

УДК 550.93:552.322.2(571.52)

## ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОВ И БОГАТЫХ ЛИТИЕМ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ХУСУИНГОЛЬСКОГО ПОЛЯ (САНГИЛЕНСКОЕ НАГОРЬЕ)

© 2018 г. Л. Г. Кузнецова<sup>1,\*</sup>, С. П. Шокальский<sup>2</sup>, С. А. Сергеев<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН М.И. Кузьминым 21.04.2016 г.

Поступило 21.04.2016 г.

В Южно-Сангиленском пегматитовом поясе (Ю-3 Саяны) изучен состав, возрастные и генетические соотношения сподуменовых пегматитов Хусуингольского поля, включающего крупное месторождение Li Тастыг с гранитоидами расположенного рядом полигенного Дзос-Хусуингольского батолита. На основе U–Pb-изотопных датировок цирконов (SHRIMP-II) впервые установлен раннепалеозойский возраст гранитов и пегматитов, рассмотрены тектонические обстановки их формирования.

DOI: 10.31857/S086956520003089-0

Во внутриконтинентальных складчатых областях, где распространены редкометальные пегматиты, нередко наблюдается сложное сочетание палеогеодинамических режимов, обусловивших очень продолжительные периоды магматической активности [1, 2]. Кроме того, эти области характеризуются крайне неоднородным составом коры и, как следствие, очень разнообразным составом гранитоидов. В таких условиях невозможно выявить генетические связи редкометальных пегматитовых месторождений с конкретными гранитными комплексами и установить геодинамические обстановки их формирования без проведения детальных геохимических и изотопно-геохронологических исследований. В данной работе представлены результаты таких исследований для гранитов и редкометальных пегматитов Хусуингольского поля в составе Южно-Сангиленского пегматитового пояса. Петрогенные и микроэлементы определяли методами РФА, атомной абсорбции и ICP-MS с использованием научного оборудования ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН и ИргТУ (г. Иркутск), изотопное датирование пород проведено U–Pb-методом по цирконам (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

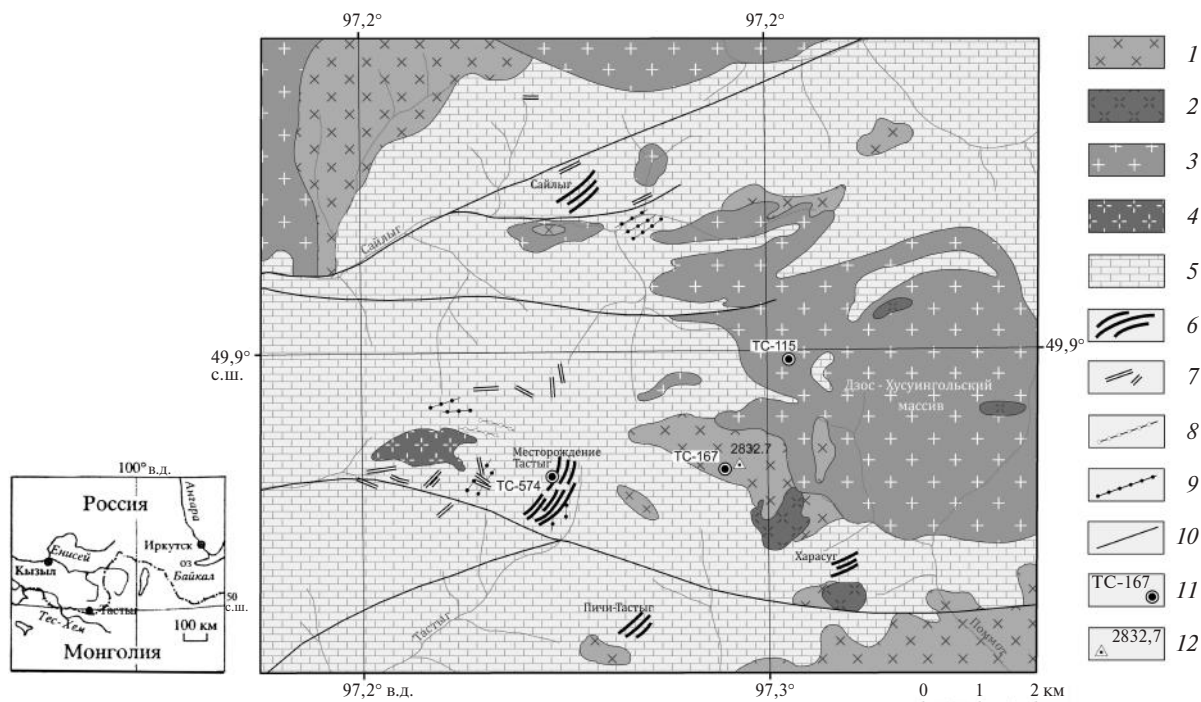
<sup>1</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский  
геологический институт им. А.П. Карпинского

\*E-mail: lkuzn@igc.irk.ru

Практическая значимость исследований обусловлена тем, что в Хусуингольском поле находятся крупное промышленное месторождение Li Тастыг и ряд литиевых проявлений в экзоконтактовой зоне Дзос-Хусуингольского гранитного массива (рис. 1). Вмещающие породы — мраморизованные известняки нарынского комплекса (V–E<sub>1</sub>). Изучение геологических взаимных соотношений и вещественного состава гранитоидов Хусуингольского поля позволяет выделить в его пределах: 1) полигенные массивы (включая Дзос-Хусуингольский), сложенные ранними плагиогранитоидами и более поздними Na–K-слюдяными гранитами и лейкогранитами, 2) малые тела диоритов, гранодиоритов, пегматоидных лейкогранитов и 3) наиболее поздние — сподуменсодержащие пегматитовые жилы, дайки (рис. 1).

Плагиогранитоиды залегают в краевой части полигенного Дзос-Хусуингольского батолита и представлены гнейсовидными тоналитами, биотитовыми плагиогранитами (1-я фаза), лейкоплагиогранитами (2-я фаза). Они принадлежат известково-щелочной серии и характеризуются повышенными значениями коэффициента железистости ( $f_{Fe}^* = 0,80–0,83$ ) и содержания Al, Ba, Sr при пониженных концентрациях Zr, Hf, Nb, Ta, Y (табл. 1). Суммы P3Э (70–130 г/т) понижены из-за обеднённости TP3Э, вследствие чего  $(La/Yb)_N$  33–65; Eu минимум отсутствует ( $Eu/Eu^* = 0,9–1,1$ ). По этим геохимическим признакам плагиогранитоиды проявляют сходство с высококремнистыми адакитами, что указывает на их образование из расплавов, формировавшихся в вы-



**Рис. 1.** Схематическая карта Хусуингольского пегматитового поля в Сангиленском нагорье (по [13, 14], с изменениями и дополнениями). 1 — тоналиты, плагиограниты амфибол-биотитовые; 2 — лейкоплагиограниты; 3 — граниты биотитовые порфириовидные; 4 — лейкограниты биотитовые, двуслюдяные; 5 — вмещающие породы — известняки с прослоями кварцитов (V–E<sub>1</sub>); 6 — дайковые рои сподуменовых пегматитов; 7 — дайки лейкогранитов, аплит-пегматитов; 8 — дайки гранодиоритов; 9 — дайки диоритов, кварцевых диоритов, габброидов; 10 — основные разрывные нарушения; 11 — пункты опробования и номера проб для изотопного U–Pb-датирования гранитоидов; 12 — отметки высот.

**Таблица 1.** Состав гранитоидов Хусуингольского пегматитового поля, окислы — мас.%, элементы — ppm

Компонент	1 (3)	2 (4)	3 (6)	4 (3)	5 (3)	Компонент	1 (3)	2 (4)	3 (6)	4 (3)	5 (3)
SiO <sub>2</sub>	64,67	70,99	69,18	74,26	73,53	Be	2,1	1,8	2,1	3,1	63,9
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,20	0,43	0,09	0,01	Sn	2,2	1,9	3,9	3,2	88,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,26	15,90	15,20	14,08	15,75	Ga	18,7	18,4	22,8	20,6	55,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45*	0,60	0,87	0,33	0,19	Sr	1140	644	210	64,2	89,8
FeO		1,06	2,23	0,83	0,97	Ba	2107	1271	698	186	39,5
MnO	0,08	0,04	0,05	0,06	0,05	Y	6,0	3,1	15,8	28,0	27,7
MgO	0,53	0,37	0,55	0,12	0,03	Zr	41,0	110	301	90,0	71,7
CaO	4,38	2,20	1,52	0,71	0,49	Hf	1,3	4,0	8,9	4,1	9,6
Na <sub>2</sub> O	4,89	4,36	3,71	3,77	4,23	Nb	15,0	8,4	24,3	27,4	152,6
K <sub>2</sub> O	2,50	3,44	5,02	5,21	3,02	Ta	0,9	1,2	1,8	1,6	106,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,06	0,22	0,06	0,01	Pb	12,1	20,0	24,3	38,8	62,2
nnn	0,55	0,51	0,74	0,33	0,50	Th	6,0	6,9	22,3	19,4	11,7
Сумма	99,69	99,72	99,71	99,85	98,78	U	1,4	1,4	3,2	5,1	12,3
CO <sub>2</sub>	0,35	0,15	0,04	0,11	0,31	La	33,0	24,2	49,8	20,1	8,1
B	3,5	4,6	3,5	3,2	8,6	Ce	58,0	41,5	105	44,7	19,1
F	240	385	712	447	560	Yb	0,5	0,3	1,7	3,0	1,6
Li	21	81	83	76	5837	ΣРЗЭ	128	99	233	105	47
Rb	68	97	214	299	1255	(La/Yb) <sub>n</sub>	42	51	20,2	5,7	4,8
Cs	2,5	3,5	6,4	5,9	45	Eu/Eu*	1,0	0,9	0,5	0,2	0,008

Примечание. 1 — тоналиты, 2 — плагиограниты, 3 — биотитовые Na–K-граниты, 4 — биотитовые Na–K-лейкограниты, 5 — сподуменовые гранит-пегматиты Тастыга; в скобках — число проб; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* — суммарное Fe в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; nnn — потери при прокаливании, ΣРЗЭ — сумма редкоземельных элементов, Eu/Eu\* = Eu<sub>n</sub>/√Sm<sub>n</sub> · Gd<sub>n</sub> — при расчёте отношений содержания РЗЭ нормированы по составу хондрита C1 [15].

Таблица 2. Результаты изотопных исследований цирконов

Проба, зерно, точка	$^{238}\text{U}$	$^{232}\text{Th}$	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}_c$	$^{206}\text{Pb}^*$	Изотопные отношения <sup>1</sup>				Rho	Возраст, млн лет
	г/г			%	г/г	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±%		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<b>Тс-167</b>											
8.1	507	155	0,32	0,24	36,9	0,666	3,2	0,0845	2	,641	523 ± 10
7.1	288	36	0,13	0,34	20,7	0,642	4,4	0,0834	2,1	,480	516 ± 11
1.1	486	70	0,15	0,07	34,6	0,648	3,5	0,0829	2,9	,834	514 ± 15
3.1	866	170	0,20	0,01	61,7	0,662	2,2	0,0830	2	,921	513,8 ± 9,9
6.1	407	79	0,20	0,06	28,9	0,653	2,6	0,0827	2	,792	512 ± 10
5.1	439	52	0,12	0,14	31	0,65	2,7	0,0822	2	,765	509,3 ± 10
9.1	265	27	0,10	0,06	18,6	0,651	2,7	0,0817	2,1	,757	507 ± 10
4.1	603	108	0,19	0,14	42,1	0,623	2,6	0,0812	2	,779	503,1 ± 9,8
10.1	382	68	0,18	0,29	26,6	0,659	2,9	0,0808	2,1	,729	501 ± 10
2.1	857	99	0,12	0,11	57	0,616	2,8	0,0773	2	,717	479,8 ± 9,3
<b>Тс-115</b>											
3.1	192	45	0,24	—	13	0,643	6,3	0,0795	1,4	,227	493,4 ± 6,8
8.1	495	115	0,24	—	33,6	0,641	2,4	0,0792	1,2	,517	491,5 ± 5,8
9.1	485	80	0,17	0,08	32,9	0,635	2,1	0,0788	1,2	,592	488,7 ± 5,8
1.1	492	133	0,28	—	33,1	0,605	2,8	0,0785	1,3	,484	487,4 ± 6,3
2.1	1611	354	0,23	—	109	0,62	2	0,0785	1,2	,587	486,9 ± 5,5
7.1	716	369	0,53	—	48,1	0,621	1,8	0,0782	1,2	,683	485,6 ± 5,6
5.1	620	125	0,21	—	41,5	0,624	2	0,0780	1,2	,616	485,1 ± 5,6
6.1	341	157	0,48	—	22,2	0,59	2,4	0,0758	1,3	,528	470,9 ± 5,7
10.1	450	72	0,17	—	29,1	0,584	2	0,0754	1,2	,612	468,5 ± 5,6
4.1	190	46	0,25	0,09	12	0,578	3,1	0,0731	1,4	,443	454,8 ± 6
<b>Тс-574</b>											
5.1	11563	1846	0,17	2,78	1230	1,109	7,1	0,1198	3,5	,493	729 ± 24
3.1	9254	1818	0,20	11,08	873	0,81	7,3	0,0970	3,6	,495	597 ± 20
1.1	8083	1825	0,23	14,87	749	0,791	12	0,0910	3,6	,295	561 ± 19
6.1	2156	58	0,03	0,22	153	0,643	4,1	0,0826	3,5	,852	512 ± 17
2.1	7960	613	0,08	0,08	551	0,631	3,6	0,0806	3,5	,958	499 ± 17
4.1	1304	319	0,25	10,77	98,9	0,66	18	0,0784	3,8	,211	486 ± 18
7.1	3721	451	0,13	9,14	269	0,59	11	0,0762	3,6	,319	473 ± 16
9.1	3480	232	0,07	3,40	234	0,599	6,7	0,0754	3,5	,523	468 ± 16
8.1	2671	493	0,19	14,87	203	0,67	18	0,0749	3,7	,210	466 ± 17

Примечание. Ошибки приведены на уровне 1σ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — обыкновенный и радиогенный Pb соответственно; ошибки калибровки стандарта: Тс-167 ≤ 0,61%; Тс-115 ≤ 0,39; Тс-574 ≤ 0,95; <sup>1</sup> поправка на  $\text{Pb}_c$  проведена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; Rho — коэффициент корреляции  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ .

сокобарических условиях нижней части утолщённой земной коры [3, 4].

В обр. Тс-167 (биотитовый плагиогранит из юго-западного эндоконтакта Дзос-Хусунгольского плутона) исследованы цирконы. Прозрачные розовато-коричневые длиннопризматические кристаллы обладают тонкой осциляторной зональностью. Конкордантный U–Pb-возраст цирконов  $506,8 \pm 6,2$  млн лет (табл. 2, рис. 2а).

Основной объём в Дзос-Хусунгольском батолите занимают крупнозернистые порфиroidные био-

титовые граниты. Они характеризуются пониженной кремнекислотностью ( $\text{SiO}_2 = 67-71\%$ ), умеренными глинозёмистостью ( $\text{A/CNK} = 0,97-1,01$ ), щёлочностью ( $K_{\text{агп}} = 0,84-0,91$ ), повышенными железистостью ( $f_{\text{Fe}}^* = 0,84-0,93$ ), калиевостью ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,71-0,77$ ). При этом породы обеднены Sr, Ba и обогащены Li, Rb, Zr, Y, Nb, Th, PЗЭ. Спектры PЗЭ в них асимметричны  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 10-20$  и обладают глубоким Eu-минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,3-0,5$ ), табл. 1.

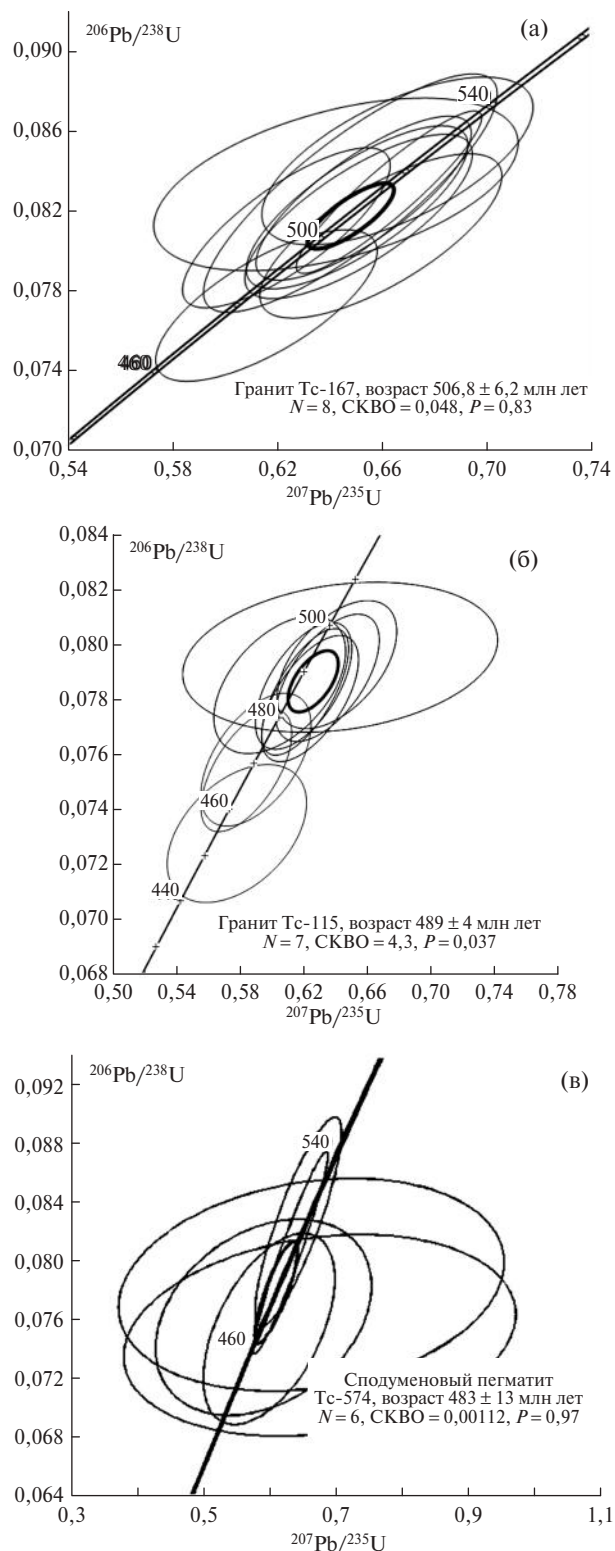
Цирконы из образца биотитового гранита Тс-115 представлены длиннопризматическими светло-ко-

ричевыми прозрачными, полупрозрачными кристаллами с осциляторной зональностью. Конкордантный U–Pb-возраст основной группы определений (в ядрах 7 зёрен)  $489 \pm 4$  млн лет (табл. 2, рис. 2б), хотя ещё в трёх зёрнах в связи с нарушениями в них нормальной зональности отмечены и более молодые возрасты — 471–455 млн лет. По-видимому, это обусловлено перекристаллизацией зёрен и потерей радиогенного Pb в результате последующих тектоно-термальных процессов.

Сподуменные пегматиты месторождения Тастыг образуют рои сближенных субвертикальных протяжённых, временами изогнутых в плане даек и жил до 500–600 м, мощностью 1–25 м, внедрившихся (дайки, жилы) в трещины отслоения во вмещающих породах. В основном сложены мелко- или среднезернистым кварц-сподумен-полевошпатовым агрегатом. Нормативный состав пород близок эвтектике [5]. Средний валовый состав пегматитов месторождения Тастыг соответствует высокоглинозёмистому граниту—лейкограниту (табл. 1) с показателями  $A/CNK = 1,3–1,4$  (мол. %),  $Na_2O/K_2O = 1,3–1,5$ . Содержания магмофильных летучих в породах очень низкие ( $F \leq 0,1$ ,  $V_2O_5 \leq 0,01$ ,  $H_2O \leq 0,2$  мас. %), что не даёт объяснения аномальному накоплению в редкометальных пегматитах Li (до 4,3 мас. %  $Li_2O$ ), а также Rb, Ta, Sn, Be. Поскольку во флюидных включениях в минералах пегматитов преобладают углеродсодержащие газы и азот, обычно являющиеся компонентами глубинных флюидных потоков [6], возможен перенос ими Li и других редких элементов в виде металлоорганических соединений.

Изотопный состав сподуменного пегматита изучен в обр. Тс-574. Массивная порода с гипидиоморфнозернистой структурой состоит (об. %) из кварца (35), плагиоклаза (22), сподумена (38), калиевого полевого шпата (5). Аксессуарные минералы: циркон, пирохлор, колумбит, касситерит, фергусонит, гельвин, пирит. Метамиктные цирконы представлены мутными беловато-коричневыми (пятнистыми до чёрных в катодных лучах) субидиоморфными удлинёнными кристаллами. Возраст пятнистых кристаллов циркона и соответственно время магматической кристаллизации исследуемых пород по 6 точкам  $483 \pm 13$  млн лет (табл. 2, рис. 2в). Возраст трёх непрозрачных полностью метамиктных зёрен (561, 597, 729 млн лет), вероятно, завышен из-за аномально высоких концентраций U, Th (табл. 2).

Установленный раннепалеозойский возраст гранитов и ассоциированных с ними сподуменных пегматитов Хусуингольского поля позволяет про-



**Рис. 2.** Диаграммы с конкордиями для цирконов из гранитов Дзос-Хусуингольского плутона (а, б) и из сподуменного пегматита месторождения Тастыг (в).

анализировать тектонические условия их формирования. Южно-Сангиленский пегматитовый пояс принадлежит к Сангиленскому блоку Тувино-Мон-

гольского массива, представляющего собой гетерогенную тектоническую структуру, в основании которой преобладает позднерифейская кора энсиматических островодужных систем при подчинённом вкладе раннедокембрийского корового источника [7]. Аккреционно-коллизионные обстановки, доминировавшие здесь в раннем палеозое, осложнялись влиянием предполагаемого Алтае-Саянского плюма [1, 2], что обусловило длительность магматической активности и разнообразный состав гранитоидов. В раннем ордовике условия обширного коллизионного сжатия сменились тектоническими подвижками вдоль относительно узких и глубинных сдвиговых зон с чередованием транспрессионных и транстенсионных участков [8]. К одной из таких зон (Качикско-Церигингольской), прослеживаемой вдоль границы Тувы и Северной Монголии и в значительной степени залеченной кембро-ордовикскими гранитоидными интрузивами, пространственно тяготеют рои сподуменосодержащих даек Южно-Сангиленского пегматитового пояса, включающего Хусуингольское поле.

Полученные нами новые данные о геологической позиции, составе и возрасте трёх типов гранитоидов Хусуингольского пегматитового поля указывают на тесную пространственную и временную связи промышленных Li-пегматитов с раннепалеозойским коллизионным батолитовым магматизмом, проявленным на юго-востоке массива Сангилен. Граниты двух комплексов, представленных в Дзос-Хусуингольском батолите, характеризуются геохимическими особенностями, указывающими на условия их выплавления. Формирование плагиогранитоидов ранней стадии ( $506,8 \pm 6,2$  млн лет) проходило в условиях коллизионного орогенеза и может быть объяснено частичным плавлением в высокобарических условиях специфического субстрата (базальтового состава): или относительно древнего, залегающего в подошве утолщенной коры (что вероятнее), или же фрагментов слэба относительно молодой океанической коры, тектонически обособленных в ходе коллизии [9–11]. Более поздние ( $489 \pm 4$  млн лет) Na–K-граниты повышенной общей и калиевой щелочности типичны для поздне- и постколлизионного этапов магматизма [12]. Источниками выявленных в них повышенных содержаний щелочей и некогерентных редких элементов может быть нижняя кора, метасоматически изменённая под воздействием мантийных флюидов [12].

Таким образом, возраст сподуменовых пегматитов и ассоциированных с ними гранитоидов Хусуингольского поля согласно полученным данным

соответствует интервалу проявления раннепалеозойского коллизионного орогенеза (520–480 млн лет), установленного на Западном Сангилене [2, 7, 8]. Впервые достаточно надёжно определено, что U–Pb-возраст сподуменовых пегматитов месторождения Тастыг ( $483 \pm 13$  млн лет) близок возрасту биотитовых Na–K-гранитов повышенной общей и калиевой щелочности Дзос-Хусуингольского плутона ( $489 \pm 4$  млн лет) и их образование соответствует переходу от геодинамических обстановок коллизионного сжатия к обстановкам сосдвигового растяжения (480–460 млн лет) на Сангилене [2, 8]. Полученные данные важны для решения проблемы петрогенезиса редкометалльных пегматитов и разработки критериев поиска крупных месторождений редких металлов в Юго-Восточной Туве.

Авторы признательны В.С. Антипину, А.Б. Перепелову за конструктивные замечания.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15–05–06709-а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
2. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 177–201.
3. Арт Дж.Г. В кн.: Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.
4. Rapp R.P., Watson E.B. // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891–931.
5. Stewart D.B. // J. Amer. Mineral. 1978. V. 63. P. 970–980.
6. Кузнецова Л.Г., Прокофьев В.Ю. // ДАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 786–791.
7. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
8. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
9. Petford N., Altherton M. // J. Petrol. 1996. V. 37. № 6. P. 1491–1521.
10. Sajona F.G., Mauri R.C., Pubellier M., et al. // Lithos. 2000. V. 54. P. 173–206.
11. Ефремов С.В. // Геохимия. 2009. № 3. С. 283–298.
12. Liegeois J.-P., Navez J., Hertogen J., Black R. // Lithos. 1998. V. 45. P. 1–28.
13. Шенкман Я.Д. Гранитоидные интрузивные комплексы Восточной Тувы. М.: Недра, 1980. 133 с.
14. Гос. геол. карта СССР 1:200 000. Сер. 3-Саянская. Лист М-47-XIV, XV, XX. М., 1981.
15. Sun S.S., McDonough W.F. Magmatism in the Ocean Basins // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.