



СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ (SM/ND) СОСТАВ СЕРЛИГСКОЙ СВИТЫ КЕМБРИЯ ТАННУОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ТУВЫ

Е. В. Ветров^{1,2}, А. Н. Уваров¹, И. А. Вишневецкая³, М. В. Червяковская⁴, Н. И. Ветрова², Ф. И. Жимулев², Е. С. Андреева¹

¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; ²Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ³Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия; ⁴Институт геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Серлигская свита, слагающая основную часть Таннуольского террейна, представлена дифференцированной серией от толеитовых базальтов до плагиориолитов, сформированной в условиях незрелой океанической островной дуги. Возраст свиты раннекембрийский. Источник серлигских магм имеет мантийную природу ($\epsilon_{Nd}(T)$ от 5,7 до 7,7) и модельный возраст 550–760 млн лет (поздний рифей – венд).

Ключевые слова: геохронология, изотопная геохимия, циркон, вулканизм, кембрий, Тува, Таннуольский террейн.

STRUCTURE, AGE, GEOCHEMICAL AND ISOTOPE-GEOCHEMICAL (SM/ND) COMPOSITION OF THE SERLIGSKAYA FORMATION, TANNU-OLA TERRAIN OF TUVA

E. V. Vetrov^{1,2}, A. N. Uvarov¹, I. A. Vishnevskaya³, M. V. Chervyakovskaya⁴, N. I. Vetrova², F. I. Zhimulev², E. S. Andreeva¹

¹Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; ²V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; ³V.I.Vernadskiy Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS, Moscow, Russia; ⁴A.N. Zavaritskiy Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Ekaterinburg, Russia

The Serligskaya Formation constituting the main part of the Tannu-Ola terrain is composed of differentiated series from tholeiitic basalts to plagioryolites, formed in the conditions of immature ocean island arc. The age of Serligskaya Formation is the Early Cambrian. The source of Serligskie magmas has mantle nature ($\epsilon_{Nd}(T)$ from +5,7 to +7,7) and model age of 550–760 Ma (Late Riphean–Vendian).

Keywords: geochronology, isotope geochemistry, zircon, volcanism, Cambrian, Tuva, Tannu-Ola terrain.

DOI 10.20403/2078-0575-2020-1-81-94

Таннуольский террейн расположен в юго-восточной части Алтае-Саянской складчатой области и сложен преимущественно раннекембрийскими вулканогенно-осадочными породами островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты), которые прорваны разновозрастными (кембрий – девон) и полиформационными гранитоидными комплексами (таннуольским, арголикским, бреньским и др.) (рис. 1). Раннекембрийская история формирования террейна связана с заложением Алтае-Саянской островодужной системы [2], входившей в состав существовавшей в тот период непрерывной цепи вулканических дуг, обрамляющих всю западную (в современных координатах) окраину Сибирского континента [10]. На начальных этапах формирования островной вулканической дуги в пределах террейна формировались мощные вулканогенные толщи кадвойской и серлигской свит, на заключительных – ассоциирующие с вулканогенными образованиями существенно известняковые осадки ирбитейской свиты.

Объект данного исследования – вулканогенные образования серлигской свиты, которые слагают основной объем островодужной ассоциации Таннуольского террейна. Породы свиты являются

источником рудного вещества и благоприятной средой для локализации золото-сульфидно-кварцевого, магнетитового скарнового и полиметаллического оруденений, медной минерализации гидротермального генезиса [14]. Подобное разнообразие полезных ископаемых обусловлено, наряду с благоприятными структурно-тектоническими условиями локализации, вещественным составом свиты. Поэтому актуальны всесторонние исследования таких образований с привлечением прецизионных методов.

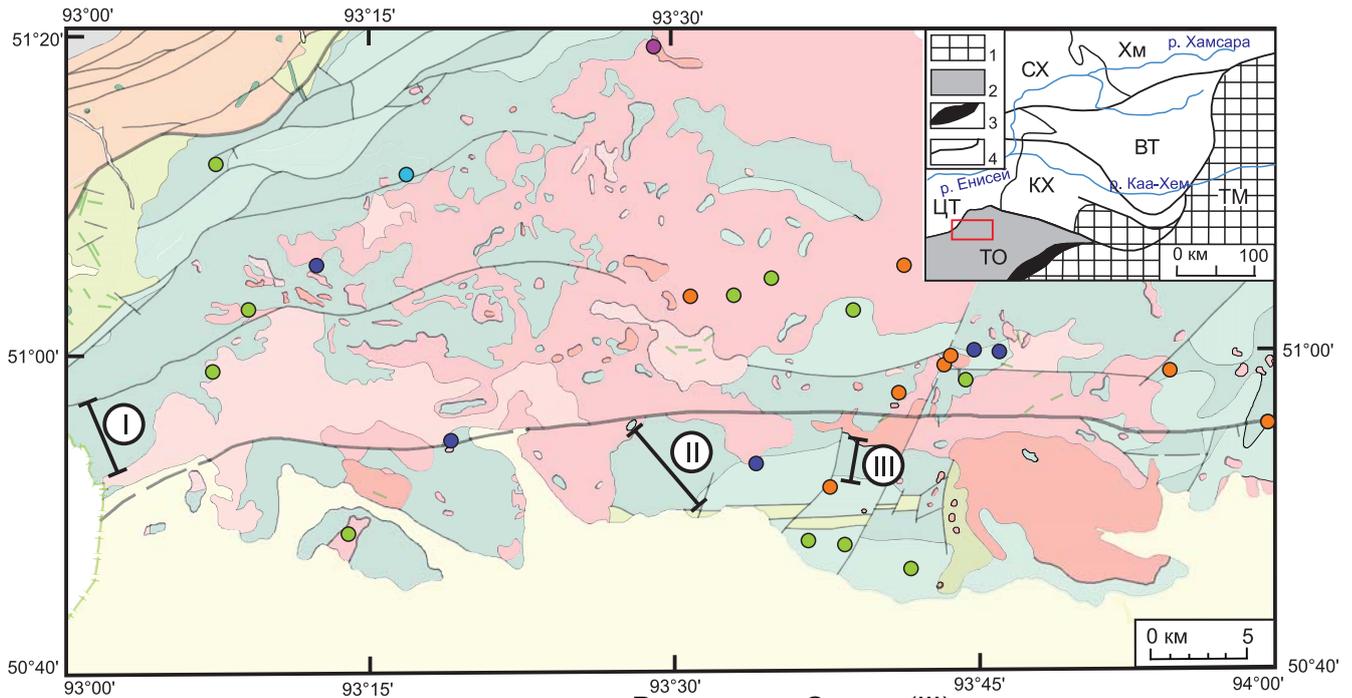
Нами в процессе изучения состава и строения серлигской свиты был уточнен ее возраст, получены геохимические и изотопно-геохимические характеристики ее вулканических пород, оценен их Sm/Nd модельный возраст.

Состав и строение серлигской свиты

Образования серлигской свиты слагают среднюю часть раннепалеозойского островодужного разреза Таннуольского террейна. Они согласно залегают на кадвойской свите и трансгрессивно перекрываются (через горизонт базальных конгломератов) вулканогенно-карбонатными отложениями ирбитейской. Для серлигской свиты характерна



№ 1 (41) ♦ 2020



Разрез по р. Серлиг (III)

Разрез по р. Ирбитей (I)

Разрез по р. Аптара (II)

Ранний кембрий	Ботомский ярус	Ирбитейская свита
	Атдабанский ярус	Серлигская свита
	Томмотский ярус	Кадвойская свита
	Венд	?

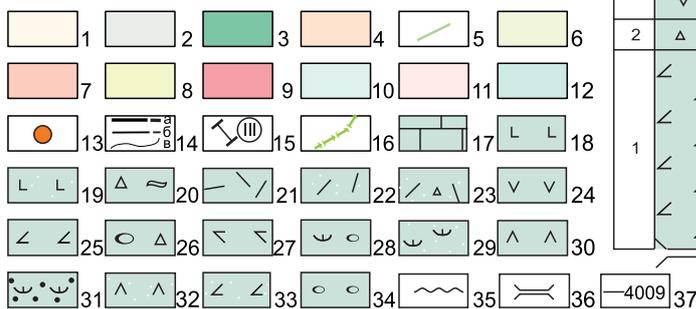
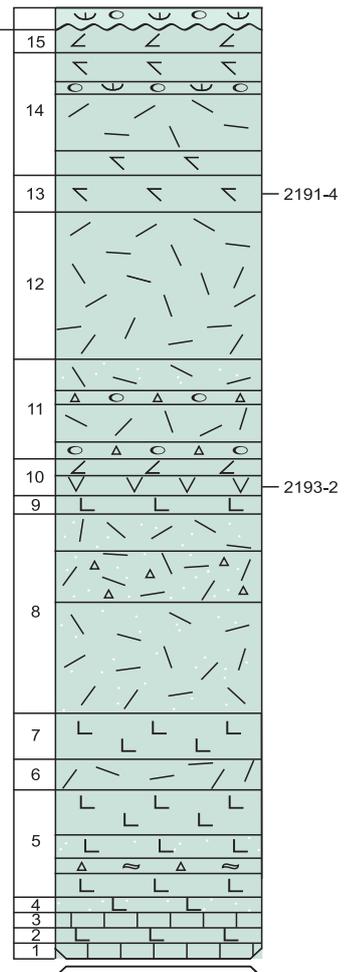
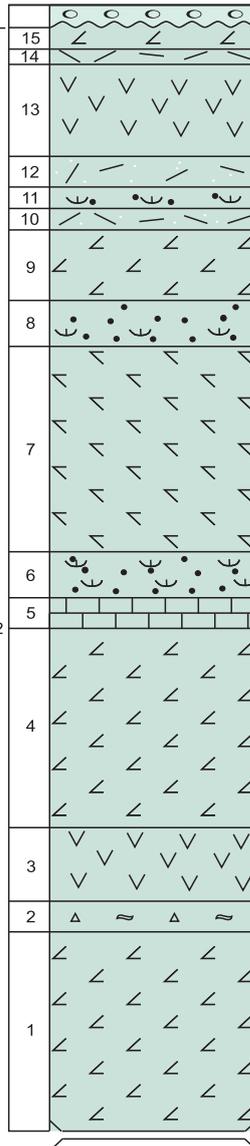
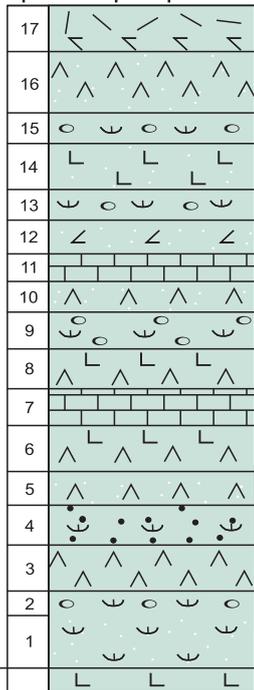




Рис. 1. Геологическое положение и строение разрезов серлигской свиты (линии корреляции проведены условно)
 1 – кайнозойские осадки (Ng–Q); 2 – каменноугольные терригенные осадки; 3 – торгалыгский сиенит-габбровый комплекс (D₃–C₁); 4 – девонские вулканогенно-осадочные, терригенные и терригенно-карбонатные отложения Центрально-Тувинского прогиба (D₁–D₃); 5 – базитовые дайки (PZ–MZ); 6 – ордовикско-силурийские терригенные и терригенно-карбонатные отложения Центрально-Тувинского прогиба (O₃–S₂); 7 – породы арголикского гранодиорит-гранитового комплекса; 8 – породы деспенской андезит-риодацитовый толщи (O₃); 9 – породы таннуольского диорит-гранодиорит-плагиогранитового комплекса (Є₂₋₃); 10 – породы ирбитейского андезит-базальтового вулканического комплекса (Є₁); 11 – породы габбро-плагиогранитового комплекса майнского типа (Є₁); 12 – породы кадвойско-серлигского базальт-андезит-риолитового вулканического комплекса; 13 – проявления твердых полезных ископаемых (оранжевый цвет – золото, зеленый – медь, голубой – полиметаллические руды, темно-синий – железные руды, пурпурный – молибден); 14 – границы: а – главные разломы, б – второстепенные разломы, в – между геологическими подразделениями; 15 – положение изученных разрезов; 16 – российско-монгольская государственная граница; 17 – известняки; 18 – базальты; 19 – туфы основного состава; 20 – лавобрекчии; 21 – риолиты; 22 – туфы кислого состава; 23 – туфобрекчии кислого состава; 24 – андезиты; 25 – андезибазальты; 26 – конглобрекчии; 27 – плагиориодациты; 28 – туфоконгломераты; 29 – туфопесчаники; 30 – плагиодациты; 31 – туфогравелиты; 32 – туфы плагиодацитов; 33 – туфы андезибазальтов; 34 – конгломераты; 35 – несогласное залегание; 36 – разлом; 37 – положение в разрезе отобранных проб. *На врезке:* схема тектонического строения Восточной Тувы, составленная по материалам А. Б. Кузьмичева [11] и А. А. Монгуша с соавторами [13]: 1 – Тувино-Монгольский массив; 2 – Таннуольский террейн (рассматриваемый в данной работе); 3 – Агардагский массив; 4 – границы террейн (СХ – Систигхемского, Хм – Хамсаринского, ВТ – Восточно-Тувинского, КХ – Каахемского, ТО – Таннуольского); ЦТ – Центрально-Тувинская наложенная герцинская структура

значительная фациальная изменчивость, большое разнообразие породных разностей, тонкое чередование осадочных и вулканогенных образований, широкое развитие известняков и вулканитов среднего и кислого составов с характерной «пестрой» окраской в красных тонах, доминирование среди излившихся пород разностей кислого состава с преобладанием туфов.

Для выявления особенностей строения свиты нами детально изучены разрезы по рекам Ирбитей, Аптара и Серлиг (южный склон хребта Восточный Танну-Ола) (см. рис. 1). Несмотря на то что эти разрезы в совокупности характеризуют свиту достаточно полно, ни один из них не представляет ее целиком, так как в них отсутствует либо верхняя ее часть, либо нижняя. Разрезы находятся в 15–20 км друг от друга и практически не коррелируют между собой, что наглядно отражает фациальную изменчивость отложений.

Стратотипический разрез свиты по р. Серлиг суммарной мощностью около 3 км, впервые описан Г. Н. Лукашевым [12] (снизу вверх, м):

1. Мраморизованные известняки с <i>Epiphyton</i>	50
2. Лавобрекчии, плагиоклаз-порфиновые базальты и их туфы	50
3. Мраморизованные известняки	50
4. Туфы основного состава	50
5. Плагиоклаз-порфиновые базальты, лавобрекчии и туфы	350
6. Флюидальные плагиориолиты	100
7. Плагиоклаз-порфиновые базальты	150
8. Кислые литокристаллокластические туфы и туфобрекчии	650
9. Плагиоклаз-порфиновые базальты	60
10. Лиловые андезиты и андезибазальты	120
11. Конглобрекчии, плагиориолиты и их туфы ...	325
12. Желтовато-серые флюидальные плагиориолиты	480
13. Красные плагиориодациты и их туфы	120

14. Красные плагиориодациты, плагиориолиты, их лавобрекчии и туфы, туфоконгломераты в прослоях

400

15. Миндалекаменные андезибазальты

>25

Нижняя часть разреза серлигской свиты детально изучена нами по р. Ирбитей, где на кварцсодержащих базальтах кадвойской свиты согласно залегают (снизу вверх, м):

1. Туфопесчаники серовато-зеленые, мелко-среднезернистые массивные	170
2. Туфоконгломераты мелкогалечные (размер галек в поперечнике 0,5–7 см) серо-зеленые с хорошо окатанными гальками базальтоидов (преобладают), дацитов, риодацитов, риолитов, реже – известняков. Порода рассланцована, хлоритизирована	80
3. Плагиодациты светло-серые плотные с вкрапленниками кварца	150
4. Туфогравелиты зеленовато-серые	130
5. Пепловые туфы плагиодацитов пепельно-серые	110
6. Базальты и андезиты зеленовато-серые с порфиrowыми выделениями плагиоклаза	150
7. Известняки серые, желтовато-серые массивные	120
8. Базальты и андезиты зеленовато-серые с небольшими порфиrowыми выделениями плагиоклаза (породы аналогичны разностям, слагающим слой 6 настоящего разреза)	130
9. Туфоконгломераты с пестро окрашенными (зеленовато-серые, вишневые) гальками размером в поперечнике 1–15 см	120
10. Плагиодацитовые туфы зеленовато-серые пепловые псаммитовые	100
11. Известняки серые массивные	90
12. Лапиллиевые туфы андезибазальтов вишнево-серые	110
13. Туфоконгломераты мелкогалечные (размер галек в поперечник до 4 см). Окатанные и полуока-	



тантные гальки составляют до 75 % объема породы, представлены как базальтоидами, так и вулканитами кислого состава100

14. Базальтовые серо-зеленые туфы лапиллиевые мелкопесчанистые150

15. Туфоконгломераты вишнево-серые мелкогалечные (размер в поперечнике до 3 см)100

16. Лапиллиевые туфы плагиодацитов вишнево-серые до темно-вишневого200

17. Плагиориолиты и плагиориодациты темно-вишневые с вкрапленниками кварца и плагиоклаза ...150

Общая мощность отложений по разрезу составляет не менее 2160 м.

Верхняя часть разреза серлигской свиты наиболее полно представлена по р. Аптара, а нижняя часть здесь уничтожена средне-позднекембрийскими гранитоидами таннуольского комплекса (снизу вверх, м):

1. Андезибазальты серо-зеленые с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза (длиной до 2 мм). В верхних частях потоков породы миндалекаменные ≤650

2. Темно-вишневые до вишнево-серых базальтовые лавобрекчии, переходящие в миндалекаменные базальты (шлаковая корка потока)100

3. Серо-зеленые андезиты с вкрапленниками плагиоклаза. В нижней части слоя порода трещиноватая, эпидотизированная и хлоритизированная240

4. Андезибазальты вишнево-серые массивные с редкими вкрапленниками плагиоклаза. В середине интервала порода пронизана сетью маломощных прожилков кварц-эпидотового состава650

5. Известняки серые мраморизованные100

6. Туфогравелиты буровато-серые, серо-бурые ...150

7. Плагиориодациты светло-серые плотные с редкими небольшими вкрапленниками плагиоклаза, кварца и нацело замещенного хлоритом биотита (?)670

8. Серо-зеленые туфогравелиты. Среди кластического материала преобладают обломки кислых эффузивов, присутствуют базальтоиды и вулканическое стекло150

9. Массивные темно-серые андезибазальты с порфиоровыми выделениями плагиоклаза, местами миндалекаменные. Миндалины выполнены кварцем, эпидотом и кальцитом230

10. Вишнево-бурые лапиллиевые туфы плагиориолитов70

11. Серо-зеленые туфогравелиты50

12. Вишнево-бурые пепловые туфы плагиориолитов100

13. Вишнево-серые андезиты массивные с редкими вкрапленниками плагиоклаза300

14. Темно-вишневые, вишнево-серые плагиориолиты тонкофлюидальные с небольшими (длиной не более 2 мм) редкими вкрапленниками альбита50

15. Вишнево-серые лавобрекчии плагиодацитов флюидальные с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза70

Выше слоя 15 несогласно залегают базальные конгломераты ирбитейской свиты. Мощность отложений по разрезу 3580 м.

Петрография и минералогия вулканогенных образований серлигской свиты

В составе свиты выделяются плагиориолиты, плагиориодациты, плагиодациты, бескварцевые и кварцсодержащие базальты, андезибазальты и андезиты, а также туфы всех перечисленных разновидностей, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и известняки.

Плагиориолиты, плагиориодациты, плагиодациты и их туфы светло-серые, буровато-серые, вишнево-серые, вишневые порфиоровые, флюидальные породы с микрофельзитовой, фельзитовой, аповитрофировой, реже микроаллотриоморфнозернистой основной массой (рис. 2, а–г). Количество порфиоровых выделений (кварц, плагиоклаз, биотит) варьирует от единичных кристаллов до 15 % от объема породы (см. рис. 2, а). Длина вкрапленников достигает 3–4 мм. Акцессорные минералы – циркон и сфен. Туфы по соотношению обломков разделяются на литокластические, кристаллокластические, литокристаллокластические, витролитокристаллокластические разновидности; по характеру обломков – на пепловые и лапиллиевые, а бомбовые и глыбовые разновидности не установлены. Цементирующая масса туфов алевритовая, представляет собой микрооскольчатый агрегат плагиоклаза и кварца, скрепленный пелитовым пепловым материалом. В ряде случаев в цементирующей массе присутствуют пепловые частицы серповидной и рогульчатой формы, а также мельчайшие (пелитовой размерности) частицы кварца и плагиоклаза.

Бескварцевые базальты порфиоровые, гломеропорфиоровые, сериально-порфиоровые, реже афировые. Количество вкрапленников непостоянно – 1–20 % от объема породы. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже оливином. При этом всегда количественно преобладает плагиоклаз, длина призматических фенокристаллов которого может достигать 1 мм. Порфиоровые выделения плагиоклаза часто образуют гломеропорфиоровые срастания друг с другом, реже с пироксеном и оливином. Плагиоклаз вкрапленников в различной степени эпидотизирован, карбонатизирован, серицитизирован, местами по нему развиты игольчатые агрегаты актинолита. Основная масса породы интерсертальная, в центральных частях потоков – долеритовая. В шлаковых корках верхних частей потоков интерсертальная структура сменяется гиалопилитовой. Местами в верхних частях потоков развиты лавобрекчии.

Кварцсодержащие базальты – плотные тонкокрытокристаллические афировые породы с интерсертальной структурой, сложенные беспорядочно расположенными удлинёнными зёрнами плагио-

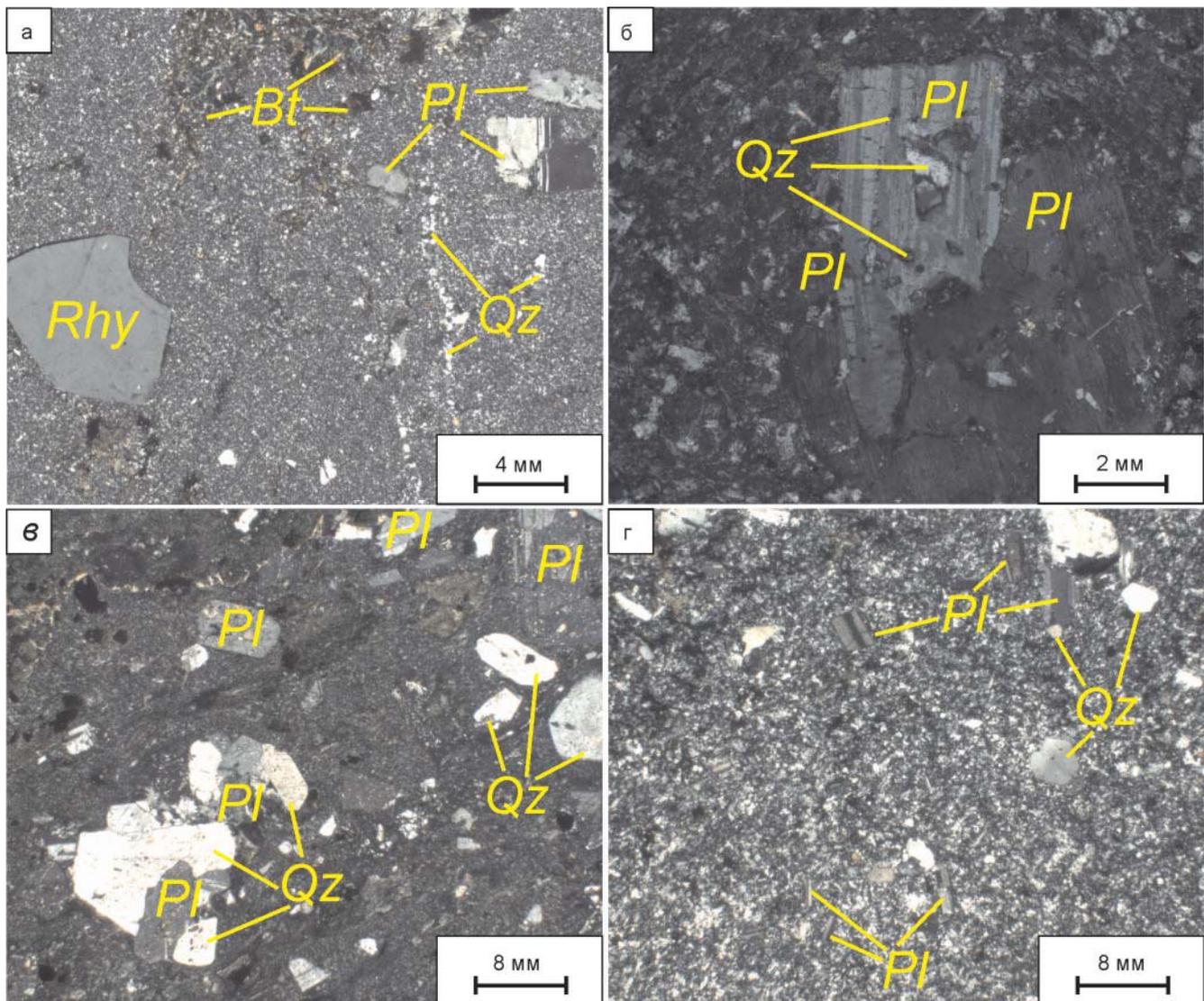


Рис. 2. Структурно-текстуальные особенности кислых вулканитов серлигской свиты: а – плагиориолит (шлиф 2142–6), б – плагиориодацит (шлиф 2204–6), в – плагиориодацит (шлиф 2191–4), г – плагиодацит (шлиф 2128–5). Никели сре-щены. Pl – плагиоклаз, Qz – кварц, Bt – биотит, Rhy – обломок риолита

клаза (75 %), с интерстициями, заполненными бесцветным моноклинным пироксеном, кварцем, рудным минералом, кальцитом и хлоритом, которые замещают первичный стекловатый мезостазис.

Туфы базальтов относительно редки, представлены лапиллиевыми литокластическими разностями с примесью кристаллокластического материала, вплоть до появления кристаллолитокластических разновидностей. Главной составляющей породы являются обломки базальтоидов (до 70 %) с различными структурами и текстурами. В меньших количествах присутствуют осколки кристаллов плагиоклаза (до 5–6 %). Размеры обломков базальтоидов в поперечнике обычно составляют 2–5 мм, могут достигать 10 мм.

Андезибазальты характеризуются порфировой, сериально-порфировой структурами с присутствием во вкрапленниках плагиоклаза, часто образующего гломеропорфиновые срастания. Цветные минералы в фенокристаллах не выявлены. Основная масса интерсертальная, реже

пилотакситовая. У миндалекаменных разностей овальные миндалины размером в поперечнике до 4–5 мм выполнены агрегатами кварца, хлорита, карбоната и эпидота в различных сочетаниях и соотношениях.

Туфы андезибазальтов относительно редки. Это лапиллиевые литокристаллокластические разности с псефитовой размерностью кластического материала. Они сложены обломками лав андезибазальтов с различающимися текстурой и структурой, а также осколками кристаллов плагиоклаза, реже кварца. Первоначальный цемент был пепловым, в настоящее время представлен агрегатом окислов железа, вследствие чего порода приобрела окраску в бурых тонах.

Андезиты чаще порфировые. Вкрапленников не более 5–7 %, они образованы плагиоклазом, меньше и реже – кварцем, часты гломеропорфиновые срастания плагиоклаза. Изредка проявлена линофировая структура за счет ориентировки вкрапленников плагиоклаза; фенокристаллы длиной не



Содержания петрогенных (мас. %), редкоземельных элементов (г/т) и микроэлементов (г/т) в вулканитах сергигской

Компонент	2128–6	2141–1	2142–1	2142–3	2131–4	2141–2	2219–2	2219–3	2131–7	2128–12	2140–4
SiO ₂	45,2	48,25	48,6	49	50,2	50,6	55,74	55,77	57	59,5	60,48
TiO ₂	0,98	0,76	0,69	0,93	0,81	0,79	0,76	0,78	0,8	0,87	0,96
Al ₂ O ₃	19,5	16,86	17,4	17,8	16,7	16,6	17,28	17,57	16	14,7	15,16
Fe ₂ O ₃ общ	11,4	11,19	9,4	12,1	9,8	11,2	7,31	7,32	8	10,1	10,09
MnO	0,15	0,21	0,14	0,19	0,19	0,22	0,11	0,11	0,14	0,11	0,06
MgO	4,5	6,02	5,8	5,6	4,8	4,6	4,24	4,3	2,9	2,1	1,45
CaO	10,7	9,85	11,2	7,7	7,9	8,6	5,71	5,73	4,8	2,9	2,51
Na ₂ O	2,6	2,82	2,8	4,6	3	4,8	5,08	5,11	3,8	3,5	7,67
K ₂ O	0,8	0,86	1	0,3	1,4	0,2	0,12	0,11	1,4	2,9	0,07
P ₂ O ₅	0,15	0,1	0,13	0,17	0,14	0,1	0,18	0,18	0,16	0,17	0,17
ППП	2,8	1,73	2,5	1,7	3,5	0,9	2,86	2,22	4	1,9	0,62
Сумма	98,7	98,65	99,5	100,1	98,5	98,7	99,4	99,2	98,9	98,7	99,25
Rb	10,3	–	–	–	16,9	3,76	–	–	15,2	45	–
Sr	490	–	–	–	419	339	–	–	331	200	–
Y	16,9	–	–	–	15,4	15,1	–	–	18	23,7	–
Zr	44,2	–	–	–	59,5	47,5	–	–	93,3	68,8	–
Nb	0,67	–	–	–	1,54	0,65	–	–	1,78	1,09	–
Cs	0,27	–	–	–	0,23	0,14	–	–	0,36	0,54	–
Ba	363	–	–	–	547	136	–	–	470	482	–
La	5,79	–	–	–	5,53	4,72	–	–	9,32	7,43	–
Ce	13,2	–	–	–	14,1	10,9	–	–	22,2	16,8	–
Pr	1,98	–	–	–	1,94	1,65	–	–	3,03	2,6	–
Nd	10,2	–	–	–	9,59	7,68	–	–	12,5	13,8	–
Sm	2,66	–	–	–	2,41	2,21	–	–	3,27	3,63	–
Eu	0,87	–	–	–	0,93	0,79	–	–	1,05	1,09	–
Gd	2,48	–	–	–	2,55	2,19	–	–	3,04	3,72	–
Tb	0,46	–	–	–	0,41	0,44	–	–	0,5	0,65	–
Dy	2,74	–	–	–	2,83	2,68	–	–	3,28	4,2	–
Ho	0,6	–	–	–	0,63	0,58	–	–	0,68	0,86	–
Er	1,53	–	–	–	1,68	1,58	–	–	1,84	2,36	–
Tm	0,26	–	–	–	0,22	0,26	–	–	0,29	0,34	–
Yb	1,91	–	–	–	1,5	1,59	–	–	1,67	2,6	–
Lu	0,31	–	–	–	0,25	0,27	–	–	0,28	0,47	–
Hf	1,07	–	–	–	1,35	1,29	–	–	2,06	1,64	–
Ta	0,1	–	–	–	0,1	0,1	–	–	0,13	0,1	–
Pb	7,01	–	–	–	4,84	4,4	–	–	9,9	5,6	–
Th	0,96	–	–	–	0,66	0,85	–	–	1,68	1,22	–
U	0,26	–	–	–	0,32	0,23	–	–	0,64	0,77	–

более 3–4 мм, местами зональные. Более мелкие и редкие изометричные (размер в поперечнике до 0,4 мм) выделения образует кварц. Основная масса обычно пилотакситовая, сложена микролитами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены хлоритом и рудным минералом, часто превращенным в гидроокислы железа. У миндалекаменных разновидностей миндалины (размер в поперечнике не более 7 мм) заполнены агрегатом кварца.

Туфы андезитового состава лапиллиевые литокластические с примесью кристаллокластического материала. Разновеликие угловатые и округлые обломки (размер в поперечнике до 30 мм, чаще до 10 мм) пород, реже осколки кварца и плагиоклаза

погружены в алевритовую пепловую тонко поляризирующую массу.

Туфоконгломераты мелкогалечные – буровато-серые, серо-бурые, серо-зеленые породы с пестро окрашенными (зеленовато-серыми, вишневыми) гальками размером в поперечнике от 1 до 1 см базальтоидов, дацитов, риодацитов, плагиориолитов, вулканического стекла. Также присутствуют отдельные гальки известняков (не более 7 % от общего количества галек), субвулканических микродиоритов и единичные обломки плагиогранитов. Материал заполнения представлен мелкими (псаммитовой размерности) обломками базальтоидов и риолитоидов, кварца, плагиоклаза.



Таблица 1

СВИТЫ

Компонент	2193–2	2140–2	2140–6	2128–5	4009	2204–6	2191–4	2218–3	2140–7	2204–4	2142–6
SiO ₂	60,6	63,79	67,4	67,6	68,8	70,15	71,1	72,6	72,7	74	78,31
TiO ₂	1,82	1	0,64	0,6	0,58	0,26	0,3	0,34	0,34	0,31	0,25
Al ₂ O ₃	14	13,98	13,9	14,2	14,5	15,52	14,3	13,7	11,9	12,5	9,64
Fe ₂ O ₃ общ	8,9	7,49	5,5	5,5	4,5	3,97	2,6	1,9	3,6	2,6	3,27
MnO	0,18	0,15	0,27	0,1	0,09	0,03	0,06	0,02	0,06	0,1	0,11
MgO	2,5	1,91	1,2	1	0,9	0,32	0,4	0,2	0,3	0,4	0,95
CaO	3,9	3,65	2,4	0,9	2,8	0,23	1,2	0,3	6,3	1,6	1,68
Na ₂ O	4,4	3,51	3,8	7,6	4,4	1,72	3,9	3,8	2,8	1,2	4,37
K ₂ O	0,6	0,94	2,2	0,1	1,6	7,4	4,1	4,2	0,2	3,2	0,1
P ₂ O ₅	0,69	0,31	0,13	0,13	0,15	0,03	0,06	0,05	0,05	0,02	0,03
ППП	2,1	1,88	1,4	0,9	1,1	1,45	1,1	0,9	0,8	2,9	1,22
Сумма	99,6	98,61	98,8	98,5	99,5	101,08	99,1	98	99	98,8	99,93
Rb	–	–	–	200	100	596	226	335	9,38	221	–
Sr	–	–	–	49,4	188	38,1	159	54,8	496	36,2	–
Y	–	–	–	41,5	43,6	296	15,5	48,7	51,5	41,8	–
Zr	–	–	–	123	287	892	99,2	387	58,1	355	–
Nb	–	–	–	2,43	3,13	24,9	4,1	16,4	2,16	12,9	–
Cs	–	–	–	0,1	0,12	0,48	0,6	0,74	0,02	0,68	–
Ba	–	–	–	33,6	378	955	649	544	40,8	510	–
La	–	–	–	14,3	24,9	82,5	14,3	32,9	9,5	16,5	–
Ce	–	–	–	35,5	48,2	189	28,6	77,5	25,9	50,8	–
Pr	–	–	–	4,99	5,75	24,2	3,26	9,02	3,79	5,03	–
Nd	–	–	–	23,1	23,3	104	11,9	32,4	17,8	20,4	–
Sm	–	–	–	6,37	5,54	28,4	2,42	7	5,16	5,05	–
Eu	–	–	–	1,62	1,59	5,42	1,03	1,14	0,93	1,18	–
Gd	–	–	–	5,64	6,23	32,1	2,59	7,65	6,16	5,88	–
Tb	–	–	–	1,05	0,98	6,36	0,38	1,21	1,17	1,04	–
Dy	–	–	–	6,95	5,95	40,9	2,27	7,5	7,74	6,59	–
Ho	–	–	–	1,46	1,31	9,03	0,5	1,64	1,7	1,45	–
Er	–	–	–	4,36	4,17	28,2	1,61	5,19	5,03	4,6	–
Tm	–	–	–	0,62	0,66	4,19	0,25	0,82	0,72	0,69	–
Yb	–	–	–	4,33	4,55	27,9	1,74	5,58	4,48	4,69	–
Lu	–	–	–	0,67	0,74	4,11	0,28	0,85	0,61	0,73	–
Hf	–	–	–	3,72	6,68	22,8	2,85	9,71	1,97	8,12	–
Ta	–	–	–	0,14	0,2	1,62	0,29	1,08	0,15	0,86	–
Pb	–	–	–	2,3	3,53	349	7,5	5,45	3,91	3,73	–
Th	–	–	–	3,08	4,94	18,9	4,2	7,44	2,12	5,89	–
U	–	–	–	0,93	1,51	2,87	1,77	2,58	0,85	2,03	–

№ 1(41) ♦ 2020

Туфогравелиты и туфопесчаники отличаются от туфоконгломератов и друг от друга только размерностью обломков.

Известняки – серые, желтовато-серые массивные, местами неясно-полосчатые мелко-среднезернистые породы. При мраморизации в них увеличивается размер зерен кальцита (до 3 мм в поперечнике).

Петрохимические и геохимические особенности покровных фаций серлигской свиты

Определение петрохимических элементов выполнено рентгенофлуоресцентным методом в лаборатории СНИИГГиМС (Новосибирск, анали-

тик Д. О. Артамонов), содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) и микроэлементов – масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в центральной лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов) и центра коллективного пользования «Геоаналитик» УрО РАН (Екатеринбург, аналитик Д. В. Киселева). Результаты определений содержаний петрогенных, редкоземельных элементов и микроэлементов приведены в табл. 1.

Совокупность вулканических пород серлигской свиты образует ряд от нормальнощелочных до умереннощелочных разностей (рис. 3, а). Для них характерна обратная корреляция содержаний

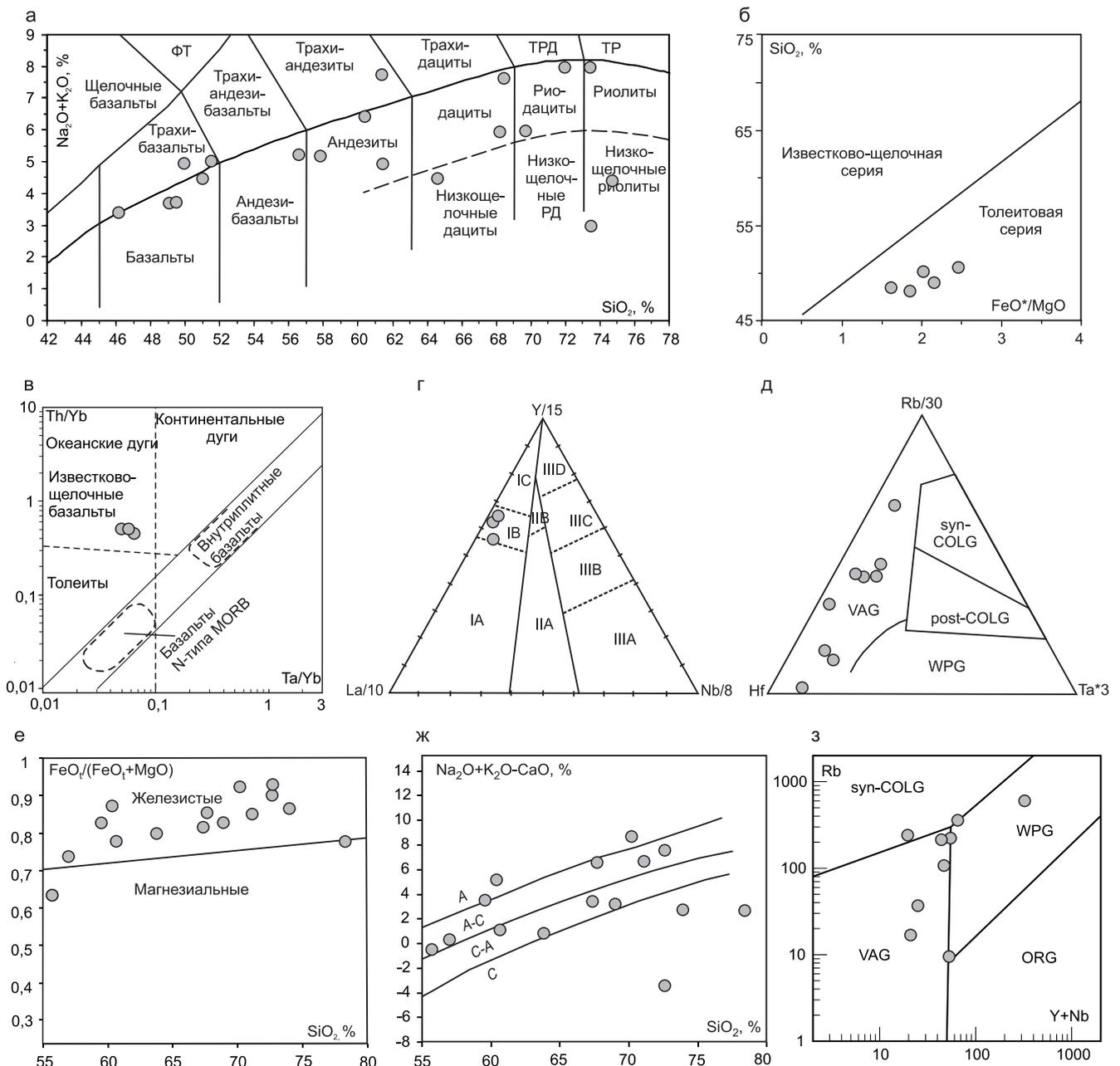


Рис. 3. Классификационные и дискриминационные диаграммы для вулканитов серлигской свиты (б–г – для основных, д–з – для кислых разновидностей): а – TAS-диаграмма: ФТ – фонотефриты, ТРД – трахириодациты, ТР – трахириолиты, РД – риодациты); б – диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ [19]; в – диаграмма $\text{Ta}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$ [20]; г – тройная диаграмма $\text{La}/10-\text{Y}/15-\text{Nb}/8$ [17]; д – тройная диаграмма Н. Харриса [18]; е, ж – диаграммы Фроста [16] (е – железистость, ж – индекс «МАИ»); з – дискриминационная диаграмма Дж. Пирса [21]

Серии пород (ж): С – известковая, С-А – известково-щелочная, А-С – щелочно-известковая, А – щелочная; поля базальтов (г): I – базальты вулканических дуг (IA – известково-щелочные базальты, IC – островодужные толеиты, IB – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); II – континентальные базальты (IIA – континентальные базальты, IIB – базальты задуговых бассейнов); III – океанические базальты (IIIA – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов, IIIB, IIIC – E-тип MORB, IIIB – обогащенные, IIIC – слабо обогащенные, IIID – N-тип MORB); поля гранитоидов (д, з): syn-COLG – синколлизийных, post-COLG – постколлизийных, WPG – внутриплитных, VAG – островодужных, ORG – океанических хребтов

кремнезема и общей щелочности, заключающаяся в незначительном понижении щелочности при повышении содержания кремнезема.

Базальты серлигской свиты характеризуются натровым уклоном, низкой титанистостью (TiO_2 0,7–1%), повышенными глиноземистостью (Al_2O_3 17–20%), магниальностью (MgO 4,5–6%), пони-

женной фосфатностью ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,1-0,17\%$), повышенными содержаниями кальция (CaO 8–11%) и железа ($\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ 10–11,5%). Отношения FeO^*/MgO колеблются от 1,6 до 2,5, что свидетельствует об их принадлежности к толеитовой серии (см. рис. 3, б). Базальтам свиты присущ невысокий уровень концентраций РЗЭ, свойственны слабо наклонные

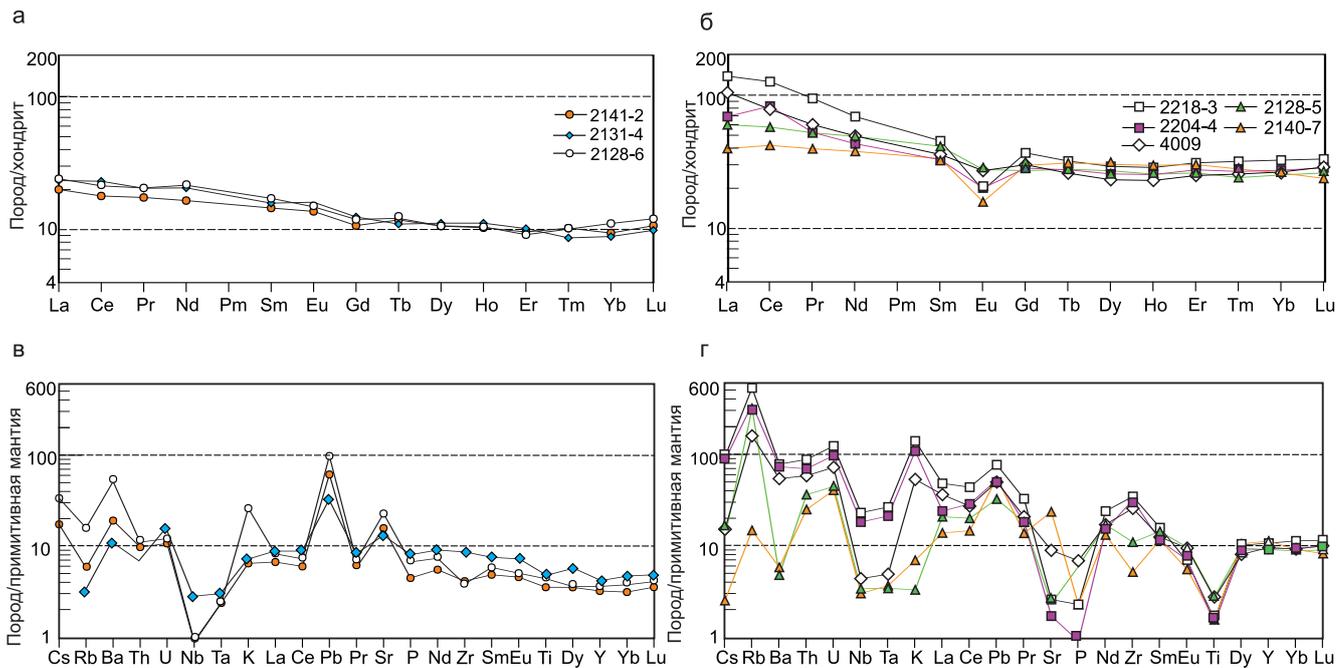


Рис. 4. Спайдер-диаграммы редкоземельных элементов (а, б) и мультиэлементные спайдер-диаграммы (в, г) вулканитов серлигской свиты основного (а, в) и кислого (б, г) составов; нормирование по [22]

положительные, практически субгоризонтальные спектры распределения РЗЭ с отношением $(La/Yb)_N = 2,1-2,6$ и отсутствие минимума по европию (рис. 4, а). Такие спектры РЗЭ типичны для базальтов, формирующихся из неистощенных или обогащенных источников. На дискриминационных диаграммах (см. рис. 3, в, г) фигуративные точки базальтов серлигской свиты попадают в поля толеитовых и известково-щелочных базальтов островных дуг. На мультиэлементных спектрах для них отмечаются четкие отрицательные аномалии по Ta и Nb, слабый минимум по Zr, положительные аномалии по Pb и Sr (см. рис. 4, в). Обогащение относительно легких РЗЭ и высокозарядных элементов (Nb и Ta) крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K), а также Sr, Pb характерно для вулканитов, генетически связанных с субдукционными обстановками.

Низкая титанистость, высокая магнизиальность, принадлежность к толеитовой серии, умеренное обогащение крупноионными литофильными элементами, умеренная Ta-Nb аномалия и нефракционированное распределение РЗЭ, позволяют предполагать, что базальты серлигской свиты формировались в условиях незрелой океанической островной дуги.

Кислые эффузивы серлигской свиты в целом характеризуются широкими диапазонами содержаний калия (K_2O 0,1–4 %), натрия (Na_2O 1,2–7,6 %), глинозема (Al_2O_3 9,6–15,5 %) и кальция (CaO 0,2–6 %), относятся к железистому типу (см. рис. 3, е), занимают промежуточное положение между известково-щелочными и щелочно-известковыми образованиями (см. рис. 3, ж).

Кислым вулканитам (плаггиодацитам, плаггиориодацитам, плаггиориолитам) свиты присущи

средние до высоких содержания (г/т) Rb (100–600), Sr (40–500), Ba (40–960) и Zr (60–555) при средних содержаниях Y 16–50. Им свойственны слабо дифференцированные спектры распределения РЗЭ с незначительным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $(La/Yb)_N = 1,5-6$ и слабо выраженные «европиевые минимумы» $Eu/Eu^* = 0,5-1,2$, связанные с фракционированием плаггиоклаза (см. рис. 4, б). Выделяются Ta-Nb минимумы и слабо проявленные максимумы по Pb, а также отрицательные аномалии по Sr, P, Ti (см. рис. 4, г). На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов кислых вулканитов серлигской свиты попадают в поля островодужных геодинамических обстановок (см. рис. 3, д, з).

В целом ряд геохимических признаков кислых вулканитов свиты, таких как железистость, Ta-Nb минимумы и максимумы по Pb, наследуется от ее базальтов. Однако некоторые особенности химизма, в частности вариации содержаний щелочей и глинозема, повышенные содержания Rb и Ba, характер распределения РЗЭ, указывают на более сложные условия формирования кислых вулканитов серлигской свиты и вероятный вклад других источников.

Возраст вулканитов серлигской свиты и природа магмообразующих субстратов

Вопрос о возрасте серлигской свиты до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи считают ее раннекембрийской [5, 6, 13], а другие – позднекембрийской [1, 3, 8, 9].

Раннекембрийский возраст серлигской свиты устанавливается по наличию остатков водорослей *Epiphyton* [12] и археоциат *Ajacythythidae*, *Araneocyathus* sp. [4] в горизонтах известняков низов

Результаты U/Pb изотопных исследований единичных зерен циркона (SHRIMP-II) из плагиориодацита (проба 2218–3)

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст
2218–3_1,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	131	76	0,60	9,27	511,4±7,5
2218–3_2,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	88	39	0,46	6,03	497,2±8,1
2218–3_3,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	157	81	0,54	11,3	521,8±7,3
2218–3_4,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	124	65	0,54	8,74	508,9±8
2218–3_5,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	134	76	0,59	9,64	515,2±7,5
2218–3_6,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	149	95	0,66	10,5	506,3±7,1
2218–3_7,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	127	69	0,56	8,94	508,1±7,4
2218–3_8,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	114	61	0,55	8,05	511,6±7,6
2218–3_9,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	167	109	0,68	11,6	502,8±6,9
2218–3_10,1	$1,79 \cdot 10^{-29}$	136	79	0,60	9,46	498,8±7,2

Примечание. Погрешности единичных анализов приведены на уровне 1σ ; Pb_c и Pb^* указывают содержания с использованием измеренного ^{204}Pb .

ее разреза. Кроме того, в самых низах отложений ирбитейской свиты, перекрывающих серлигскую, содержится богатая фауна археоциат и трилобитов камешковского и санаштыкгольского комплексов.

А. Б. Гинцингер и М. К. Винкман [8, 9] отнесли свиту к рифею – венду или к просто венду путем анализа фаунистических остатков и расшифровки строения разрезов. В основу доказательства позднедокембрийского возраста серлигской свиты положены сборы микрофитолитов позднего рифея – венда из прослоев известняков среди вулканитов ондумской (предполагаемого фациального аналога серлигской) свиты соседнего Каахемского террейна, а также имеющегося, по их мнению [1, 3, 8, 9], крупного структурного несогласия и перерыва в осадконакоплении в основании вышележащих вулканогенно-осадочных отложений ирбитейской свиты, включающих фауну второй половины раннего кембрия. Кроме того, для другого предполагаемого фациального аналога серлигской свиты (туматтайгинская свита Восточно-Тувинского террейна) по восьми зернам циркона из эффузивов основного состава с различной степенью discordантности получен позднерифейский возраст 877 ± 29 млн лет [1].

Для уточнения возраста вулканитов серлигской свиты были выполнены изотопно-геохронологические (U/Pb) исследования цирконов из плагиориодацитов (проба 2218–3). Проба была отобрана вдали от контактов с гранитоидами в точке с координатами $50^\circ 46' 04''$ с. ш.; $093^\circ 38' 32''$ в. д. Изотопно-геохронологическое датирование U/Pb (SHRIMP-II) методом проведено в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Проанализировано 10 прозрачных идиоморфных и субидиоморфных призматических кристаллов циркона с секториальной зональностью, по которым получен конкордантный кембрийский возраст $508,2 \pm 4,7$ млн лет (табл. 2, рис. 5), что соответствует низам среднего кембрия, в лучшем случае границе нижнего и среднего кембрия. Однако поскольку серлигская свита

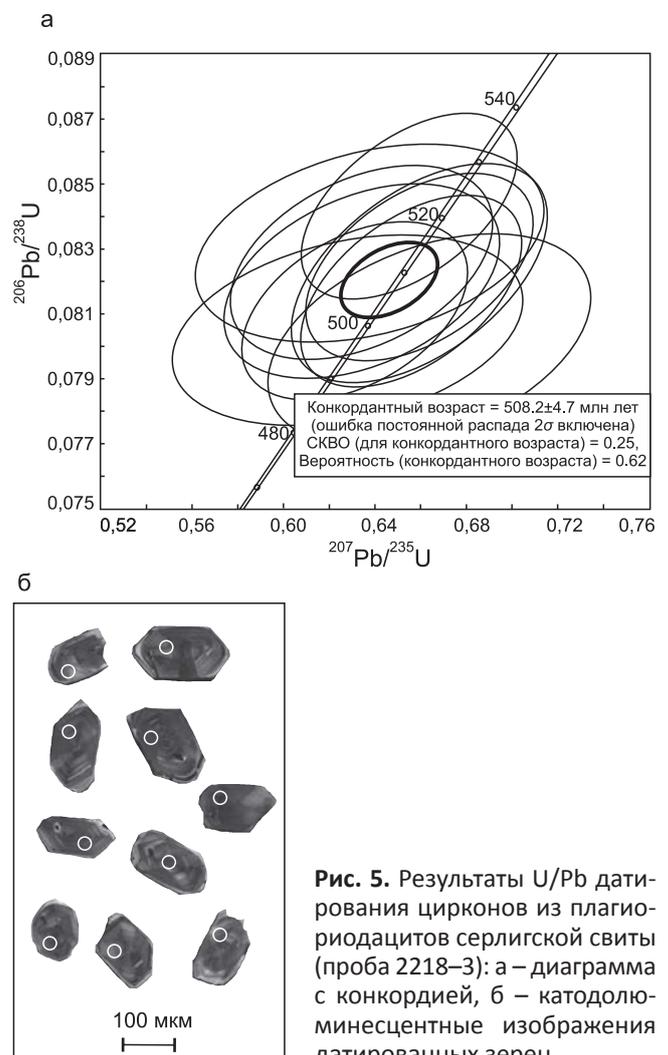


Рис. 5. Результаты U/Pb датирования цирконов из плагиориодацитов серлигской свиты (проба 2218–3): а – диаграмма с конкордией, б – катодолуминесцентные изображения датированных зерен

перекрывается ирбитейской, содержащей фауну археоциат и трилобитов камешковского и санаштыкгольского горизонтов атабанского яруса, то характеризуемые вулканиты не могли быть сформированы позже второй половины раннего кембрия. К тому же достоверно установлено, что средне-позднекембрийские гранитоиды таннуольского комплекса прорывают отложения серлигской свиты [7]. Тем не менее несмотря на эти противоречия



Таблица 2

серлигской свиты

$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* \pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* \pm \%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} \%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm \%$	Коэфф. корреляции
12,11±1,5	0,0557±3,4	12,11±1,5	0,0557±3,4	0,634±3,7	0,0826±1,5	0,415
12,47±1,7	0,06±4	12,47±1,7	0,06±4	0,664±4,3	0,0802±1,7	0,391
11,86±1,4	0,0563±2,5	11,86±1,4	0,0563±2,5	0,655±2,9	0,0843±1,4	0,498
12,17±1,6	0,058±2,9	12,17±1,6	0,058±2,9	0,656±3,3	0,0821±1,6	0,491
11,97±1,5	0,0589±3	12,02±1,5	0,0557±4,6	0,638±4,9	0,0832±1,5	0,310
12,24±1,5	0,0582±2,6	12,24±1,5	0,0582±2,6	0,656±3	0,0817±1,5	0,491
12,16±1,5	0,0581±2,8	12,19±1,5	0,056±3,6	0,634±3,9	0,082±1,5	0,389
12,11±1,5	0,0582±2,9	12,11±1,5	0,0582±2,9	0,663±3,3	0,0826±1,5	0,468
12,31±1,4	0,0577±2,4	12,33±1,4	0,0564±2,8	0,631±3,2	0,0811±1,4	0,452
12,39±1,5	0,0591±3,5	12,43±1,5	0,0566±4,8	0,628±5	0,0805±1,5	0,299

общего и радиогенного свинца соответственно. Ошибка калибровки составила 0,61 %. Общий Pb скорректирован

Таблица 3

Sm/Nd изотопные данные для вулканогенных пород серлигской свиты

Проба	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ±0,015 %	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ±0,002 %	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T(DM ₁)	T(DM ₂)	Возраст
	г/г					млрд лет		
2128–6	2,63	9,4	0,16882	0,512832	+5,7	0,95	0,76	0,53
2128–5	5,47	20,87	0,15837	0,512842	+6,6	0,73	0,67	0,53
4009	6,88	28,08	0,14811	0,512773	+5,9	0,78	0,73	0,53
2140–7	6,67	22,98	0,17538	0,512960	+7,7	0,58	0,55	0,53
2191–4	3,25	16,17	0,12147	0,512705	+6,4	0,67	0,68	0,53
2218–3	8,06	36,02	0,13535	0,512783	+7,0	0,63	0,63	0,53

Примечания. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ – первичные, пересчитанные на возраст, указанный в последнем столбце.

можно утверждать, что формирование серлигской свиты происходило в кембрии, скорее всего в нижнем, но никак не в рифее.

Для оценки источников магмаобразующих субстратов были проведены изотопно-геохимические исследования и получены Sm/Nd характеристики для базальтов (проба 2128–6), плагиодацитов (пробы 2185–5, 4009) и плагиориодацитов (2191–4, 2218–3, 2140–7) свиты «по валу». Исследования выполнены в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и ЦКП «Геоаналитик» УрО РАН (Екатеринбург). Результаты Sm/Nd изотопных исследований (табл. 3) показывают, что вулканиды характеризуются высоким первичным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьируют от 5,7 до 7,7. Такие изотопно-геохимические параметры указывают на преобладание мантийного субстрата при формировании расплавов. Модельный возраст источника вулканидов серлигской свиты, т. е. предполагаемое время отделения их протолита от деплетированной мантии, отвечает позднему рифею – венду ($T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$ от 0,55 до 0,76 млрд лет) и тем самым задает нижний возрастной предел для исследованных пород.

Выводы

Серлигская свита мощностью более 3,5 км представляет собой дифференцированную серию от толеитовых базальтов до плагиориолитов. Для

нижней части разреза характерной особенностью является парагенезис покровных фаций с прослоями туфопесчаников (туфогравелитов, туфоконгломератов) и осадочных карбонатных пород с фауной. В верхней части разреза окраска вулканидов сменяется с зеленоцветной на красноцветную, что свидетельствует о смене обстановки вулканизма с субаквальной, мелководно-морской на субаэральную.

Характерные для нижней части разреза серлигской свиты вулканиды основного состава формировались в обстановке незрелой океанической островной дуги. На заключительном этапе формирования свиты (верхняя часть ее разреза, представленная преимущественно вулканидами кислого состава) наряду с островодужными появляются вулканиды с типичными внутриплитными геохимическими характеристиками, главным образом за счет обогащения Rb и Ba. Это может быть признаком затухания островодужного вулканизма, что, видимо, обусловлено как увеличением роли плюмового магматизма, характерного для стадии развития региона, предшествующей аккреционному этапу [15], так и прогрессивным вовлечением в источник терригенного материала.

Раннекембрийское время формирования серлигской свиты устанавливается по комплексному анализу результатов палеонтологических исследу-



дований и U/Pb датирования цирконов. Значения ϵ_{Nd} ($\epsilon_{Nd}(T)$ от 5,7 до 7,7) указывают на мантийную природу источника магм с модельным возрастом 550–760 млн лет (поздний рифей – венд).

Настоящее исследование на примере серлигской свиты Таннуольского террейна выявило проблему корреляции раннепалеозойских и позднепротерозойских островодужных ассоциаций Тувы в целом. Существующие схемы корреляции этих образований для Тувы основаны на биостратиграфических данных и далеко не всегда подтверждены методами изотопно-геохронологических исследований. Для расшифровки тектонической структуры рассматриваемого региона и реконструкции разновозрастных этапов островодужного магматизма необходим статистический прирост данных изотопного U/Pb датирования позднепротерозойских и раннекембрийских вулканитов, в том числе серлигской свиты и ее фациальных возрастных аналогов. Изотопное датирование необходимо сопровождать определением геохимических и Sm/Nd изотопно-геохимических характеристик вулканитов. Накопление такого рода информации позволит провести корректное сопоставление полученных данных с материалами биостратиграфии в пределах отдельно взятых террейнов, а также корреляцию разновозрастных, с инструментально обоснованными возрастными ассоциациями пород смежных террейнов.

Авторы признательны рецензенту к. г.-м. н. В. М. Исакову за дискуссию и ценные замечания, которые, несомненно, улучшили статью.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках грантов 18–35–20025, 19–05–00145 и государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Александровский А. С.** Государственная геологическая карта РФ 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-46-Кызыл. – СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2008.
2. **Бабин Г. А., Шокальский С. П.** Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 6с. – С. 19–37.
3. **Безруков О. А., Гинцингер А. Б.** Строение и корреляция верхнедокембрийских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений Западного Прихубсугулья Монголии и Тувы // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Сб. науч. тр. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. – С. 20–29.
4. **Биостратиграфия** нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области / Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский, И. Т. Журавлева, А. Ю. Розанов. – М.: Наука, 1964. – 364 с.
5. **Бухаров Н. С.** О стратиграфии отложений нижнего кембрия в Восточной Туве // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 4. – Кызыл: Тув. кн. изд-во, 1979. – С. 39–52.
6. **Васильев В. И., Волков В. В., Вальдю В. В.** Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-IX. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1966. – 80 с.
7. **Ветров Е. В., Черных А. И., Бабин Г. А.** Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60, № 5. – С. 641–665.
8. **Гинцингер А. Б., Винкман М. К.** Верхний докембрий хр. Восточный Танну-Ола (Тува) // Актуальные вопросы геологии докембрия Сибири. – Новосибирск, 1981. – С. 16–28. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 290).
9. **Гинцингер А. Б., Винкман М. К.** Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия Тувы // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. – Новосибирск, 1974. – С. 5–13. – (Тр. СНИИГГиМС; вып. 192).
10. **Гордиенко И. В., Метелкин Д. В.** Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 1. – С. 91–108
11. **Кузьмичев А. Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. – 192 с.
12. **Лукашев Г. Н., Антонова О. И.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-Х. Объяснительная записка. – М.: ГНТИ, 1961. – 113 с.
13. **Тектономагматическая** эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии / А. А. Монгуш, В. И. Лебедев, В. П. Ковач и др. // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 5. – С. 649–665.
14. **Черных А. И., Ветров Е. В., Пихутин Е. А.** Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных // Отечественная геология. – 2017. – № 2. – С. 4–21
15. **Ярмолук В. В., Кузьмин М. И., Воронцов А. А.** Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 12. – С. 1831–1850.
16. **A geochemical classification for granitic rocks** / V. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins, et al. // J. Petrol. – 2001. – Vol. 42. – P. 1771–1802.
17. **Cabanis B., Lecolle M.** Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la évidence des processus de mélange



et/ou de contamination crustale // C. R. Acad. Sci. Série 2. – 1989. – Vol. 309 (20). – P. 2023–2029.

18. Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / Eds. M. P. Cowards, A. C. Ries // *Collisions tectonics*. Geological Society. – London: Spec. Publ. – 1986. – Vol. 19. – P. 67–81.

19. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American journal of science*. – 1974. – Vol. 274. – P. 231–355

20. Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / eds. C. J. Hawkesworth, M. J. Norry // *Continental basalts and mantle xenoliths*. – Shiva: Natwiche, 1983. – P. 230–249.

21. 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. – P. 956–983.

22. Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society*. – London: Spec. Publ. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–345.

REFERENCES

1. Aleksandrovskiy A.S. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF 1:1000000 (tret'ye pokolenie). Seriya Altae-Sayanskaya. List M-46-Kyzyl* [State geological map of RF, 1:1000000 (third generation). Series Altai-Sayany. Sheet M-46-Kyzyl]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2008. (In Russ.).

2. Babin G.A., Shokalskiy S.P. [Main features of the Altai-Sayany folded region structure (tectonic zoning, stratigraphy, magmatism, history of geological development)]. *Geologiya i mineralno-syryevye resursy Sibiri – Geology and mineral resources of Siberia*, 2017, no. 6s, pp. 19–37. (In Russ.).

3. Bezrukov O.A., Gintsinger A.B. [Structure and correlation of Upper Cambrian carbonaceous and terrigenous-carbonaceous deposits of the West Cis-Khubsugul region of Mongolia and Tuva] *Stratigrafiya i paleontologiya dokembriya i fanerozoja Sibiri* [Stratigraphy and paleontology of the pre-Cambrian and Phanerozoic]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 1990, pp. 20–29. (In Russ.).

4. Repina L.N., Khomentovskiy V.V., Zhuravleva I.T., Rozanov A. Yu. *Biostratigrafiya nizhnego kembriya Sayano-Altayskoy skladchatoy oblasti* [Biostratigraphy of the Lower Cambrian in the Sayany-Altai folded area]. Moscow, Nauka Publ., 1964. 364 p. (In Russ.).

5. Bukharov N.S. [On stratigraphy of Lower Cambrian deposits in East Tuva]. *Materialy po geologii Tuvinskoy ASSR. Vyp. 4* [Proceeding on geology of the Tuva ASSR. Issue 4]. Kyzyl, Tuva Publ. house, 1979, pp. 39–52. (In Russ.).

6. Vasilyev V.I., Volkov V.V., Valdyu V.V. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1:200000. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List M-46-IX. Ob'yasnitel'naya zapiska* [USSR geological map with a scale of 1: 200 000.

Series West-Sayany. Sheet M-46–9. Explanatory note]. Moscow, Nedra Publ., 1960. 80 p. (In Russ.).

7. Vetrov E.V., Chernykh A.I., Babin G.A. Early Paleozoic granitoid magmatism in the East Tannu-Ola sector of the Tuvian magmatic belt: Geodynamic position, age, and metallogeny. *Russian Geology and Geophysics*, 2019, vol. 60, no. 5, pp. 492–513.

8. Gintsinger A.B., Vinkman M.K. [The Upper Pre-Cambrian of the Eastern Tannu-Ola Ridge]. *Aktualnye voprosy geologii dokembriya Sibiri* [Current questions of the Pre-Cambrian geology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., vol. 290, pp. 16–28. (In Russ.).

9. Gintsinger A.B., Vinkman M.K. [New data on the Upper Pre-Cambrian stratigraphy of Tuva]. *Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri* [Materials on stratigraphy and paleontology of Siberia]. Novosibirsk, SNIIGiMS Publ., 1974, pp. 5–13. (In Russ.).

10. Gordienko I.V., Metelkin D.V. The evolution of the subduction zone magmatism of the Neoproterozoic and Early Paleozoic active margins of the Paleasian Ocean. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, no. 1, pp. 69–81.

11. Kuzmichev A.B. *Tektonicheskaya istoriya Tuvino-Mongolskogo massiva: rannebaykalskiy, pozdnebaykalskiy i rannekaledonskiy etapy* [Tectonic history of the Tuva–Mongolian massif: Early Baykalian, Late Baykalian, and Early Caledonian Stages]. Moscow, PROBEL-2000 Publ., 2004. 192 p. (In Russ.).

12. Lukashev G.N., Antonova O.I. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1: 200 000. Seriya Zapadno-Sayanskaya. List M-46-IX* [USSR geological map with a scale of 1: 200 000. Series West-Sayany. Sheet M-46–9]. Moscow, GNTI [SSTI] Publ., 1961. 113 p. (In Russ.).

13. Mongush A.A., Lebedev V.I., Kovach V.P., et al. The tectonomagmatic evolution of structure-lithologic complexes of the Tannu-Ola zone, Tuva in the Late Vendian – Early Cambrian (from geochemical, Nd isotope, and geochronological data). *Russian Geology and Geophysics*, 2011, vol. 52, no. 5, pp. 503–516.

14. Chernykh A.I., Vetrov E.V., Pikhutin E.A. [Geological structure and metallogeny of the East Tannu-Ola ore district (the Republic of Tuva) based on new geochemical and isotope-geochronological data]. *Otechestvennaya geologiya*, 2017, no. 2, pp. 4–21. (In Russ.).

15. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Vorontsov A.A. West Pacific-type convergent boundaries and their role in the formation of the Central Asian Fold Belt. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 12, pp. 1427–1441.

16. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.*, 2001, vol. 42, pp. 1771–1802.

17. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Serie 2*, 1989, vol. 309(20), pp. 2023–2029.

18. Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.



Collisions tectonics. Geological Society. London, Spec. Publ., 1986, vol. 19, pp. 67–81.

19. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 1974, vol. 274, pp. 231–355.

20. Pearce J.A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Natick, 1983, pp. 230–249.

21. 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, pp. 956–983.

22. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society*. London, Spec. Publ., 1989, vol. 42, pp. 313–345.

© Е. В. Ветров, А. Н. Уваров, И. А. Вишневская,
М. В. Червяковская, Н. И. Ветрова,
Ф. И. Жимулев, Е. С. Андреева, 2020