31857/S0016853X23050053, EDN: VPWCCO

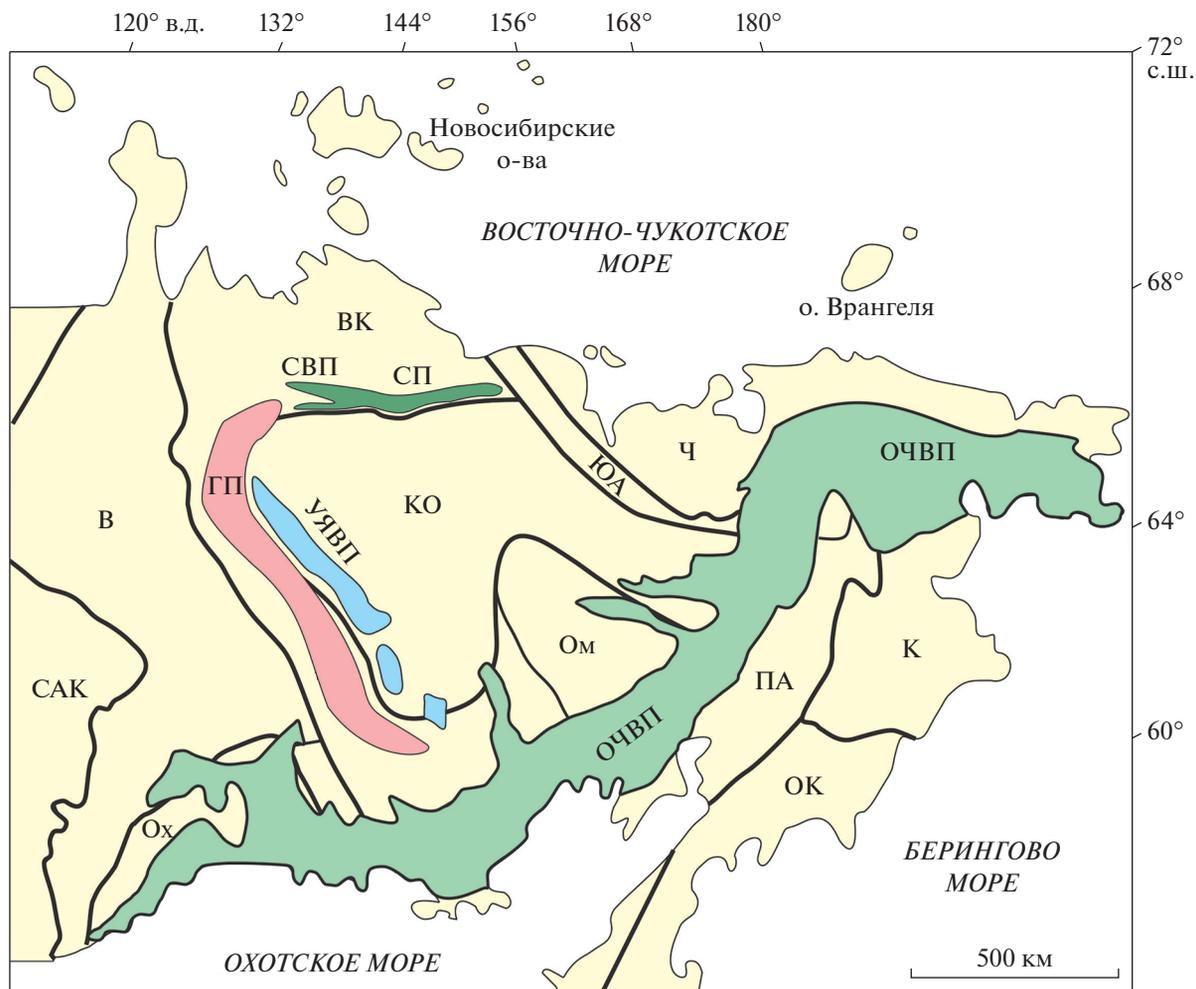
### ВВЕДЕНИЕ

Структура Верхояно-Колымской складчатой области была сформирована в результате коллизии Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента (супертеррейна) на рубеже поздней юры–раннего мела [11, 12, 13, 18]. Характерным элементом этой структуры являются пояса гранитных батолитов,

среди которых выделяются два крупных батолитовых пояса субмеридионального и субширотного простирания – Главный и Северный батолитовые пояса, – и несколько более мелких линейных поясов гранитоидных плутонов, радиально расходящихся от Главного пояса, объединенных под названием поперечные пояса [16, 18] (рис. 1).

Северный пояс раннемеловых гранитоидных батолитов широтно (70° с.ш.) простирается на ~600 км вдоль северной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна (см. рис. 1). Он образует две ветви – северную и южную, расходящиеся в

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050053 для авторизованных пользователей.



**Рис. 1.** Схема тектонического районирования Северо-Востока России (по данным [13], с изменениями и дополнениями). Обозначено: В – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; Ч – Чукотский пояс; ЮА – Южно-Аноийский пояс; К – Корякский пояс; ПА – Пенжинско-Анадырский пояс; ОК – Олоторско-Камчатский. Кратон: САК – Северо-Азиатский. Кратонные террейны: Ох – Охотский; Ом – Омолонский. Супертеррейн: КО – Колымо-Омолонский. Складчатая область: ВК – Верхояно-Колымская. Вулканические пояса: УЯВП – Уяндино-Ясачненский, ОЧВП – Охотско-Чукотский; ГП – Главный батолитовый; СП – Северный батолитовый; СВП – Северный вулcano-плутониический.

западном направлении. Гранитоиды и пространственно ассоциирующие с ними разновозрастные раннемеловые вулканиты и субвулканические образования северной ветви были объединены в Северо-Полуосненский вулcano-плутониический пояс [21].

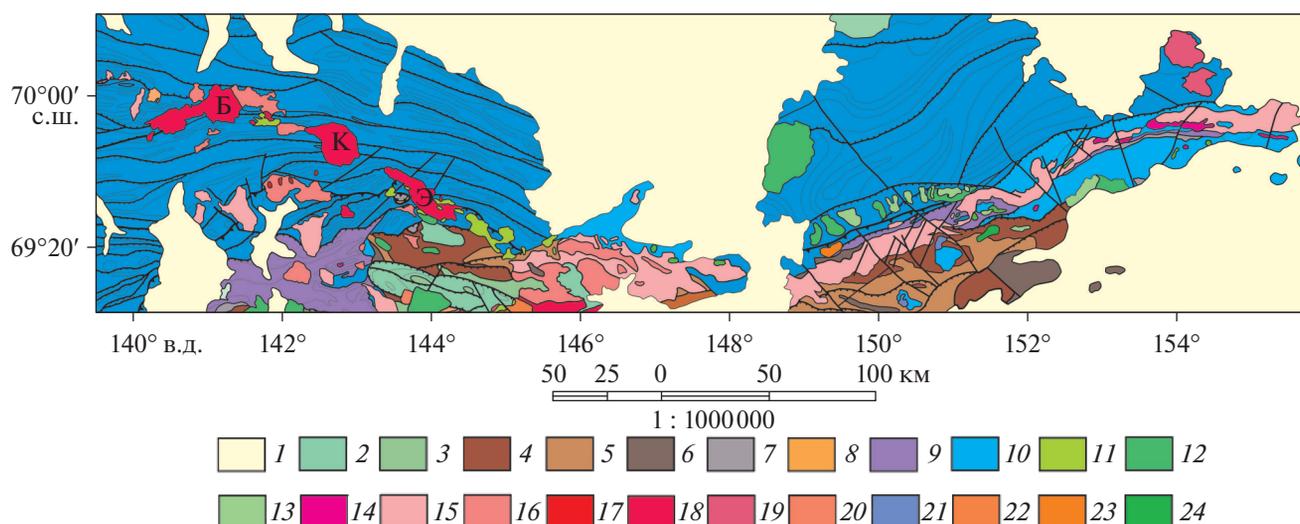
Позднее вулcanoгенные образования были отнесены к тумусской толще раннемелового (барремского) возраста и вместе с одноименным комплексом субвулканических образований и гранитоидами эликчанского комплекса Бакрынского, Куранахского и Эликчанского массивов северной ветви нами рассматриваются как Северный вулcano-плутониический пояс. Вулканиты тумусской толщи ранее относили к образованиям андийской континентальной окраины [1].

Гранитоиды массивов эликчанского комплекса интрузируют смятые в складки юрские терригенные толщи, раннемеловые вулcanoгенные образования и перекрываются верхними горизонтами апт–позднемеловых эффузивов (рис. 2, рис. 3).

Первые данные абсолютного возраста, полученные К–Аг методом для Северного пояса, имели широкий диапазон – от 190 до 90 млн лет, с максимумом 145–110 млн лет [2, 10, 18]. Аг–Аг методом гранитоиды пояса датируются в 130–123 млн лет [3, 32], а U–Pb SIMS методом – в 140–129 млн лет [25].

Полученные методом Rb–Sr по минеральным изохронам датировки гранитоидов составляют:

– 132–130 млн лет для Бакрынского массива Северного вулcano-плутониического пояса [21];



**Рис. 2.** Геологическая карта Северного батолитового пояса, Верхояно-Колымская складчатая область, (по данным [4, 8], с изменениями и дополнениями).

Массивы: Б – Бакинский, К – Куранахский, Э – Эликчанский.

1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатно-терригенные отложения ордовика; 3 – терригенно-карбонатные отложения силура; 4 – известняки, алевролиты, конгломераты нижнего девона; 5 – известняки, известковистые алевролиты и песчаники среднего–верхнего девона; 6 – известняки, кремнистые алевролиты нижнего карбона; 7 – известняки, глинисто-кремнистые сланцы, гравелиты, конгломераты, песчаники, базальты, их туфы верхнего карбона; 8 – кремнистые аргиллиты, фтаниты, пепловые туффиты, известняки перми; 9 – песчаники, алевролиты, аргиллиты верхнего триаса; 10 – туфотерригенные отложения нижней юры и терригенные отложения средней–верхней юры; 11 – андезиты, дациты, их туфы, риолиты, туфопесчаники, туфоалевролиты нижнего мела (тумусская толща); 12 – вулканогенные отложения среднего–кислого состава нижнего мела; 13 – андезиты, трахиандезиты, трахиандезибазальты, андезибазальты, трахибазальты, их туфы и лавобрекчии верхнего мела; 14–15 – арга–эмнекенский комплекс (раннемеловые интрузии); 14 – кварцевые диориты, 15 – гранодиориты, тоналиты; 16–17 – омчикандинский комплекс (раннемеловые интрузии); 16 – граниты, гранит-порфиры, 17 – лейкограниты, аляскиты; 18 – эликчанский комплекс (раннемеловые интрузии) – гранодиориты, граниты; 19 – альбские лейкограниты; 20 – раннемеловые умеренно-щелочные граниты; 21 – позднеюрский гипабиссальный комплекс – штоки и силлы габбро, габбро-диоритов; 22–23 – раннемеловые субвулканические породы: 22 – дациты, гранодиорит-порфиры тумусского комплекса, 23 – дацит-порфиры; 24 – поздне-меловые субвулканические породы: базальты, долериты, трахибазальты, трахидолериты, андезибазальты

– от  $140 \pm 2$  до  $115$  для Куранахского массива [37];  
– от  $134 \pm 2$  до  $116 \pm 2$  для Эликчанского массива [37].

Гранитоиды Северного батолитового пояса имеют широко варьирующий состав от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов.

Ранее было установлено, что они обладают повышенной щелочностью по сравнению с гранитоидами Главного батолитового пояса, принадлежат к магнетит-ильменитовой феррофации и относятся к магматическим образованиям латитового ряда [15, 20, 21].

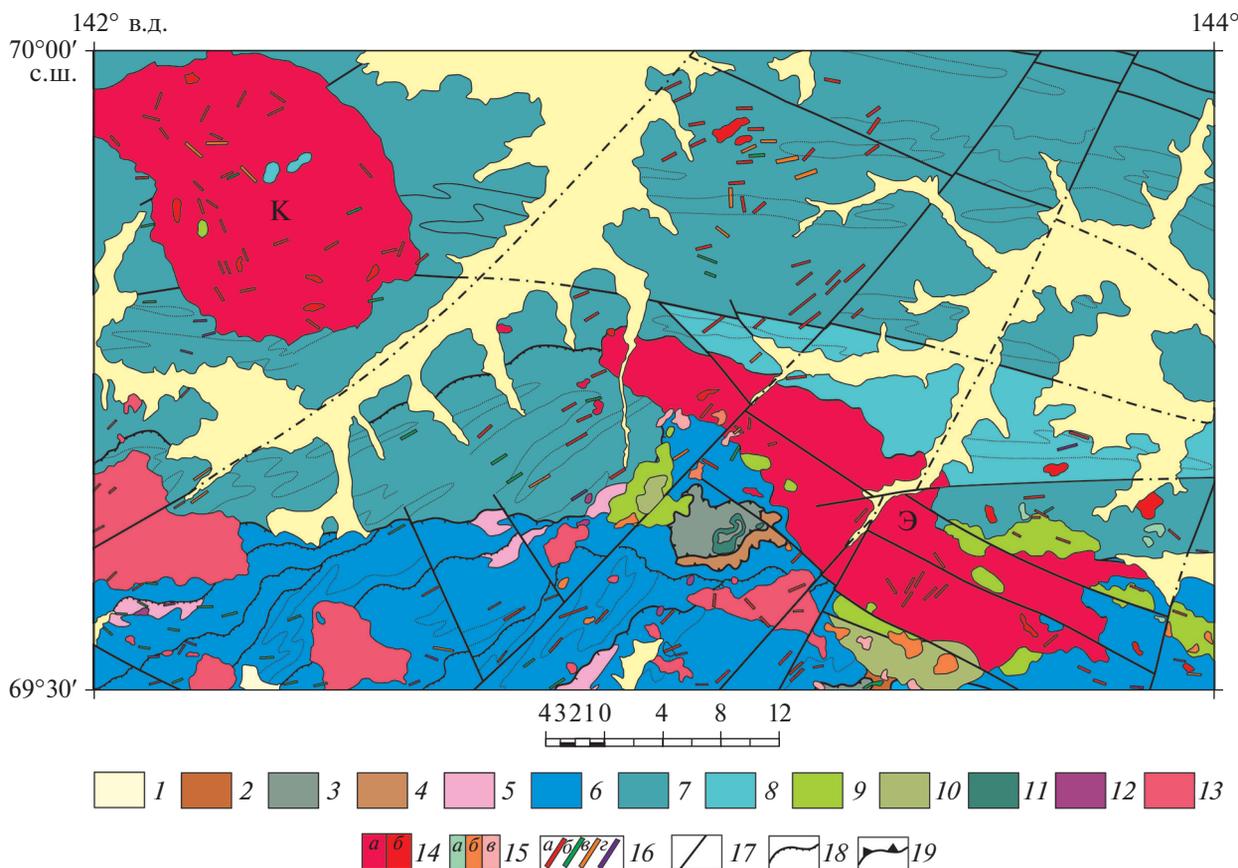
В.В. Акинин с соавт. [25] относят их к I-типу гранитов по [28, 29].

Первоначально геодинамическая обстановка формирования гранитоидов Северного батолитового пояса трактовалась как коллизионная, также как и для гранитоидов Главного батолитового пояса, в связи с коллизией северного края Колымо-Омолонского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона. Однако более молодой возраст гранитоидов Северного пояса и их геохимическая

специфика позволили предполагать их связь с самостоятельным тектоническим событием и над-субдукционную природу пояса [18, 25, 32].

Магматические образования северной ветви пояса также рассматривались как окраинно-континентальная ассоциация с формированием гранитоидных плутонов в условиях растяжения и поступления тепла, летучих компонентов от подстилающихся глубинных мантийных магм [21]. Было выделено несколько стадий гранитоидного магматизма и вулканизма кислого и основного состава в обстановке корового растяжения и рифтинга и правосдвиговой зоны или трансформного разлома [25, 36].

Целью статьи является анализ новых данных U–Pb SIMS датирования, петро-геохимического и Sr–Nd изотопного состава гранитоидов и вулкаников Северного вулcano-плутонического пояса для установления их геохимической типизации, принадлежности к единому этапу формирования и геодинамической природы Северного вулcano-плутонического пояса.



**Рис. 3.** Геологическая карта Эликчанского и Куранахского массивов (по данным [1], с изменениями и дополнениями). Массивы: Э – Эликчанский; К – Куранахский.

1 – четвертичные отложения; 2 – известняки, доломиты, известковистые аргиллиты, гравелиты, конгломераты среднего девона; 3 – базальты, их туфы и лавобрекчии, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые аргиллиты, фтаниты, известняки верхнего карбона; 4 – кремнистые аргиллиты, фтаниты, известняки, алевролиты, известняки перми; 5 – песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки верхнего триаса–нижней юры; 6–7 – туфогенно-терригенные отложения: 6 – нижней–средней юры, 7 – средней–верхней юры; 8 – терригенные отложения с углефицированным растительным детритом верхней юры; 9 – андезиты, дациты, их туфы, риолиты, туфопесчаники, туфоалевролиты нижнего мела (тумусская толща); 10 – риолиты, риодациты, трахириолиты, трахириодациты, их туфы и кластолавы нижнего мела; 11 – позднекаменноугольное габбро; 12–15 – раннемеловые интрузивные комплексы: 12 – арга-эмнекенский (кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты), 13 – омчикандинский (граниты), 14 – эликчанский: а – гранодиориты 1-ой фазы, б – аплитовидные и пегматоидные граниты 2-ой фазы; 15 – раннемеловые субвулканические образования: а – андезиты, дациты, б – вулканические брекчии кислого состава, в – риолиты, риодациты; 16 – раннемеловые дайки: а – гранит-порфиров, б – базальтов, в – кварцевых монцитов, г – кварцевых диоритов; 17 – разломы; 18 – шарьяжи; 19 – надвиги

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

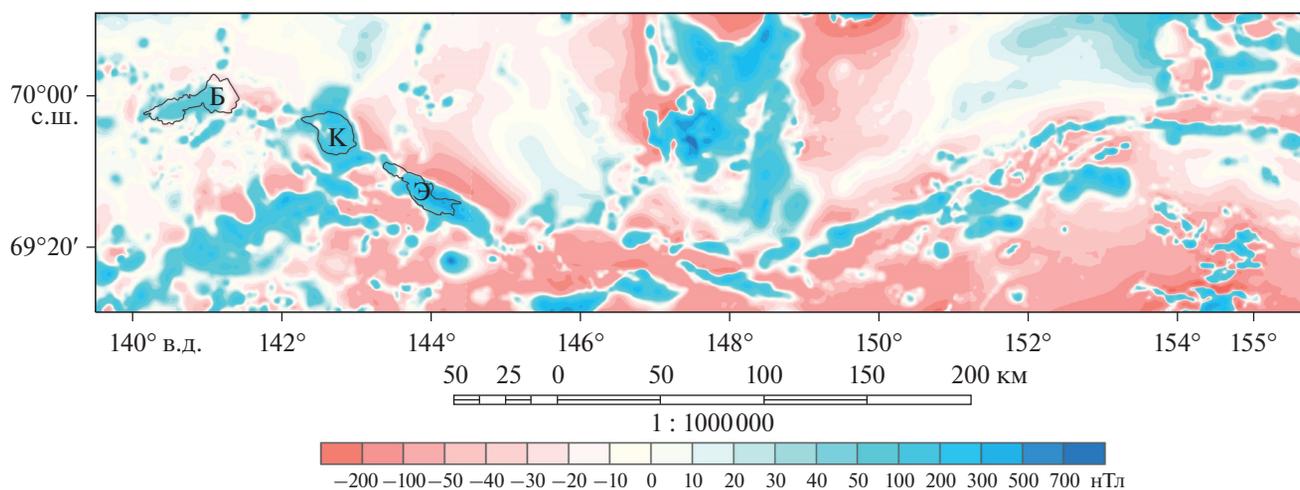
Северный вулcano-плутонический пояс образует северо-западную ветвь Северного батолитового пояса (см. рис. 1, см. рис. 2).

Магматические образования Северного вулcano-плутонического пояса представлены эликчанским гранит-гранодиоритовым плутоническим комплексом, тумусским дацит-андезитовым субвулканическим комплексом и вулканитами тумусской толщи. Вместе они образуют единую раннемеловую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Породы эликчанского комплекса полностью слагают петротипический Эликчанский гранитоидный массив, восточную часть Куранахского

(Нюльку) и западную часть Бакинського массивов. Массивы ориентированы в субширотном–северо-западном направлении, дискордантно к основным складчатым и надвиговым структурам, и маркируют зону крупного разрывного нарушения в осевой части Северного вулcano-плутонического пояса (см. рис. 2).

Гранитоиды массивов прорывают и метаморфизуют юрские терригенные и раннемеловые вулканогенные образования (тумусская толща) и прорваны более молодыми позднемеловыми субвулканическими образованиями. В магнитном поле интрузивы выражены положительными аномалиями интенсивностью до 900–1000 нТл, что позволяет отличать их от немагнитных гранитоидов.



**Рис. 4.** Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T_a$ ).

Контурные (линии черным) массивов: Б – Бакынский; К – Куранахский; Э – Эликчанский.

дов раннемелового (готерив–баррем) омчикандинского комплекса [4, 8] (рис. 4).

Гранитоиды массивов с положительными аномалиями имеют содержания магнетита до 3–7 кг/т.

Эликчанский массив имеет площадь  $\sim 280$  км<sup>2</sup> и представляет собой вытянутое в северо-западном направлении плитообразное тело, возможно, лакколитообразное, протяженностью  $\sim 40$  км и шириной от 2–3 до 7–9 км (см. рис. 2, см. рис. 3).

Контакты массива из-за его слабой эродированности имеют сложную, изрезанную форму и погружаются под вмещающие породы под углами от  $\angle 10^\circ$ – $30^\circ$  до  $\angle 40^\circ$ – $60^\circ$ . По геофизическим данным, северный и западный контакты относительно крутопадающие, юго-западный – более пологий [4].

Апикальная поверхность массива неровная, с многочисленными провесами и выступами. В восточной части интрузива, где фиксируется ее пологое погружение, наблюдаются многочисленные останцы кровли, сложенные вулканитами тумусской толщи. Южный контакт массива на значительном протяжении сорван разрывным нарушением северо-западного простирания, по которому гранитоиды контактируют с эффузивами тумусской толщи (см. рис. 3). Глубина эрозионного среза не превышает 200–300 м. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород в северном и западном контакте составляет 700–900 м, в южном и юго-западном – до 2–2.5 км, в восточной части интрузива – до 5–6 км.

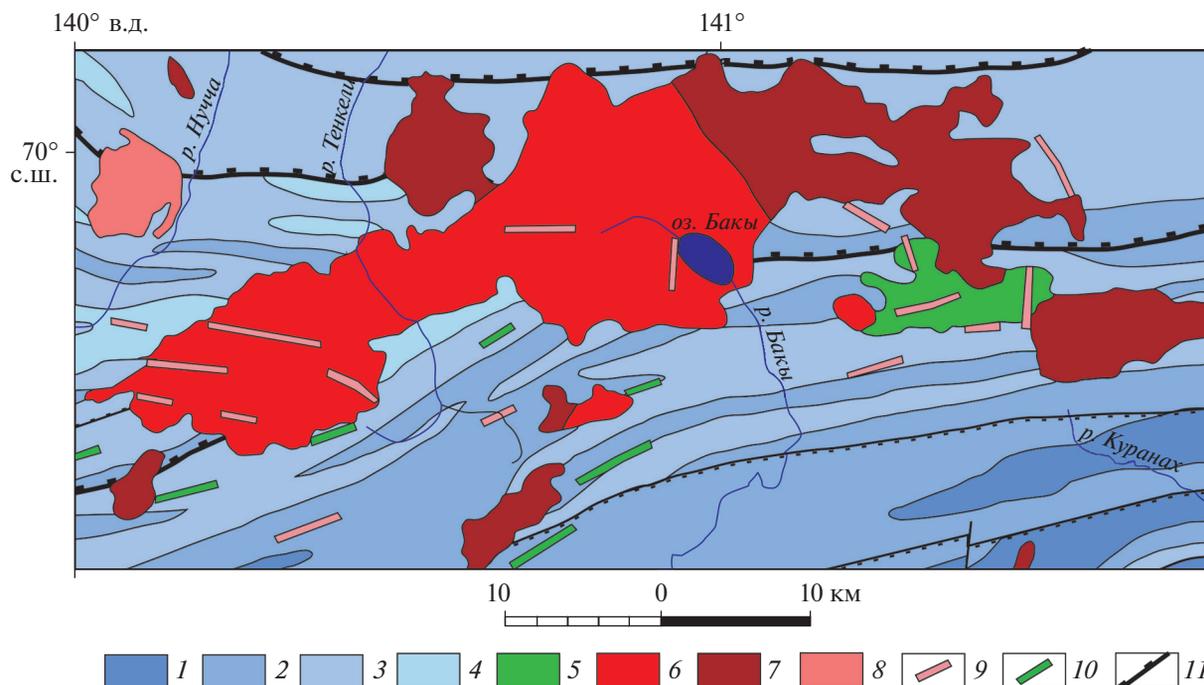
Эликчанский массив сложен преимущественно гранодиоритами, граниты распространены только в западной части интрузива и вдоль его южного контакта. На отдельных, небольших по площади участках среди гранодиоритов распространены граносиениты и кварцевые монцодио-

риты. Все перечисленные различия относятся к породам первой фазы. В восточном, северо-восточном и северо-западном экзоконтактах Эликчанского массива наблюдаются небольшие (до 2–2.5 км<sup>2</sup>) тела, являющиеся его сателлитами и сложенные теми же гранодиоритами и граносиенитами.

Куранахский массив, площадью 300 км<sup>2</sup>, расположен северо-западнее Эликчанского, восточная часть имеет близкую к изометричной форму в плане, западная вытянута в субширотном направлении (см. рис. 2, см. рис. 3).

В северо-западной части массив резко сужается и приобретает плитообразную форму, с общим наклоном в южном направлении. Контактные поверхности интрузива погружаются под вмещающие породы под углами от  $\angle 20^\circ$ – $45^\circ$  до  $\angle 60^\circ$ – $80^\circ$ , юго-западный контакт более пологий, чем северный и восточный. Глубина эрозионного среза меняется от 300–500 до 700 м, достигая максимальных значений в центральной части интрузива. Апикальная поверхность массива неровная, сохранились останцы кровли, представленные ороговикованными терригенными породами юрского возраста, а в западной части – андезитами тумусской толщи. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород в северном и северо-восточном контакте достигает 500–700 м, в восточном, южном и юго-западном – 1–1.5 км.

Восточная большая часть массива сложена гранодиоритами и гранитами первой фазы эликчанского комплекса, распространенными примерно в равном количестве и связанными постепенными переходами. Как и в Эликчанском массиве, среди гранодиоритов на небольших по площади участках наблюдаются гибридные граносиениты и кварцевые монцодиориты. В западной части



**Рис. 5.** Геологическая карта Бакынского массива.

1 – песчаники, реже алевролиты, аргиллиты средней юры; 2–4 – алевролиты, аргиллиты, песчаники: 2 – средней-верхней юры, 3 – верхней юры, 4 – верхней юры–нижнего мела; 5 – андезиты, дациты, их туфы, риолиты, туфопесчаники, туфоалевролиты нижнего мела (тумусская толща); 6–7 – раннемеловые интрузивные комплексы: 6 – эликчанский (гранодиориты), 7 – омчикандинский (граниты, лейкограниты); 8 – субвулканические трахириолит-порфиры; 9–10 – раннемеловые дайки: 9 – гранодиорит- и гранит-порфиров, 10 – диорит-порфиров; 11 – надвиги

массива распространены лейкограниты и граниты омчикандинского комплекса, которые по данным [4] относятся к гранитоидам Главного батолитового пояса.

Породы Эликчанского и Куранахского массивов рассечены жилами аплитов и дайками гранодиорит-порфиров, относящимися к породам второй фазы. Аплиты распространены в незначительном количестве в апикальных частях массивов, имеют мощность до 0.2 м и протяженность от первых метров до первых десятков метров. Дайки гранодиорит-порфиров имеют субширотную ориентировку, мощность первые метры и протяженность до 50–100 м. В гранитах юго-западной и юго-восточной части Куранахского массива пегматиты кварц-полевошпатового состава образуют единичные небольшие (первые метры) жильные и гнездовидные тела.

Бакынский массив, площадью ~ 630 км<sup>2</sup>, имеет протяженность в северо-восточном направлении ~ 65 км при ширине от 5–7 до 15–20 км (см. рис. 2, рис. 5).

Бакынский массив представляет собой сложной неправильно-вытянутой или округло-изометричной формы тело с пологими ( $\angle 15^\circ\text{--}30^\circ$ ) контактами, погружающимися в сторону вмеща-

ющих пород [9]. Породы эликчанского комплекса распространены в его большей западной части и представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, переходящими в эндоконтактах в кварцевые диориты. Восточная оконечность массива сложена лейкогранитами омчикандинского комплекса.

В.А. Трунилина с соавт. [21] определили, что в этой части массива преобладают двуслюдяные метасоматические граниты.

Возраст гранитоидов всех массивов раннемеловой, как на основании геологических соотношений, так и по геохронологическим данным. Более ранние определения К–Аг методом по валловому составу пород составляли 142–110 млн лет с максимумом в интервале 130–127 млн лет [4]. Полученные нами оценки возраста по циркону U–Pb SIMS методом находятся в интервале 121–125 млн лет.

Субвулканические образования тумусского комплекса представлены телами андезитов и дацитов. Они тесно ассоциируют с покровными вулканами тумусской толщи и образуют неправильно-изометричные куполовидные тела площадью до 2 км<sup>2</sup> с крутопадающими контактами в сторону вмещающих пород. В их центральных частях наблюдаются породы с резко выраженной порфи-

ровой структурой, на периферии – стекловатые их разности и мелкообломочные лавобрекчии с ксенолитами вмещающих пород. Кроме того, встречаются дайки андезитов субширотного или северо-западного простирания и небольшие изометричные субвулканические тела (0.025 км<sup>2</sup>) кварцевых диоритов в поле выходов тумусской толщи. Мощность даек составляет первые метры, протяженность не превышает 300–500 м, залегание, по-видимому, субвертикальное.

Тумусская вулканогенная толща распространена на небольших по площади участках в западном, южном и восточном обрамлении Эликчанского массива и на юго-востоке Бакынского массива (см. рис. 3). Толща сложена андезитами, дацитами, андезидацитами, их туфами и лавобрекчиями, в подчиненном количестве в ее составе на разных уровнях присутствуют маломощные покровы риолитов, риодацитов и андезибазальтов. Она горизонтально или пологонаклонно (под углами от  $\perp 15^\circ$  до  $20^\circ$ ) перекрывает дислоцированные отложения позднекаменноугольного и юрского возраста. В базальных частях толщи залегают конгломераты с галькой (до 10–12 см) ниже-среднеюрских песчаников, алевролитов, аргиллитов и пепловых туфов. Образования толщи контактово-метаморфизованы гранитоидами Эликчанского массива.

Тумусская толща характеризуется значительной фашиальной изменчивостью. В западном обрамлении Эликчанского массива в ее составе преобладают эффузивные лавовые фации, в восточном – до 50% ее объема составляют пирокластические образования, а в южном она сложена преимущественно терригенными породами – конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

Относительный возраст толщи определяется ее несогласным залеганием на дислоцированных юрских отложениях, контактово-метаморфическими ее преобразованиями, связанными с внедрением гранитоидов эликчанского комплекса, имеющих баррем-аптский возраст, а также несогласным залеганием на ее образованиях более молодой толщи альбского возраста. Более ранние геохронологические определения К-Аг методом по валовому составу пород по фондовым данным разных авторов составляют  $126-106 \pm 5$  и  $66 \pm 5$  млн лет [4]. Определение возраста U–Pb методом по циркону составляет  $127 \pm 1$  млн лет, что отвечает барремскому веку раннемеловой эпохи.

Раннемеловой (барремский) возраст субвулканических тел тумусского комплекса условно определен нами по аналогии с покровными вулканами тумусской толщи.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение монофраций акцессорных цирконов проводилось с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации. U–Th–Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (Australian Science Innovations, Canberra, Australia) в Центре изотопных исследований ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по стандартной методике (аналитик А.Н. Ларионов) [33].

Анализ породообразующих элементов и элементов-примесей осуществлялся в аккредитованной Центральной лаборатории ФГБУ ВСЕГЕИ.

Породообразующие элементы определялись методом рентгено-спектрального флуоресцентного анализа с использованием рентгеновского спектрометра ARL 9800 (Thermo Fisher Scientific SARL, Écublens, Switzerland), по методике “Определение содержания основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах, донных и рыхлых отложениях из прессованных таблеток тонкоизмельченного исходного материала проб рентгеноспектральным флуоресцентным методом”, МП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) № 14/2010, III категория точности.

Анализ элементов-примесей проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-e (Perkin Elmer, USA).

Изотопный состав Sr и Nd был определен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) (аналитик Б.В. Беляцкий) на термоионизационном масс-спектрометре TRITON (Thermo Fisher Scientific, Waltham, Massachusetts, USA). Средняя точность анализов составляла 0.002% (2 $\sigma$ ) для изотопного отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и 0.005% (2 $\sigma$ ) для отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Расчет концентраций методом изотопного разбавления и отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  производился в программе Excel2003 [41]. Ошибка измерения концентраций составляет 1%.

Состав биотитов определен на электронном микроскопе Tescan Vega-3 (Tescan, Brno, Czech Republic) с микрозондовой приставкой Aztec при ускоряющем напряжении 20 Kv и силе тока 30 nA в Геологическом Институте РАН (г. Москва, Россия) (аналитик Н.В. Горькова).

В качестве эталонов использовались стандартные образцы минералов, предоставленные фирмой Tescan (Brno, Czech Republic). Точность анализов составляла  $\pm 2.5$  отн. % при содержании компонента 10–100 мас. %,  $\pm 7$  отн. % при содержании компонента 2–10 мас. %,  $\pm 12$  отн. % при содержании компонента 1–2 мас. %,  $\pm 22$  отн. % при содержании компонента менее 1 мас. %.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

*Гранитоиды*

Гранодиориты первой фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют порфировидную гипидиоморфнозернистую структуру, состоящую из:

- идиоморфного таблитчатого плагиоклаза (30–50%);
- призматического амфибола (5–10%);
- пластинок биотита (10–15%);
- призматических зерен моноклинного пироксена (5%) промежулки между которыми выполнены ксеноморфными калиевым полевым шпатом (10–25%) и кварцем (15–25%).

Вкрапленники представлены плагиоклазом или калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз зональный, соответствует олигоклазу-андезину № 27–37. Калиевый полевой шпат нерешетчатый, с нитевидными пертитамы замещения. Амфибол представлен зеленой или буровато-зеленой роговой обманкой, содержит реликты моноклинного пироксена и замещается актинолитом, хлоритом или биотитом. Биотит пластинчатый, темно-коричневый, с плеохроизмом до светло-коричневатого-желтого. Вдоль границ калиевого полевого шпата и плагиоклаза в плагиоклазе наблюдаются мирмециты. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом.

Граниты также имеют порфировидную гипидиоморфнозернистую структуру, реже пегматоидную, отличаются большим количеством кварца и калиевого полевого шпата, меньшим количеством амфибола и биотита, с преобладанием последнего и отсутствием пироксена.

Гранодиорит-порфиры второй фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют порфировую структуру с вкрапленниками (30–50%) плагиоклаза, биотита, амфибола, пертитового калиевого полевого шпата и моноклинного пироксена. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая или мелко-микрозернистая, сложенная кварцем, плагиоклазом, мелкими пластинками биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом.

Аплитовидные граниты второй фазы обладают мелкозернистой аллотриоморфнозернистой структурой и состоят из кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата примерно в равных количествах, игольчатый биотит хлоритизированный составляет 1–2%.

Граниты Бакинського массива представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми разностями. Они обладают гипидиоморфнозернистой, реже порфировидной структурой и сложены:

- кварцем (25–35%);
- плагиоклазом (20–35%);
- калиевым полевым шпатом (30–45%);
- биотитом, амфиболом (5–7%).

Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, сфеном, апатитом, арсенопиритом, ильменитом и марганцевым ильменитом.

*Тумусская толща*

Андезиты и андезидациты – различающиеся преимущественно по химическому составу порфировые породы с пилотакситовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники (от 10–15 до 25–30%) представлены андезином, обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Темноцветные минералы как правило опацифицированы.

Дациты – порфировые породы с вкрапленниками (до 30–35%) плагиоклаза, реже – амфибола, биотита и кварца, иногда калиевого полевого шпата и пироксена. Основная масса гиалопилитовая, иногда пилотакситовая, нередко стекловатая, частично раскристаллизованная в кварц-полевошпатовый фельзитовый и микрофельзитовый агрегат. Иногда наблюдаются их плагиофировые разности, в которых фенокристаллы представлены плагиоклазом и единичными пластинками биотита.

В риолитах и риодацитах вкрапленники (25%) представлены плагиоклазом, кварцем, редко – калиевым полевым шпатом. Основная масса кварц-полевошпатовая с фельзитовой и микрофельзитовой, реже микроаллотриоморфнозернистой структурой, неравномерно раскристаллизованная.

*Субвулканические тела тумусского комплекса*

Кварцевые диориты – микрозернистые породы с призматическизернистой, участками субфитовой структурой, состоят из плагиоклаза (50–55%), ромбического пироксена (гиперстена), по которому развиваются бурые биотит и амфибол (ортопироксен + амфибол + биотит 25–30%). Интерстиции выполнены кварцем (10%) и агрегатом хлорита и биотита (10%).

Дациты имеют порфировую структуру с вкрапленниками (25–30%) плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола, иногда пироксена. Кварц фенокристаллов часто оплавленный. Основная масса микроаллотриоморфнозернистая или фельзитовая, неравномерно раскристаллизованная, состоит из изометричных зерен плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и редких пластинок биотита. Акцессорные минералы представлены ильменитом и апатитом.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb  
ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы выделены из 2 образцов биотитовых гранитов Бакинського массива, двух образцов гра-

нодиоритов и гранодиорит-порфиров первой фазы Эликчанского массива, 2 образцов гранодиорита первой фазы и гранита второй фазы Куранахского массива и 1 образца дацита из вулканического покрова тумусской толщи. Результаты анализов приведены в Supplement 1: табл. S1.

На микрофотографиях кристаллов циркона из гранитоидов всех массивов, выполненных в режиме катодолюминесценции, видно, что они обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов составляют 150–400 мкм ( $Kudl = 1.8–5.7$ ), в них отсутствуют унаследованные ядра. Последнее в отдельных случаях подтверждается одинаковыми оценками возраста в ядрах и на периферии кристаллов. Цирконы характеризуются хорошо выраженной осциляторной зональностью, а величина Th/U отношения изменяется от 0.30 до 1.86 (см. табл. 1), что свойственно цирконам магматического генезиса (рис. 6, см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Конкордатные возрасты цирконов составляют (см. рис. 6, а–д, см. табл. 1):

- $121 \pm 1$  млн лет из биотитовых гранитов (обр. №№ 1, 14) Бакынского массива;
- $124 \pm 1$  млн лет из гранодиоритов (обр. № 5125/1) 1-ой фазы Эликчанского массива;
- $125 \pm 1$  млн лет из гранодиорит-порфиров (обр. № 5132) 1-ой фазы Эликчанского массива;
- $124 \pm 2$  млн лет из гранитов (обр. № 5232-3) 2-ой фазы Куранахского массива.

Верхнее пересечение дискордии для цирконов из гранодиорита первой фазы (обр. №ДН-1017) Куранахского массива дает  $125 \pm 1$  млн лет (см. рис. 6, е; см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Кристаллы циркона из дацитов тумусской толщи имеют коротко- и длиннопризматический габитус, размеры кристаллов составляют 200–400 мкм ( $Kudl = 2.3–4.0$ ). Они характеризуются хорошо выраженной осциляторной зональностью и отсутствием унаследованных ядер (рис. 7, а).

Величина Th/U отношения варьирует от 0.36 до 1.22, указывая на магматический генезис цирконов (см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Конкордатный возраст циркона из образца № ДН-6006-13, рассчитанный по 10 точкам, составляет  $127 \pm 1$  млн лет (рис. 7, б; см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Полученные оценки возраста для гранитоидов всех массивов и дацитов тумусской толщи рассматриваются как возрасты кристаллизации циркона и отражают возраст пород:

- рубеж баррема–апта и апт для гранитоидов;
- баррем для дацитов тумусской толщи.

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ, СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ВУЛКАНИТОВ ТУМУССКОЙ ТОЛЩИ

Данные по главным и редким элементам в гранитоидах, субвулканических образованиях и вулканитах Северного вулcano-плутонического пояса представлены в Suppl. 1: Tabs. S2, S3.

### *Гранитоиды Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов*

Данные гранитоиды характеризуются содержаниями  $SiO_2$  58.90–76.10, 63.59–75.20, 66.00–79.00 и суммы щелочей  $Na_2O + K_2O$  6.21–8.92, 5.65–8.19, 7.35–8.84 мас. % соответственно. На диаграмме TAS гранитоиды Эликчанского массива относятся к породам как нормальной, так и умеренной щелочности – гранодиоритам, гранитам, граносиенитам, умеренно-щелочным гранитам, умеренно-щелочным лейкогранитам; в небольшом количестве присутствуют монзониты (рис. 8, а).

Гранитоиды Куранахского массива преимущественно соответствуют породам нормальной щелочности – гранодиоритам, гранитам, лейкогранитам, в меньшей степени – граносиенитам, умеренно-щелочным гранитам; гранитоиды Бакынского массива – умеренно-щелочным гранитам и лейкогранитам (см. рис. 8, а).

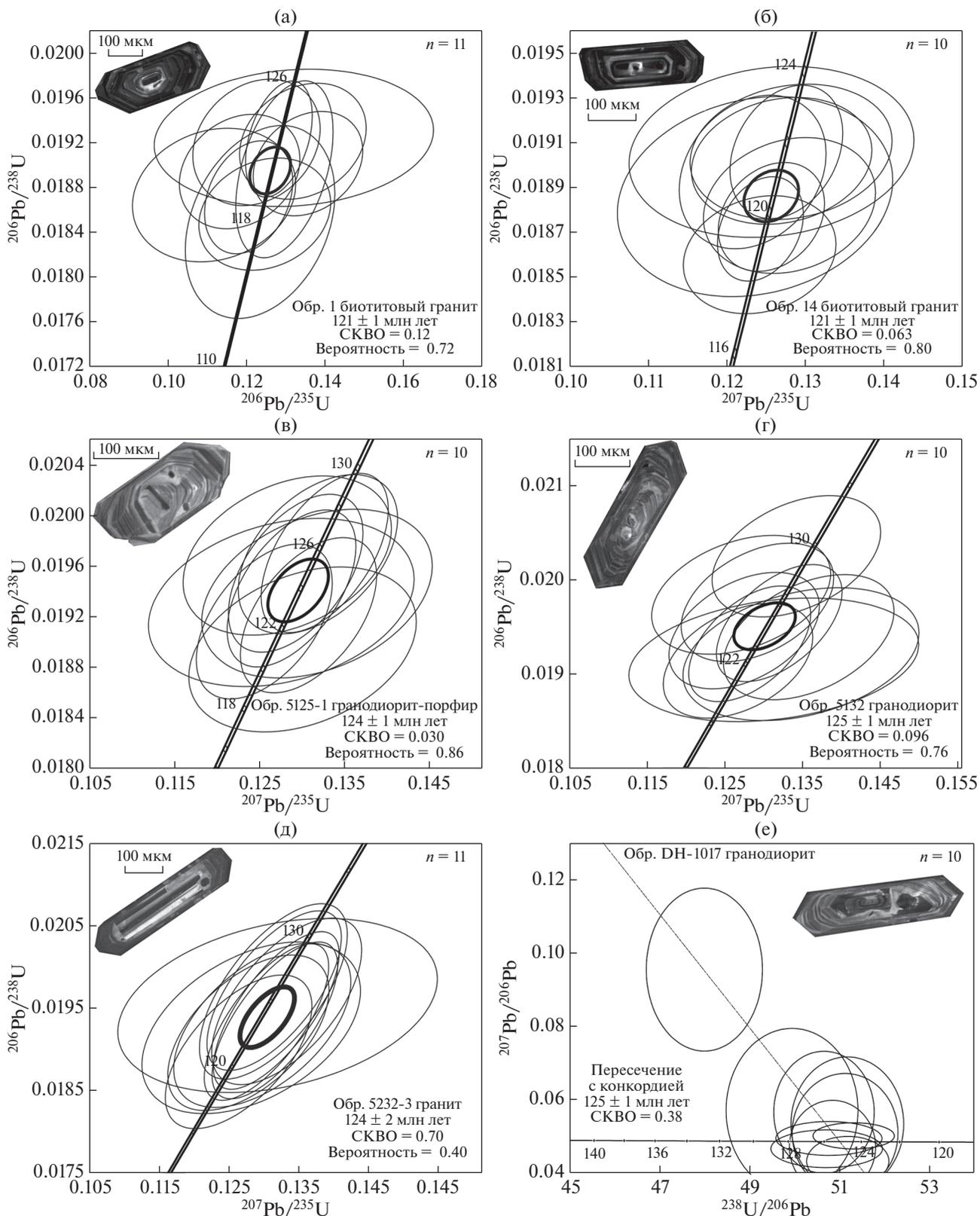
По соотношению  $K_2O$  и  $SiO_2$  гранитоиды всех массивов относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии. Отношение  $Na_2O/K_2O$  в гранитоидах Эликчанского, Куранахского, Бакынского массивов находится в интервале 0.45–0.88, 0.66–0.90 и 0.45–0.65 соответственно. В отдельных образцах гранитоидов Эликчанского массива  $Na_2O$  преобладает над  $K_2O$ .

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавт. [29] гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов относятся преимущественно к магнезиальным ( $Fe^* = 0.55–0.80$ ), известковым и известково-щелочным образованиям, характеризуются как пониженной, так и повышенной глиноземистостью ( $ASI = 0.92–1.20$ ) (рис. 9, а–в).

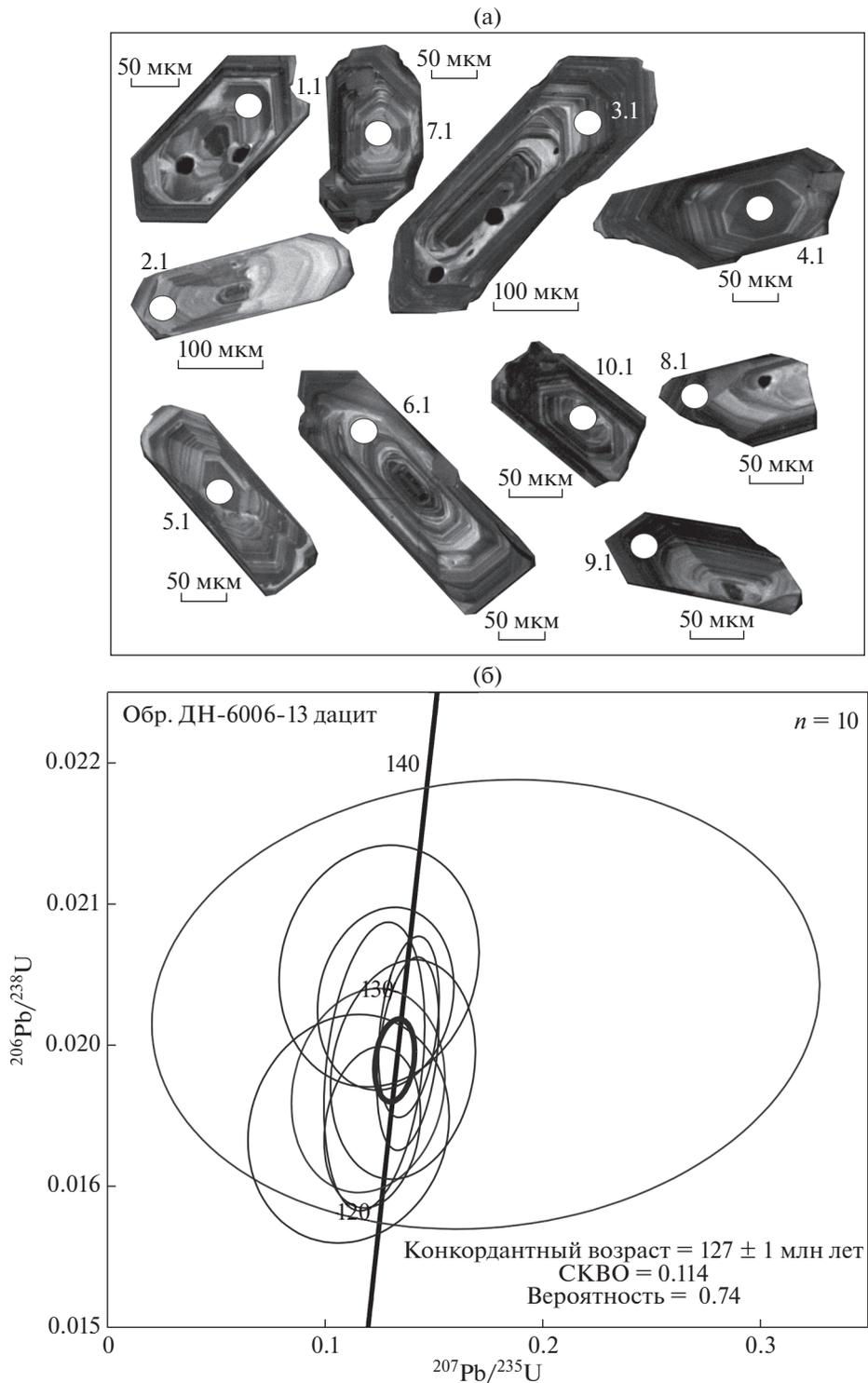
Граниты Бакынского массива отличаются более высокой железистостью ( $Fe^* = 0.80–0.94$ ), относятся к известково-щелочным и щелочно-известковым образованиям, для них характерна умеренная глиноземистость ( $ASI = 1.06–1.18$ ) (см. рис. 9, а–в).

Редкоэлементный состав гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов характеризуется (см. Suppl. 1: Tabl. 2):

- умеренными–высокими содержаниями Zr (110–419 г/т);
- повышенными Nb (12.3–26.1 г/т), Rb (89.8–224 г/т);
- высокими Sr (250–810 г/т) и Ba (387–1270 г/т);



**Рис. 6.** Диаграммы с конкордией (U–Pb SIMS) и микрофотографии цирконов в режиме катодолюминисценции. (а)–(б) – для биотитовых гранитов (обр. № 1, № 14) Бакынского массива; (в)–(г) – для гранодиорит-порфира и гранодиорита 1-ой фазы (обр. № 5125-1, № 5132) Эликчанского массива; (д)–(е) – для гранодиорита 1-ой фазы, пегматитного гранита 2-ой фазы (№ DH-1017, обр. № 5132-3), Куранахского массива.

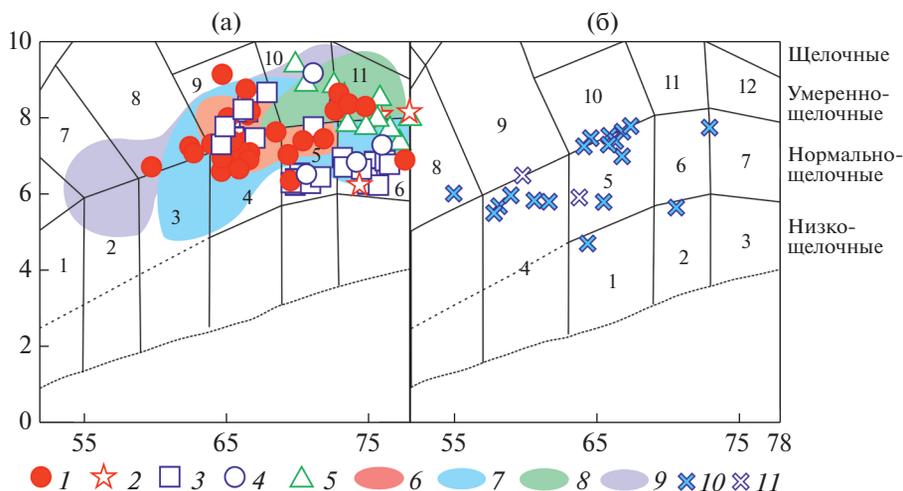


**Рис. 7.** (а) Диаграмма с конкордией (U–Pb SIMS) и (б) микрофотографии цирконов в режиме катодолуминесценции для дацитов из покровов тумусского комплекса (обр. № ДН-6006-13).

- повышенными Cr (17.2–79.1 г/т) и V (22.6–127 г/т);
- умеренными Y (12.7–30.9 г/т);
- высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (143–375 г/т).

Граниты Бакинського массива отличаются:

- более высокими содержаниями Rb (203–309 г/т);
- более низкими Sr (61.1–228 г/т), Ba (147–731 г/т), Cr (1.28–9.24 г/т) и V (3.62–35.8 г/т).



**Рис. 8.** (а) Диаграммы TAS [23] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов и (б) вулканитов и даек тумусского комплекса Северного вулcano-плутонического пояса.

Поля составов на диаграммах:

(а) – 1 – низкощелочные габбро-диориты, 2 – низкощелочные габбро-диориты, 3 – кварцевые диориты, 4 – гранодиориты, 5 – граниты, 6 – лейкограниты, 7 – монцодиориты, 8 – монциты, 9 – граносиениты, 10 – умеренно-щелочные граниты, 11 – умеренно-щелочные лейкограниты; (б) – 1 – низкощелочные дациты, 2 – низкощелочные риодациты, 3 – низкощелочные риолиты, 4 – андезиты, 5 – дациты, 6 – риодациты, 7 – риолиты, 8 – трахиандезиты, 9 – трахиандезиты, 10 – трахидациты, 11 – трахириодациты, 12 – трахириолиты.

1–2 – гранитоиды Эликчанского массива: 1 – 1-ой фазы, 2 – даек 2-ой фазы; 3, 4 – гранитоиды Куранахского массива: 3 – 1-ой фазы, 4 – даек 2-ой фазы; 5 – граниты, лейкограниты Бакынского массива; 6–9 – поля гранитоидов массивов: 6 – Эликчанского, по [21, 37]; 7 – Куранахского, по [21, 37]; 8 – Бакынского, по [21]; 9 – Улахан-Тас Северного пояса, по [2]; 10 – вулканиты тумусской толщи; 11 – субвулканические тела тумусского комплекса

Граниты Бакынского массива, так же как и гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов, имеют:

- умеренные содержания Nb (7.59–25.3 г/т), Y (14.3–46.1 г/т);
- высокие суммарные содержания РЗЭ (132–417 г/т).

Гранитоиды первой фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют сходные фракционированные распределения РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ, деплетированием ТРЗЭ, ( $La_N/Yb_N = 4.82–19.65$ ;  $La_N/Yb_N = 6.44–25.19$ ) и отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.24–0.81$ ;  $Eu/Eu^* = 0.52–0.81$ ) (рис. 10, а, б).

Граниты и лейкограниты Бакынского массива также характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ( $La_N/Yb_N = 4.30–20$ ) с более глубокой отрицательной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.03–0.56$ ) (см. рис. 10, в).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии для гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и минимумами Ba, Nb, Ta, Sr, Ti (см. рис. 10, г, д).

Спайдерграммы для гранитов и лейкогранитов Бакынского массива имеют тот же тип распреде-

ления, но отличаются более глубокими минимумами Ba, Sr и Ti (см. рис. 10, е).

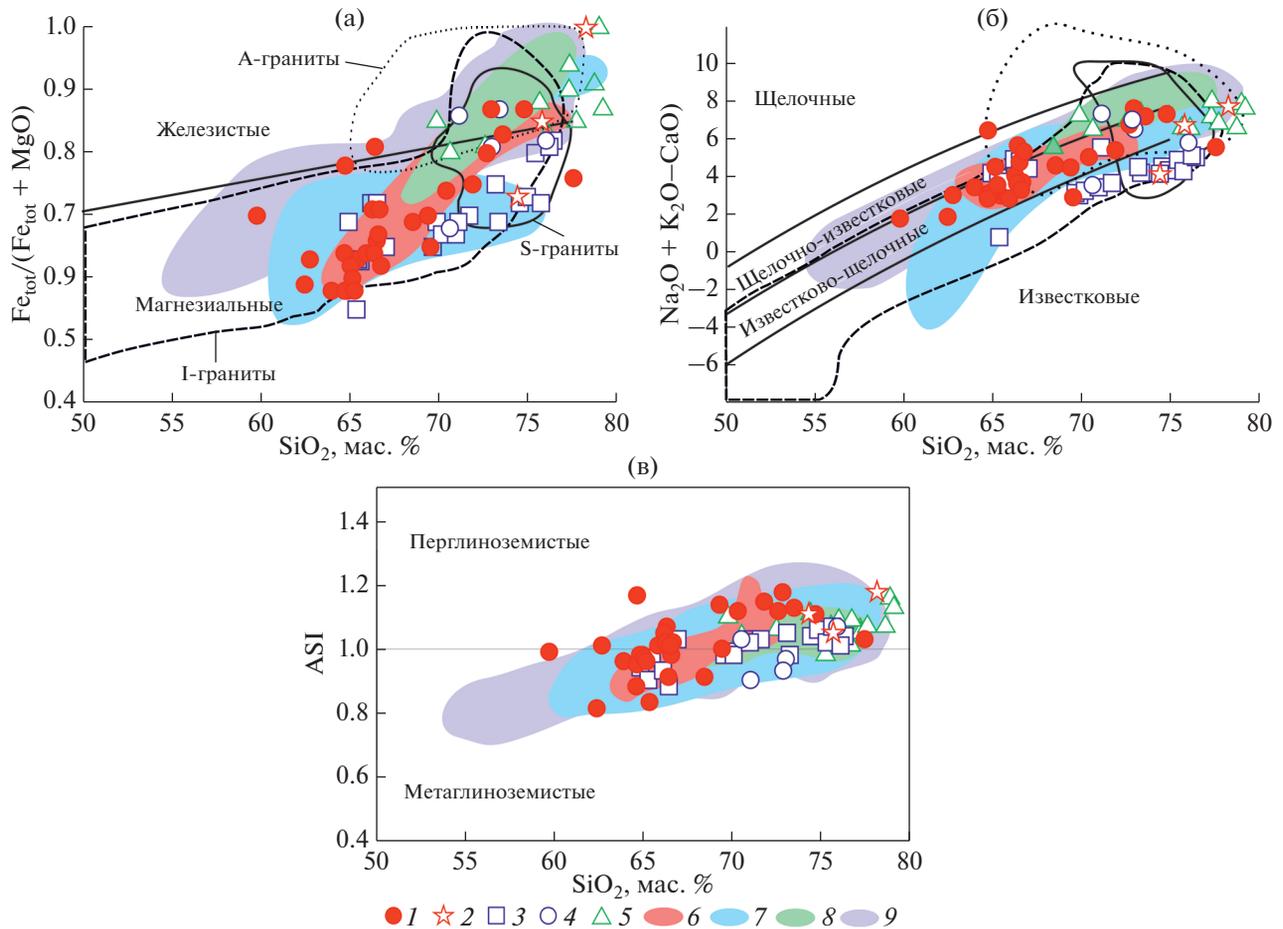
На диаграммах, разделяющих граниты разных петро-геохимических типов, точки составов гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов располагаются в полях в различной степени дифференцированных гранитов I- и S-типов (рис. 11, а–г).

Наиболее дифференцированные гранитоиды второй фазы Эликчанского и Куранахского массивов и граниты Бакынского массива соответствуют гранитам А-типа (А<sub>2</sub>-типа) (см. рис. 11, а, г) или гранитам S-типа (см. рис. 11, в).

Использование диаграмм, разделяющих гранитоиды в связи с геодинамической обстановкой формирования указывает на разнообразие обстановок, в которых мог быть проявлен гранитоидный магматизм.

На диаграмме Rb–(Y + Nb) [36] точки составов гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов располагаются в основном в поле гранитов вулканических дуг и, в небольшой степени, внутриплитных гранитов, одновременно включены в поле постколлизийных гранитов (рис. 12, а).

Точки составов гранитов Бакынского массива расположены на стыке полей гранитов вулканических дуг, синколлизийных и внутриплитных (см. рис. 12, а).



**Рис. 9.** (а) Диаграммы  $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$ , (б)  $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ , (в)  $ASI - SiO_2$  [29] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулcano-плутонического пояса  
 1–2 – гранитоиды Эликчанского массива: 1 – 1-ой фазы, 2 – даек 2-ой фазы; 3–4 – гранитоиды Куранахского массива: 3 – 1-ой фазы, 4 – даек 2-ой фазы; 5 – граниты, лейкограниты Бакынского массива; 6–9 – поля гранитоидов массивов: 6 – Эликчанского, по [21, 37], 7 – Куранахского, по [21, 37]; 8 – Бакынского, по [21]; 9 – Улахан-Тас Северного пояса, по [2]

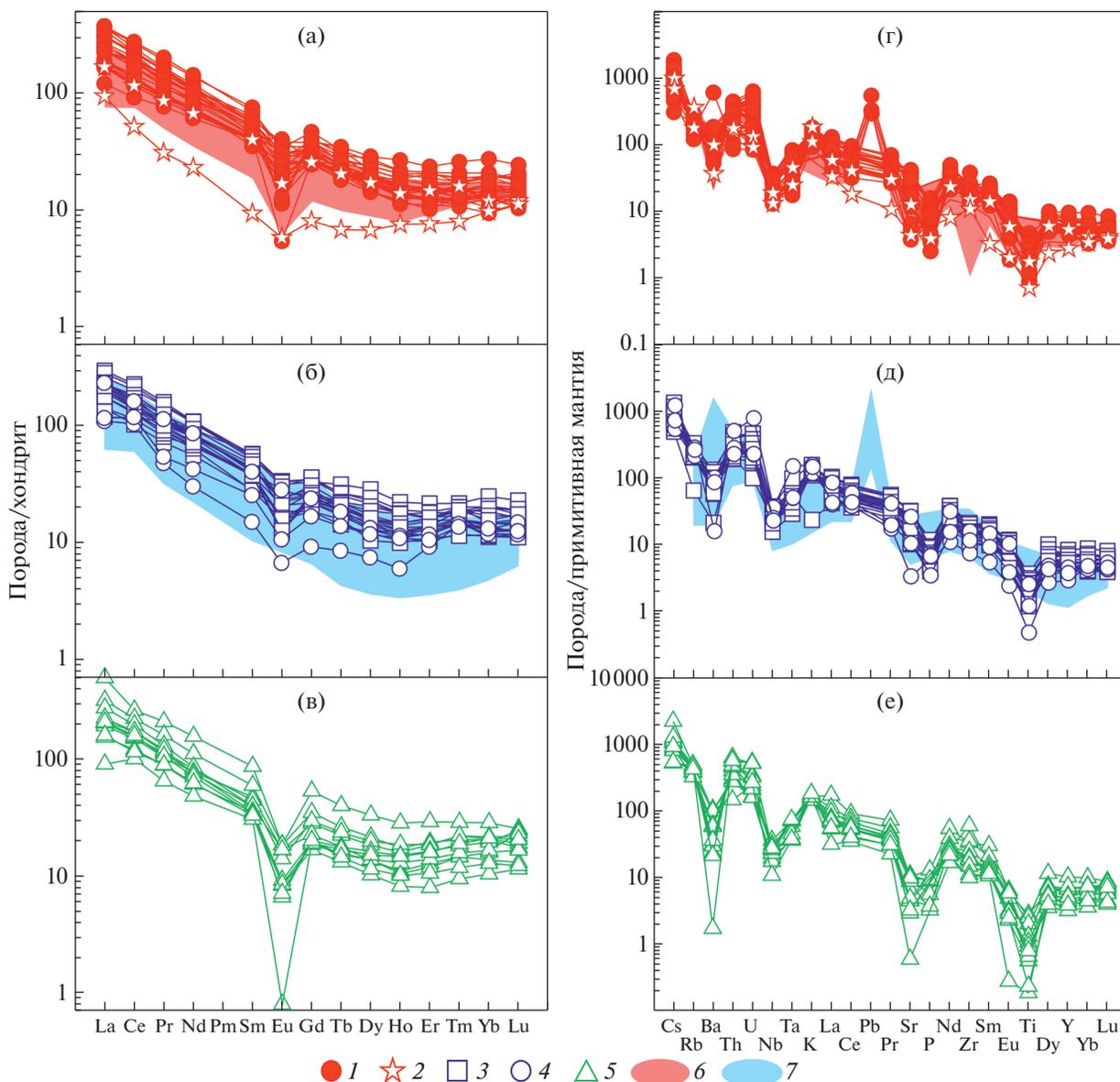
На диаграммах  $Fe_2O_3^{tot} - TiO_2 - MgO$  и  $Ba/La - Nb \times 5 - Yb \times 10$  [31], разделяющих магматические породы трансформной и конвергентной окраин Тихоокеанского типа, точки составов гранитоидов Северного вулcano-плутонического пояса преимущественно занимают поле магматических пород трансформных окраин (см. рис. 12, б, в). Отметим, что для пород с содержанием  $SiO_2 > 63$  мас. % данные диаграммы характеризуются большим перекрытием составов магматитов трансформной и конвергентной окраин [31].

По соотношению  $Th/Yb$  и  $Nb/Yb$ ,  $Sc/Ni$  и  $La/Yb$  гранитоиды всех массивов соответствуют магматическим породам окраинно-континентальных дуг [40] (см. рис. 12, г, д). Точки их составов также следуют тренду гранитоидов активных континентальных окраин [6] (см. рис. 11, в).

Гранитоиды всех массивов, характеризующиеся сидеро-лито-халькофильной и лито-халько-си-

дерофильной геохимической специализацией и повышенными концентрациями  $Cr$ ,  $Ag$ ,  $Mo$ ,  $Ti$ ,  $W$ ,  $As$ ,  $V$  и  $Au$ , являются рудогенерирующими и рудовмещающими для свинцово-цинковой жильной, золоторудной полиметаллической, серебро-полиметаллической золоторудной, золото-редкометальной, золоторудной кварцевой, медно-кварц-сульфидной формаций и редкоземельной минерализации [4].

С гранитоидами связаны радиоактивные аномалии, источником которых являются повышенные содержания аксессуариев и калиевого полевого шпата. Типоморфными элементами для золото-редкометального оруденения являются вольфрам, кобальт, висмут, а для полиметаллических объектов – сурьма. Ведущими формациями являются золото-редкометальная, золоторудная и серебро-полиметаллическая [4].



**Рис. 10.** Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а–в) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (г–е) гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулканоплутонического пояса.

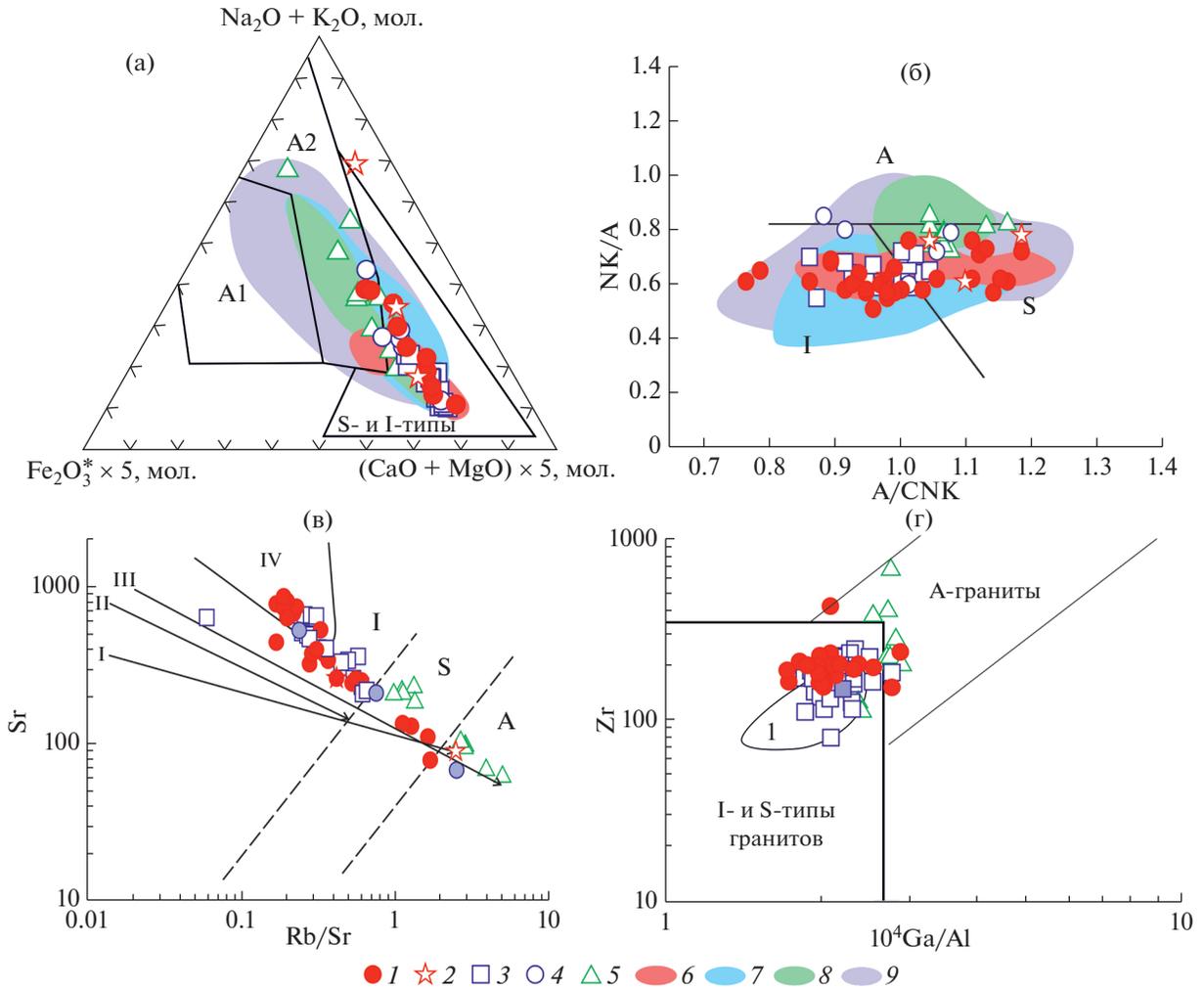
1–2 – гранитоиды массивов Эликчанского массива: 1 – 1-ой фазы, 2 – даек 2-ой фазы; 3–4 – гранитоиды Куранахского массива: 3 – 1-ой фазы, 4 – даек 2-ой фазы; 5 – граниты, лейкограниты Бакынского массива; 6–7 – поля гранитоидов массивов: 6 – Эликчанского массива, по [21, 37], 7 – Куранахского, по [21, 37]

*Вулканыты тумусской толщи и субвулканические породы тумусского комплекса*

Данные породы характеризуются содержанием  $\text{SiO}_2$  51.80–71.00; 58.7, 60.90 и суммы щелочей  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  4.52–7.46; 5.60, 6.3 мас. % соответственно и на диаграмме TAS относятся преимущественно к породам нормальной щелочности – андезитам, дацитам, риодацитам, реже умеренной щелочности – трахидацитам (см. рис. 8, б). По соотношению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$  субвулканические породы и вулканыты тумусского комплекса отно-

сятся преимущественно к высококальциевой известково-щелочной серии. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в вулканытах изменяется от 0.65 до 1.75 и составляет 0.59, 0.61 в субвулканических образованиях.

По параметру железистости ( $\text{Fe}^* = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ ) [29] вулканыты тумусской толщи отличаются от гранитоидов массивов несколько бóльшим количеством железистых разностей в интервале кремнекислотности 60–65% и более высоким индексом глиноземистости ASI до 1.4 [29].



**Рис. 11.** Диаграммы (а)  $\text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$  ( $\text{SiO}_2 > 67\%$ , мол. кол-ва) [5], (б)  $\text{NK/A} - \text{A/CNK}$  [34], (в)  $\text{Sr} - \text{Rb/Sr}$  [6] и (г)  $\text{Zr} - 10^4 \text{Ga/Al}$  [39] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулcano-плутонического пояса.

Обозначено на: (в) – I–III – тренды: I – островодужных толеитов, II – островодужных известково-щелочных вулканитов, III – известково-щелочных вулканитов континентальной окраины; IV – поле континентальных рифтовых зон; (г) – I – дифференцированные граниты I-типа.

I–2 – гранитоиды Эликчанского массива: 1 – 1-ой фазы, 2 – даек 2-ой фазы; 3–4 – гранитоиды Куранахского массива: 3 – 1-ой фазы, 4 – даек 2-ой фазы; 5 – граниты, лейкограниты Бакынского массива; 6–9 – поля гранитоидов массивов: 6 – Эликчанского, по [21, 37], 7 – Куранахского, по [21, 37], 8 – Бакынского, по [21], 9 – Улахан-Тас Северного пояса, по [2]

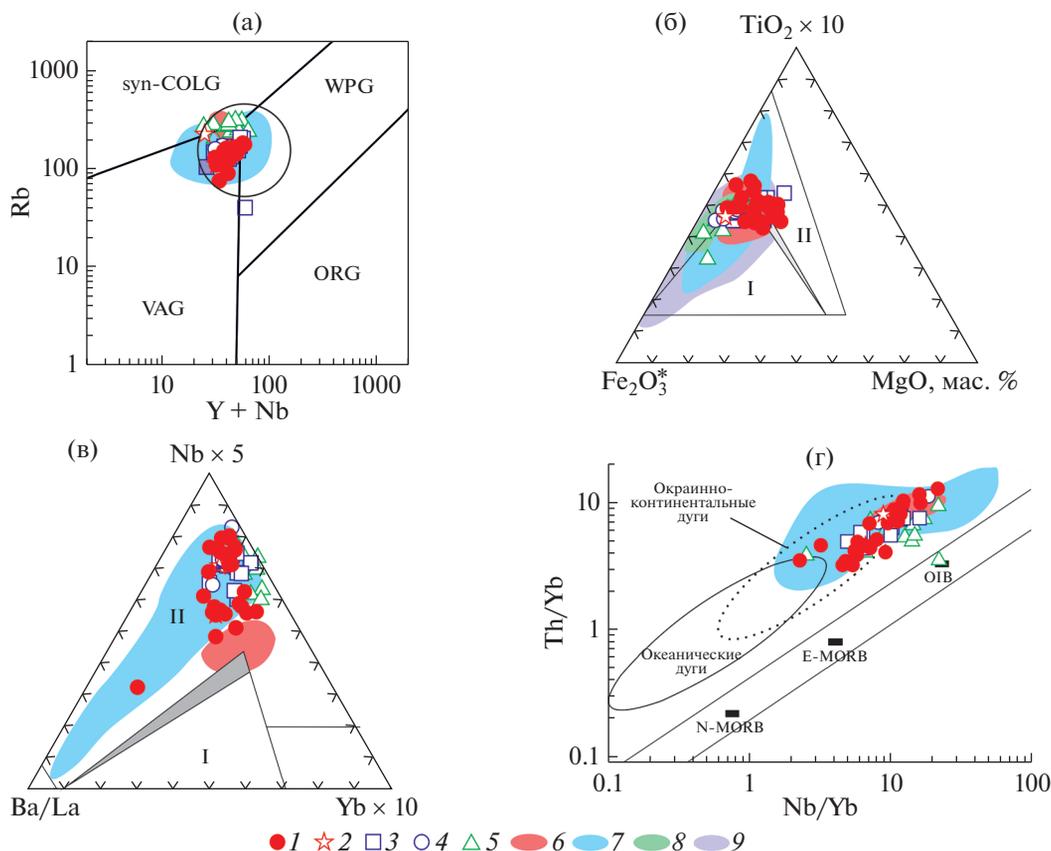
Вулканиты тумусской толщи и субвулканические образования тумусского комплекса имеют сходные фракционированные распределения РЗЭ с гранитоидами всех массивов. Они характеризуются обогащением ЛРЗЭ и деплетированием ТРЗЭ ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7.94 - 29.01$ ). Для дацитов, риодацитов и риолитов наблюдается менее выраженная, чем в гранитоидах отрицательная  $\text{Eu}$ -аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.58 - 92$ ), а для андезитов, андезидацитов – слабо положительная ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.04 - 1.27$ ) (рис. 13, а).

Спайдерграммы вулканитов и субвулканических образований также сходны с таковыми для гранитоидов Эликчанского и Куранахского мас-

сивов, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высоkozарядных и минимумами  $\text{Ba}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{P}$  и  $\text{Ti}$  (см. рис. 13, б).

Точки составов вулканитов и субвулканических тел, как и большая часть гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов ассоциируют с полем гранитов вулканических дуг на диаграмме  $\text{Rb} - \text{Y} + \text{Nb}$  и занимают поле магматических пород трансформных окраин на диаграммах  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}} - \text{TiO}_2 - \text{MgO}$  и  $\text{Ba/La} - \text{Nb} \times 5 - \text{Yb} \times 10$  (рис. 14, а–в).

По соотношению петрогенных оксидов,  $\text{Th}/\text{Yb}$  и  $\text{Nb}/\text{Yb}$ , вулканиты и субвулканические тела,



**Рис. 12.** Диаграммы (а) Rb–(Y + Nb) [35], (б) Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*–TiO<sub>2</sub> × 10–MgO, (в) Ba/La–Nb × 5–Yb × 10 [31], (г) Th/Yb–Nb/Yb [35] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулcano-плутонического пояса. Обозначено на (б)–(в) – поля магматических пород: I – островные дуги и континентальные окраины (конвергентные окраины); II – границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг). 1–2 – гранитоиды Эликчанского массива: 1 – 1-ой фазы, 2 – даек 2-ой фазы; 3–4 – гранитоиды Куранахского массива: 3 – 1-ой фазы, 4 – даек 2-ой фазы; 5 – граниты, лейкограниты Бакынского массива; 6–9 – поля гранитоидов массивов: 6 – Эликчанского, по [21, 37], 7 – Куранахского, по [21, 37], 8 – Бакынского, по [21], 9 – Улахан-Тас Северного пояса, по [2]

также как и гранитоиды, соответствуют магматическим породам окраинно-континентальных дуг, в том числе вулканитам Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 14, г, д).

Вулканиты тумусского комплекса, контактово-метаморфизованные и метасоматически измененные гранитоидами эликчанского комплекса, являются рудовмещающими для объектов золоторудной кварцевой и кварц-антимонитовой формаций [4].

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr–Nd

Sr–Nd изотопные исследования были выполнены для биотитовых гранитов Бакынского, гранодиоритов Куранахского, гранодиоритов, гранитов Эликчанского массивов и представлены в Supplement 1: Tabl. S4.

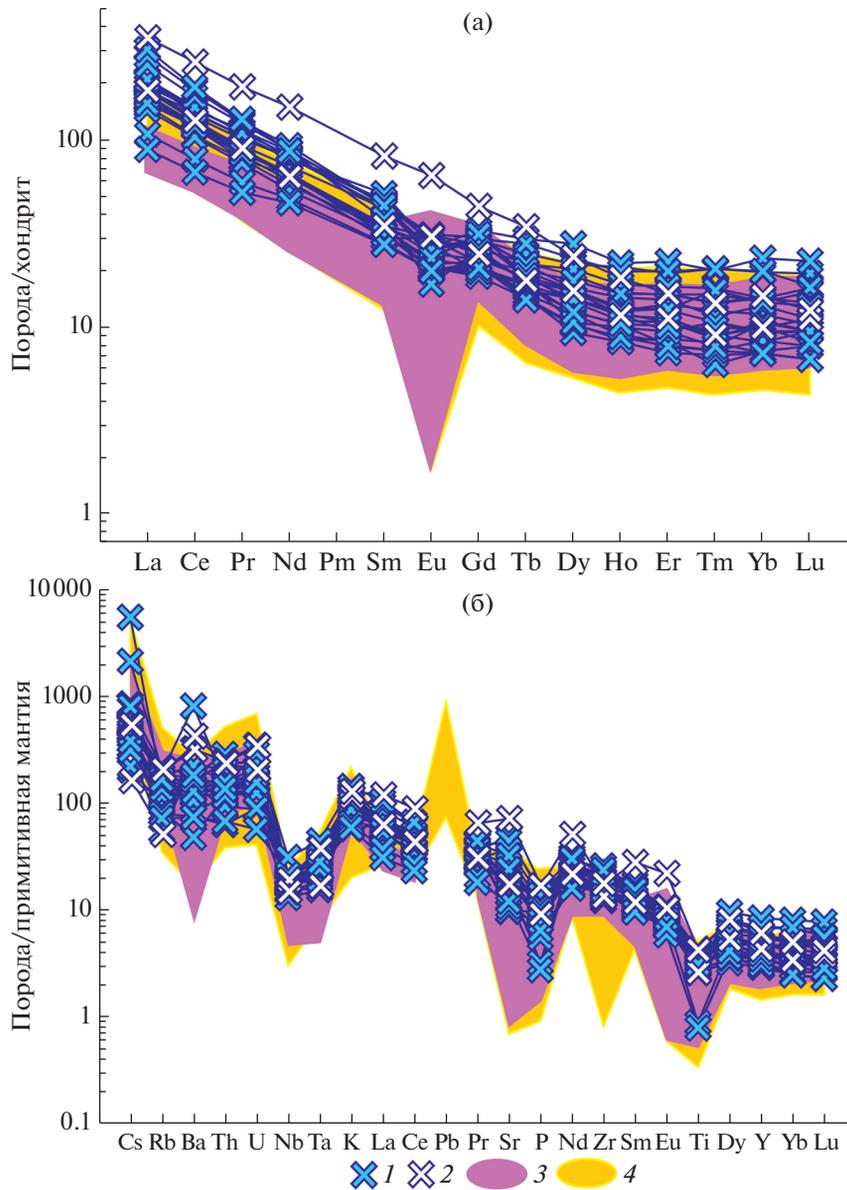
Величины ε<sub>Nd</sub>(T) и Sr<sub>i</sub> пересчитаны согласно U–Pb датировкам, описанным в данной работе.

Граниты характеризуются близкими небольшими отрицательными величинами ε<sub>Nd</sub>(T) до небольших положительных и умеренными первичными отношениями <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: от –4.81 до +0.97; 0.70497; 0.70550 (см. Suppl. 1: Tabl. S4).

Для гранитов Бакынского и Эликчанского массивов характерны высокие величины Rb/Sr и <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr отношений, поэтому величины первичных отношений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr могут сильно варьировать, и мы не используем их в рассмотрении. Оценки модельных значений возраста для гранитоидов по одно- и двухстадийной моделям находятся в интервале 737–1410 млн лет и отвечают неопротерозою–мезопротерозою (см. Suppl 1: Tabl. S4).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные близкие U–Pb оценки возраста по цирконам из гранитоидов Эликчанского,



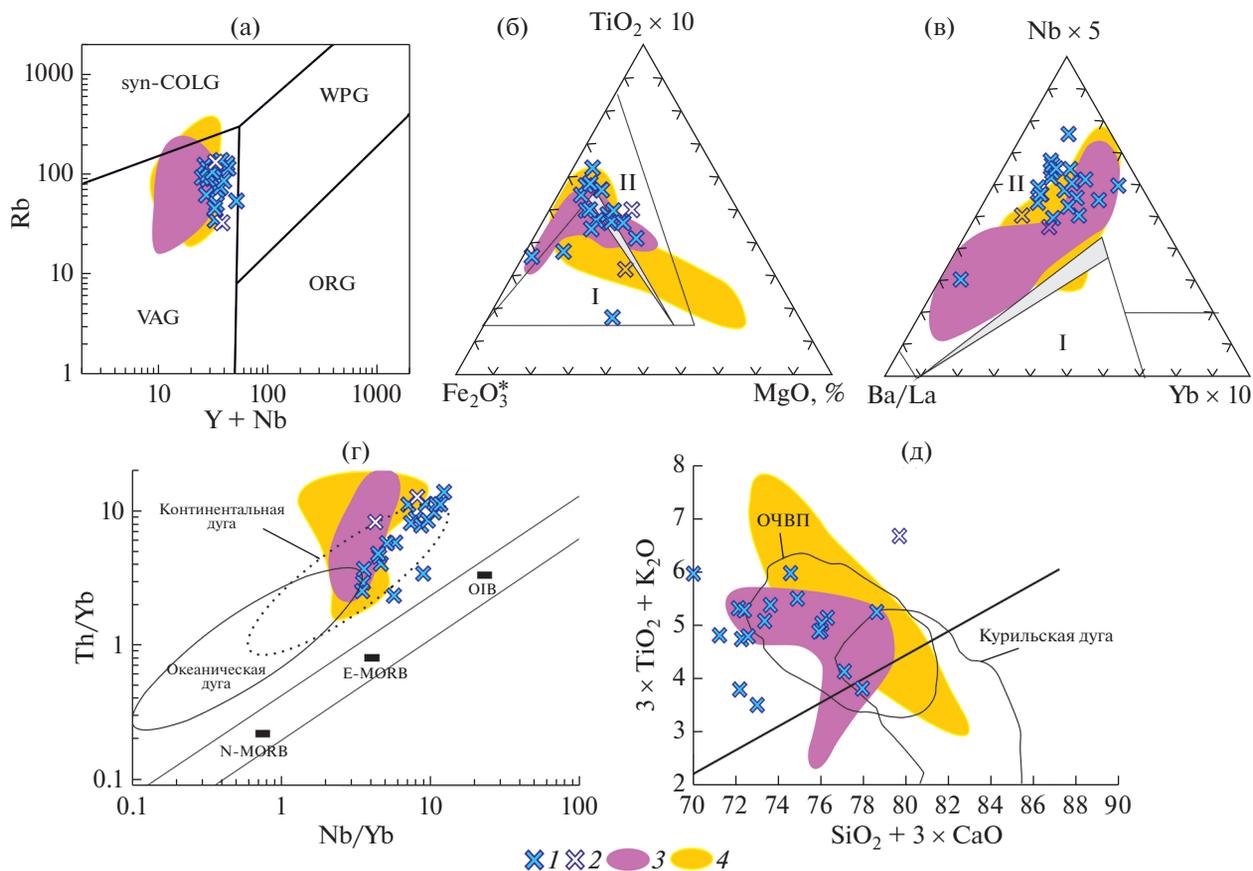
**Рис. 13.** Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б) для вулканитов тумусской толщи и субвулканических тел тумусского комплекса. 1 – вулканиты тумусской толщи; 2 – субвулканические тела тумусского комплекса; 3–4 – вулканиты впадин: Тытельвеевской [19], 4 – Тытельвеевской [25]

Куранахского и Бакынского массивов в интервале 121–125 млн лет и вулканитов кислого состава тумусской толщи – 127 млн лет подтверждают, что гранитоиды, вулканиты и субвулканические образования относятся к единому баррем-аптскому вулcano-плутоническому комплексу. Близкий  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст  $120 \pm 1$  млн лет ранее был установлен для биотитовых гранитов Бакынского массива [32].

В работах [20, 21] содержатся как близкие к нашим оценки возраста, полученные К–Аг и Rb–Sr методами для гранитоидов Эликчанского, Кура-

нахского массивов и ассоциирующих с ними вулканитов различного состава в интервале 122–118 млн лет, так и более древние – 144–134 млн лет.

Обобщение U–Pb геохронологических данных для гранитоидов различных массивов Северного батолитового пояса, включая Эликчанский [25], показало, что оценки возраста лежат в интервале 140–129 млн лет. Данные  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  датирования [32] дают более молодой интервал возраста 130–123 млн лет и по мнению [25] отражают время остывания гранитоидных плутонов. Раннемеловое (баррем-аптское) время является переломным



**Рис. 14.** Диаграммы (а) Rb–(Y + Nb) [36], (б)  $Fe_2O_3^* - TiO_2 \times 10 - MgO$ , (в) Ba/La–Nb  $\times 5 - Yb \times 10$  [31], (г) Th/Yb–Nb/Yb [35] и (д)  $3 \times TiO_2 + K_2O - SiO_2 + 3 \times CaO$  [14] для вулканитов тумусской толщи и субвулканических тел тумусского комплекса. 1 – вулканиты тумусской толщи; 2 – субвулканические тела тумусского комплекса; 3–4 – вулканиты впадин: 3 – Тытельвеевской [19], 4 – Тытельвеевской [25]

моментом в тектонической истории рассматриваемого региона, когда происходит закрытие Оймяконского океана при коллизии Сибирского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном [13].

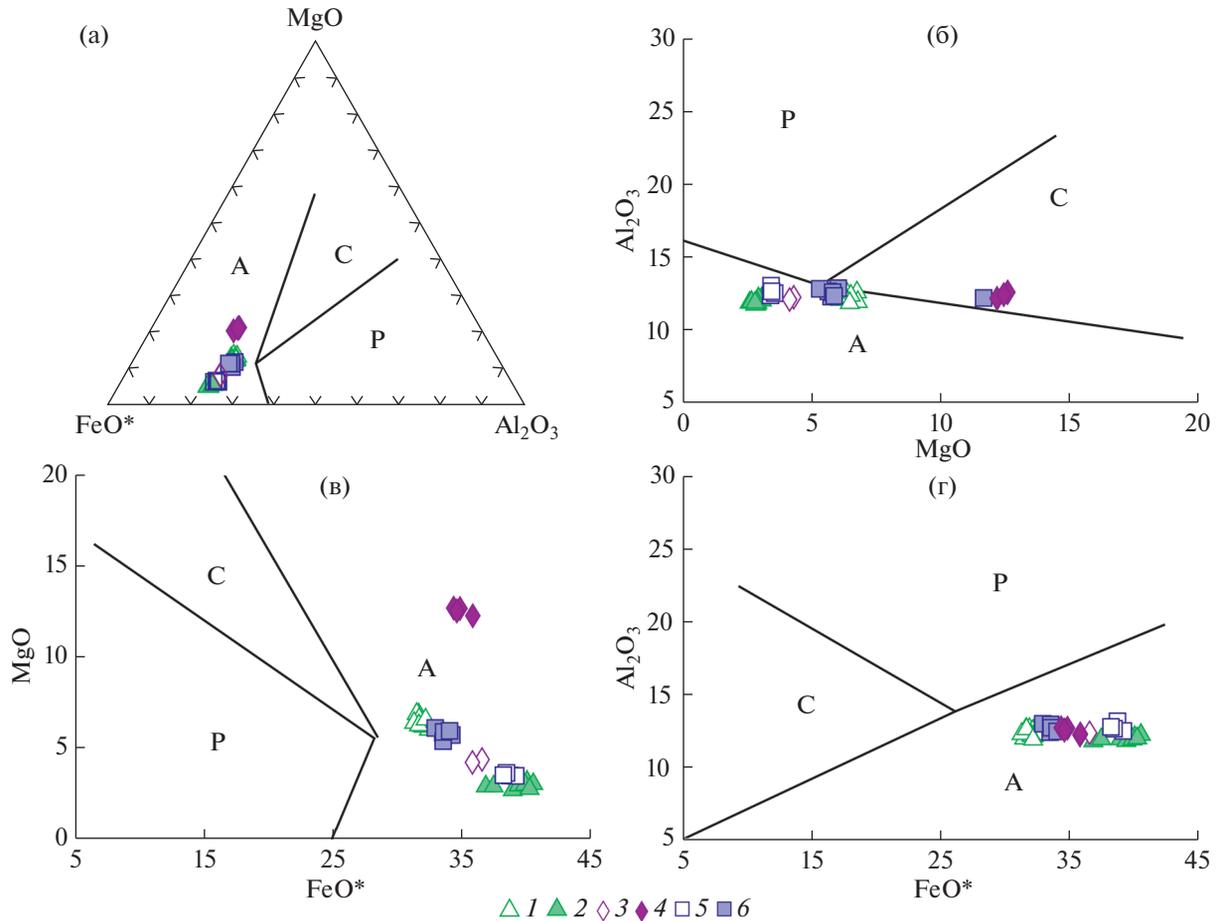
Сопоставление изученных гранитоидов с петро-геохимическими типами гранитов [28] показывает, что гранитоиды первой фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют сходство с гранитами I-типа, а граниты второй фазы – с гранитами S-типа. Граниты и лейкограниты Бакынского массива имеют характеристики промежуточные между гранитами S- и A-типов. С первыми их сближают высокие содержания рубидия, низкие – стронция, бария; со вторыми – высокие суммарные содержания РЗЭ, повышенные содержания ниобия и циркония. С учетом аналитических данных из работы [21, 37] (см. рис. 11) можно предполагать, что доля гранитов с геохимическими характеристиками гранитов А-типа в Бакыньском массиве может быть больше.

Биотиты из гранитов Бакыньского массива близки по составу к анниту, обладают повышен-

ной железистостью (68–84), попадают в область биотитов щелочных гранитов по соотношению петрогенных элементов (рис. 15, Suppl. 1: Tabl. S5), что также подтверждает близость гранитов Бакыньского массива к гранитам А-типа.

Сходство по минеральному и химическому составу гранодиоритов Эликчанского и Куранахского массивов с гранитами I-типа, а гранитов тех же массивов – с гранитами S-типа также отмечено в [37], а к гранитам А-типа ими отнесены пегматоидные лейкограниты и пегматиты Куранахского массива и более поздние (102–104 млн лет) гранит- и риолит-порфиры малых интрузий.

Для качественного определения возможного протолита гранитоидной магмы рассмотрены диаграммы с использованием петрогенных элементов для гранодиоритов как наименее дифференцированных пород первых фаз Куранахского и Эликчанского массивов [26, 30]. Породы источника могли быть представлены амфиболитами, метадацитами-тоналитами (рис. 16).



**Рис. 15.** Диаграммы (а)  $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ , (б)  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ , (в)  $\text{MgO}-\text{FeO}^*$  и (г)  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}^*$  [24] для биотитов из гранитоидов Бакынского массива. Поля биотитов из: А – анорогенных щелочных гранитоидов, Р – пералюминиевых гранитоидов, включая S-тип, С – известково-щелочных гранитоидов. Биотиты из образцов (см. Suppl. 1: Tabl. S5) гранитоидов Бакынского массива: 1 – 12/1; 2 – 10; 3 – 4; 4 – 5/2; 5 – 5/1; 6 – 12/20

Условия магмагенерации, рассчитанные разными методами, для гранодиоритов Куранахского, Эликчанского массивов составляют:  $T = 1020-1087^\circ\text{C}$ ,  $P = 1$  до 1.4 ГПа; для гранитов –  $T = 880-920$  или  $908-972$ ,  $P = 0.7-0.8$  или  $0.7-0.9$  ГПа; для пегматоидных лейкогранитов и пегматитов А-типа Куранахского массива близки к таковым для гранитов –  $T = 919-935$ ,  $P = 0.7-0.8$  ГПа [37].

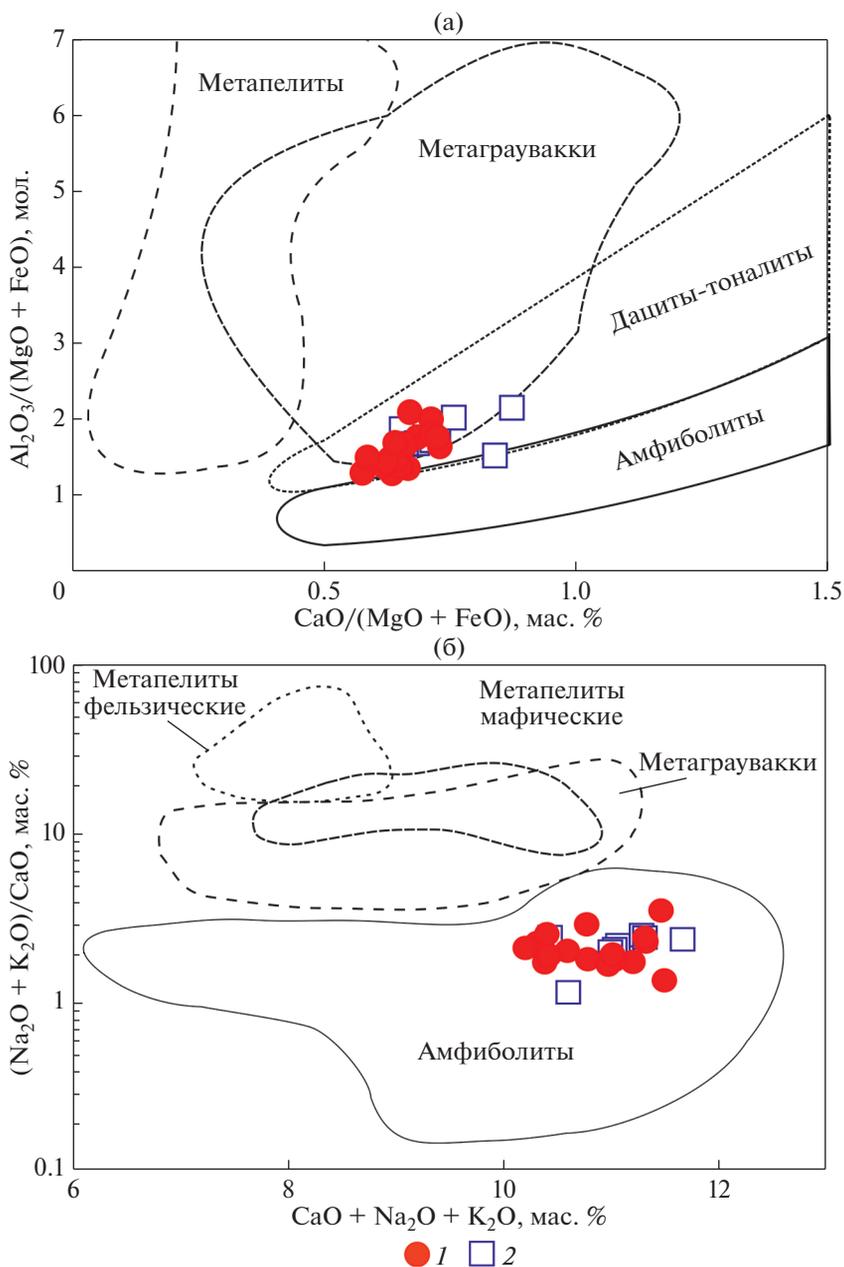
Гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов имеют близкие температуры начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов, подсчитанные с использованием цирконового термометра [38]:

- для гранодиоритов, гранитов 1-ой фазы они составляют  $773-827^\circ\text{C}$  и  $772-802^\circ\text{C}$  соответственно;
- для гранитов 2-ой фазы –  $734, 768^\circ\text{C}$ .

Граниты Бакынского массива имеют несколько более высокие температуры  $839-919^\circ\text{C}$ .

Данные Sr–Nd изотопного состава гранитоидов всех массивов (см. Suppl. 1: Tabl. S4) – небольшие отрицательные величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  до небольших положительных, умеренные первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , пограничные между характерными для гранитов I- и S-типов, а также умеренные величины отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в гранодиоритах первой фазы Куранахского и Эликчанского массивов (0.7079 и 0.7067) [37] указывают на взаимодействие мантийных расплавов и корового субстрата, возможно, нео-мезопротерозойского возраста ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  и  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$  от 737 до 1410 млн лет).

Составы клинопироксенов и биотитов из гранодиоритов Куранахского и Эликчанского массивов также отражают смешение мантийных насыщенных флюидами мафических расплавов и корового субстрата [37]. Однако данные о высоких величинах отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.7110–0.7112)



**Рис. 16.** Диаграммы (а) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(MgO + FeO)–CaO/(MgO + FeO) мол. кол-ва [30] и (б) (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)/CaO–CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O [26] мас. % для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулcano-плутонического пояса.  
1 – гранодиориты 1-ой фазы: 1 – Эликчанского, 2 – Куранахского

в гранитах второй фазы этих же массивов свидетельствуют об их коровом происхождении [37].

Гранитоиды всех массивов, вулканы тумусской толщи и субвулканические образования тумусского комплекса имеют ряд сходных петрогеохимических характеристик, подтверждающих их принадлежность к единому комплексу, сформировавшемуся в одной геодинамической обстановке. К ним относятся присутствие пород

умеренной щелочности наряду с породами нормальной щелочности; высококалиевый известково-щелочной характер магматитов; единый тип распределения редкоземельных элементов и спайдерграм; сходство с магматитами трансформных окраин или границ скольжения плит, как по соотношению петрогенных (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>tot</sup> – TiO<sub>2</sub> – MgO и 3 × TiO<sub>2</sub> + K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> + 3 × CaO), так и редких элементов (Ba/La – Nb × 5 – Yb × 10 и

Возраст, млн лет	Геодинамическая обстановка	Северный батолитовый пояс		Северный вулcano-плутонический пояс				
		Эликчанский массив	Куранахский массив	Тумусский комплекс	Тумусская толща	Бакынский массив	Эликчанский комплекс	
Поздний мел	Рифтогенное растяжение							
100								
110		Rb–Sr пегматит 116–115 млн лет						
120		K–Ar гранит 118–122 млн лет	K–Ar риолит 120 млн лет	Q диориты, дациты	Андезиты, дациты, риолиты	U–Pb гранит 121 ± 1 млн лет		
120		Rb–Sr гранит 122 ± 1,4 млн лет						
120		K–Ar риодацит 127 млн лет						
130	Островодужная		Rb–Sr гранодиорит 134 ± 2 млн лет					
130				U–Pb дацит 127 ± 1 млн лет				
130								
140		Rb–Sr гранодиорит 140 ± 2 – 143 ± 2,5 млн лет	Дациит, андезит K–Ar 140 ± 5 млн лет				U–Pb гранодиорит, порфир 124 ± 1, 125 ± 1 млн лет	U–Pb гранодиорит, гранит 124 ± 2, 125 ± 1 млн лет
145								

Рис. 17. Тектонические события и этапы гранитоидного магматизма в северной части Верхояно-Колымской складчатой области (с использованием данных [37]).

Th/Yb–Nb/Yb [31] (см. рис. 8, см. рис. 10, см. рис. 12).

Особенности состава гранитоидов, вулкани-тов и субвулканических образований Северного вулcano-плутонического пояса позволяют пред-полагать, что геодинамическая обстановка их формирования могла быть связана с континен-тальной окраиной андийского типа в раннемело-вое (баррем–апт). Однако, подобный режим не характерен для Сибирского континента в это вре-мя. Кроме того, в предшествующее позднеюр-ское–раннемеловое время произошли два круп-ных тектонических события в рассматриваемом регионе: сначала коллизия Сибирского кратона (континента) с Колымо-Омолонским микро-континентом (супертеррейном) в связи с закры-тием Оймяконского океана, а затем их вместе с микроконтинентом Чукотка–Арктическая Аляс-ка при закрытии Южно-Анюйского океаниче-ского бассейна, завершившаяся формированием в готериве–барреме покровно-складчатой струк-туры [17].

В.А. Трунилина и А.В. Прокопьев [37] связы-вают формирование вулcanoгенной островодуж-ной базальт–андезит–риолитовой серии и грано-диоритов первой фазы Эликчанского и Куранах-ского массивов с финальной стадией закрытия Оймяконского океана в беррисе–барреме, а об-разование гранитов, лейкогранитов второй фазы массивов и риолитов – с этапом рифтогенного растяжения в апте–раннем альбе [37] (рис. 17).

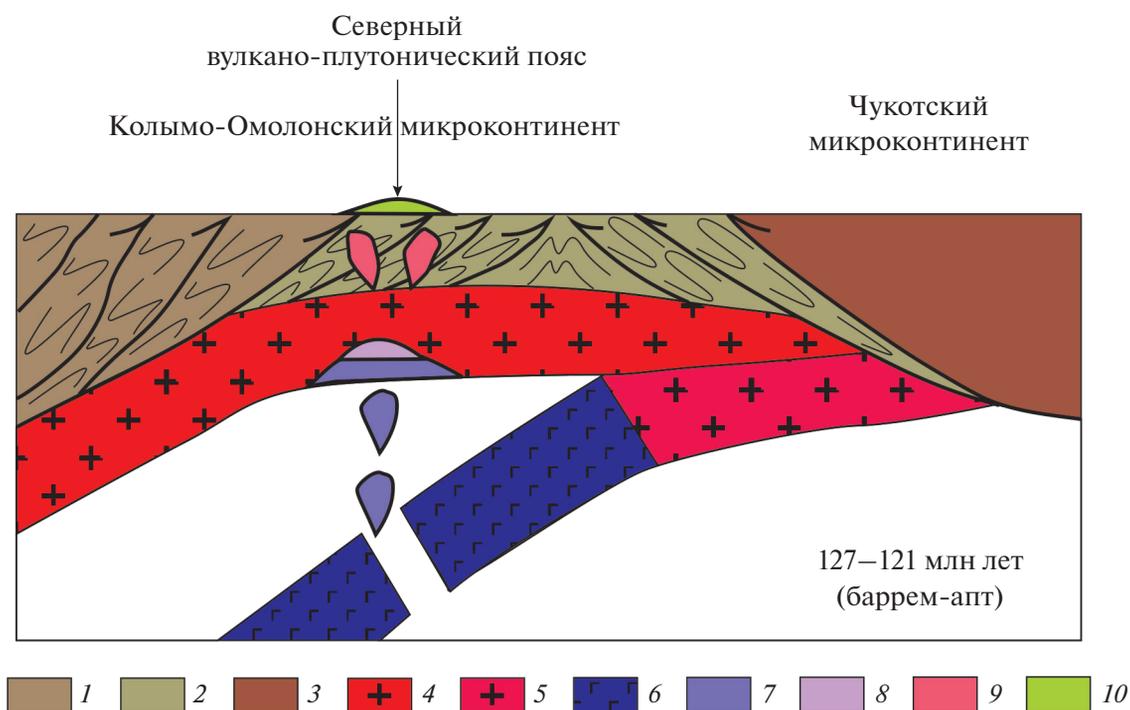
Последний этап ассоциирует по времени с за-ложением Индигирского рифта в центральной части Верхояно-Колымского складчатого пояса [13, 37] или Алазейско-Индигирской рифтовой

системы, объединяющей поля ранне-позднеме-ловых рифтогенных вулкани-тов, наложенной на северную часть Колымо-Омолонского микро-континента и Яно-Индигирской складчато-на-двиговой системы [4].

Обобщение данных по структурной позиции, геохронологии и геохимии гранитоидов Северно-го пояса показывает, что гранитоиды внедряются после меридионального ороклинального изгиба северной части Верхоянского складчатого пояса и, по-видимому, в зоне правостороннего сдвига (трансформного разлома) и растяжения вдоль субдуцирующей океанической коры [25].

Таким образом, формирование гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского мас-сивов, вулкани-тов тумусской толщи и субвулка-нических образований тумусского комплекса, скорее всего, было связано с постколлизийным растяжением. Условия растяжения могли воз-никнуть либо в северо-западной части орокли-нального изгиба Колымской петли после колли-зии Колымо-Омолонского микроконтинента и Сибирского континента, либо в сочетании со сдвиговыми движениями вдоль трансформной окраины после закрытия Оймяконского океана и прекращения субдукции.

В пользу этого свидетельствует дискордантное положение гранитоидов Северного пояса по от-ношению к коллизийным структурам среднеюр-ско–нижнемеловых отложений. Разнообразие петрогеохимических типов гранитоидов харак-терно для геодинамической обстановки транс-формной окраины или границ скольжения плит и может быть обусловлено участием различных ис-точников: астеносферного при формировании



**Рис. 18.** Генерализованная схема формирования гранитоидов и вулканитов Северного вулcano-плутонического пояса. 1–3 – чехол: 1 – Колымо-Омолонского микроконтинента, 2 – Сибирского континента, 3 – Чукотского микроконтинента; 4–5 – фундамент: 4 – Сибирского континента, 5 – Чукотского микроконтинента; 6 – литосфера Южно-Ануйского океана; 7 – подток астеносферной мантии и область подслаивания мантийных магм 8 – область частичного плавления 9 – гранитоидные плутоны Северного вулcano-плутонического пояса; 10 – вулканиты тумусской толщи

мантийного окна и надсубдукционного мантийного клина над предшествующей зоной субдукции (в данном случае – под Колымо-Омолонский континент), а также различной проницаемостью континентальной коры [22].

Гранитоидные тела приурочены к крупным разломам северо-западного простирания, имеющим по данным [4] корово-мантийное заложение, что может обеспечить поступление мантийных магм к низам коры и последующее выплавление гранитоидных расплавов (рис. 18).

На взаимодействие мантийных расплавов и корового субстрата указывают и Sr–Nd изотопные данные.

Геохимические характеристики вулканитов тумусской толщи и субвулканических тел тумусского комплекса также сходны с таковыми вулканитов аптского возраста Тытельвеемской впадины в тылу Центрально-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского вулканического пояса, которая традиционно рассматривается как рифтогенная структура [7, 19], что является дополнительным аргументом в пользу постколлизийного происхождения магматитов Северного вулcano-плутонического пояса.

## ВЫВОДЫ

1. Время формирования вулcano-плутонической ассоциации Северного вулcano-плутонического пояса, а именно внедрения гранитоидов Бакынского, Эликчанского и Куранахского массивов и излияния вулканитов тумусской толщи, составляет 121–127 млн лет (баррем–апт).

2. Гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов имеют петро-геохимические характеристики гранитов I- и S-типов, а гранитоиды Бакынского массива имеют ряд геохимических особенностей, в том числе составы биотитов, сближающих их с гранитами А-типа. Гранитоиды и разновозрастные вулканиты тумусской толщи по сочетанию ряда петрогенных и редких элементов также соответствуют магматитам трансформной окраины или границ скольжения плит.

3. Sr–Nd изотопные характеристики гранитоидов Бакынского, Эликчанского и Куранахского массивов указывают на взаимодействие мантийного и корового компонентов в источнике гранитоидных расплавов. По сравнению с гранитами Главного батолитового пояса древний коровый компонент, возможно нео-мезопротерозойского возраста, участвовал в петрогенезисе гранитоидов Северного вулcano-плутонического пояса в меньшем объеме.

4. Формирование вулcano-плутонической ассоциации Северного вулcano-плутонического пояса происходило в обстановке постколлизийного растяжения после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента с ранее аккрецированным Колымо-Омолонским микроконтинентом. Постколлизийное растяжение происходило в режиме трансформной окраины или границ скольжения плит.

**Благодарности.** Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

**Финансирование.** Статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00197-П, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счет субсидии.

**Соблюдение норм научной этики.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьева Е.В., Данилов В.Г., Иваненко Г.В., Шульгина В.С. Государственная геологическая карта РФ. – М-б 1 : 200000. – Изд. 2-ое. – Серия Яно-Индибирская. – Лист R-54-XXIII, XXIV. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019.
2. Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 200 с.
3. Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сыроев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.
4. Герцева М.В., Борисова Т.П., Калинин М.А. Государственная геологическая карта РФ. – М-б 1 : 1000000. – 3-е поколение. – Серия Верхояно-Колымская. – Лист R-54-Депутатский. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2022.
5. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
6. Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Мат-лы 2-го Всерос. петрографического совещ. – Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 2. С. 270–274.
7. Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
8. Котов И.А., Борисова Т.П., Герцева М.В. и др. Государственная геологическая карта РФ. – М-б 1 : 1000000 (3-е поколение). – Лист R-55-Чокурдах. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2022.
9. Мусалитин Л.А. Геологическая карта СССР. – М-б 1 : 200000. – Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXI, XXII. – Объяснительная записка. – М.: Недра, 1979. 120 с.
10. Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. – Под ред. Г.Б. Жилинского – Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
11. Оксман В.С. Тектоника коллизийного пояса Черского. – Под ред. С.Д. Соколова, С.А. Куренкова, Л.М. Парфенова – М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
12. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. – Под ред. К.В. Боголепова – Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
13. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
14. Пискунов В.Н. Геолого-петрологические особенности островодужного вулканизма. – Под ред. К.Ф. Сергеева – М.: Наука, 1987. 230 с.
15. Сегалевич С.Ф. Петрохимия и геохимические особенности магматических пород хребта Улахан-Сис (Северо-Восточная Якутия) // Геохимия. 1987. № 7. С. 940–955.
16. Серебряков В.А., Крутоус В.П., Венчугорова М.С. Позднемезозойский магматизм Яно-Колымского складчатого пояса. Гранитоидные интрузии. – В кн.: Геология СССР. Северо-Восток СССР. – Геологическое описание. – Под ред. И.Е. Драбкин М.: Недра, 1970. Кн. 2. С. 91–125.
17. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
18. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Отв. ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. – М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
19. Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 32. С. 32–54.
20. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. 132 с.
21. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Вулcano-плутонические пояса Северо-Востока Якутии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2007. 152 с.
22. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.

23. Шарпенко Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики plutonических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
24. Abdel-Rahman A-F.M. Peraluminous plutonism: nature and origin of the Moly May leucogranite and its Coast plutonic complex granitic host-rocks, Northwestern British Columbia // Can. Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 1181–1196.
25. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Epidotite and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. P. 103272.
26. Altherr R. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 51–73.
27. Bailey J.C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geol. 1981. Vol. 32. № 1–4. P. 139–154.
28. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transact. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992. Vol. 83. P. 1–26.
29. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. № 11. P. 2033–2048.
30. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: The Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 577–587.
31. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev. 2020. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646>
32. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. № 2. P. 167–170.
33. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite. – In: *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. – Ed. by D.G. Gee, V.L. Pease – Geol. Soc. London. Mem. 2004. Vol. 30. P. 69–74.
34. Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from magmatic history of Central Hokkaido, Northern Japan // Tectonophysics. 1990. Vol. 174. P. 235–255.
35. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. Vol. 100. № 1–4. P. 14–48.
36. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. № 4. P. 956–983.
37. Trunilina V.A., Prokopiev A.V. Ore-bearing magmatic systems with complex Sn–Au–Ag mineralization in the North-Eastern Verkhoyansk–Kolyma orogenic belt, Russia // Minerals. 2021. Vol. 11. P. 266.
38. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. P. 295–304.
39. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. Vol. 95. № 4. P. 407–419.
40. Zhao Z., Mo X., Dilek Y., Niu Y., DePaolo Don J., Robinson P., Zhu D., Sun C., Dong G., Zhou S., Luo Z., Hou Z. Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 190–212.
41. Excel2003, [http:// windowsfree.ru/office/excel-2003/](http://windowsfree.ru/office/excel-2003/) (Accessed November 2, 2022).

## Geodynamics and Early Cretaceous Magmatism of the Northern Volcanic-Plutonic Belt of Verkhoyan-Kolyma Fold Area (Northeastern Russia)

M. V. Luchitskaya<sup>a,\*</sup>, M. V. Gertseva<sup>b</sup>, I. V. Sysoyev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

<sup>b</sup>Karpinsky All-Russia Geological Institute (VSEGEI), Moscow Branch, bld. 32, Tkhachevsky str., 123154 Moscow, Russia

\*e-mail: [luchitskaya@ginras.ru](mailto:luchitskaya@ginras.ru)

New data on the geological position, U–Pb SIMS zircon ages, petro-geochemical features, Sr–Nd isotopic composition and geodynamic setting of the granitoids and volcanites of the Northern volcanic-plutonic belt, Verkhoyan-Kolyma fold area, are presented. Magmatites of the belt include granitoids of Elikchan, Kurana-kh, Bakyn plutons, composed of elikchansky granite-granodiorite complex, and volcanites of predominantly intermediate-felsic Tumusskaya sequence with subvolcanic bodies of the same composition. They form single Early Cretaceous (127–121 Ma) volcanic-plutonic assemblage. Granitoid plutons are elongated in sub-latitudinal-northwestern direction and are discordant to main fold and thrust structures. Granitoids intrude

and metamorphose Jurassic terrigenous and Early Cretaceous volcanites of Tumusskaya sequence and are cut by younger Late Cretaceous subvolcanic bodies. Granitoids of Bakyn, Elikchan and Kuranakh plutons combine petro-geochemical features of I-, S- and A-type granites. Such diversity of petro-geochemical granitoid types as well as interrelations of major ( $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}} - \text{TiO}_2 - \text{MgO}$ ) and rare ( $\text{Ba/La} - \text{Nb} \times 5 - \text{Yb} \times 10$ ) elements in granitoids and the same age volcanites of Tumusskaya sequence allow to refer them to magmatites of transform margin or plates translation boundaries. Collision between Chukotka microcontinent and Siberian continent with earlier accreted Kolyma-Omolon microcontinent in Barremian-Aptian time changed to post-collisional extension and formation of volcanic-plutonic assemblage of the Northern volcanic-plutonic belt. Post-collisional extension took place in the regime of plates translation boundaries. Sr–Nd isotopic characteristics of granitoids of all plutons indicate the interrelation of mantle and crustal sources of granitoid melts in this process.

*Keywords:* Severny volcanic-plutonic belt, Verkhoyan-Kolyma fold area, granitoids, zircon, volcanites, geodynamic setting, regime of transform margin