

**ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ
КОМПЛЕКСОВ ТАННУОЛЬСКОЙ ЗОНЫ ТУВЫ
В ПОЗДНЕМ ВЕНДЕ—РАННЕМ КЕМБРИИ (на основе геохимических,
Nd изотопных и геохронологических данных)**

**А.А. Монгуш, В.И. Лебедев, В.П. Ковач*, Е.Б. Сальникова*, Е.К. Дружкова, С.З. Яковлева*,
Ю.В. Плоткина*, Н.Ю. Загорная*, А.В. Травин**, П.А. Серов*****

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия*

** Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

*** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

**** Геологический институт Кольского научного центра РАН,
184209, Мурманская область, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

В Таннуольской зоне представлены островодужный (поздний венд) и субдукционно-аккреционный (первая половина раннего кембрия) комплексы, мантийные источники которых сформированы из расплавов, возникших в надсубдукционной обстановке при плавлении перидотитов мантийного клина. Островная дуга, фрагмент которой представлен в Таннуольской зоне, была сформирована предположительно 570 млн лет назад и прекратила свое существование как самостоятельная структура на рубеже венда и кембрия, хотя процесс субдукции продолжался до середины раннего кембрия. С рубежа венда и кембрия и до середины раннего кембрия произошла аккреция островодужных, задуговых, океанических и метаморфических структурно-вещественных комплексов данного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. С середины и до конца раннего кембрия Таннуольская зона представляла собой активную континентальную окраину, на которой шло формирование базальтов с островодужными характеристиками, кварцевых микродиоритов адакитоподобного состава, базальтов, долеритов и кварцевых микродиоритов внутриплитного геохимического типа, а также диорит-тоналит-плаггиогранитной ассоциации островодужного геохимического типа. Для объяснения пространственно-временной сопряженности разнотипных проявлений магматизма в обстановке активной окраины привлечена модель «slab-window».

Островная дуга, субдукция, аккреция, геодинамика, венд, кембрий, Тува.

**THE TECTONOMAGMATIC EVOLUTION OF STRUCTURE-LITHOLOGIC COMPLEXES
IN THE TANNU-OLA ZONE, TUVA, IN THE LATE VENDIAN-EARLY CAMBRIAN
(from geochemical, Nd isotope, and geochronological data)**

**A.A. Mongush, V.I. Lebedev, V.P. Kovach, E.B. Sal'nikova, E.K. Druzhkova,
S.Z. Yakovleva, Yu.V. Plotkina, N.Yu. Zagornaya, A.V. Travin, and P.A. Serov**

In the Tannu-Ola zone, there are island-arc (Late Vendian) and subduction-accretionary (first half of the Early Cambrian) complexes whose mantle sources were generated from melts produced in suprasubduction conditions as a result of melting of mantle wedge peridotites. The island arc, whose fragment is present in the Tannu-Ola zone, formed tentatively at 570 Ma and ceased as an individual structure at the Vendian-Cambrian boundary, though the subduction continued till the middle Early Cambrian. From the Vendian-Cambrian boundary to the middle Early Cambrian, the accretion of island-arc, back-arc, oceanic, and metamorphic structure-lithologic complexes took place at this segment of the Central Asian Fold Belt. From middle to late Early Cambrian, the Tannu-Ola zone was an active continental margin, where basalts with island-arc characteristics, quartz microdiorites of adakite composition, basalts, dolerites, and quartz microdiorites of intraplate type, and diorite-tonalite-plagiogranite association of island-arc type formed. To explain the spatial and temporal conjugation of different magmatism manifestations on the active margin, we applied the slab-window model.

Island arc, subduction, accretion, geodynamics, Vendian, Cambrian, Tuva

ВВЕДЕНИЕ

Поздневендско-раннекембрийские островодужные комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) были сформированы во время повсеместного проявления в Палеоазиатском океане процессов конвергенции в интервале 570—510 млн лет [Коваленко и др., 2003; Ярмолюк и др., 2003], а

в дальнейшем деформированы горизонтальными тектоническими движениями [Шенгёр и др., 1994; Гоникберг, 1999; Кунгурцев и др., 2001; Добрецов, Буслов, 2007]. Фрагменты островной дуги (или дуг) оказались смещенными друг относительно друга и переориентированными в пространстве, а их прежние латеральные связи со смежными структурами утрачены. Поэтому среди исследователей нет единого мнения о количестве существовавших в Палеоазиатском океане поздневендско-раннекембрийских островных дуг и их соотношениях друг с другом, что в конечном итоге затрудняет построение цельной геодинамической модели их формирования и эволюции. В частности, поздневендско-раннекембрийские структурно-вещественные комплексы (СВК) Таннуольской, а также Ондумской и Хамсаринской зон представляют собой фрагменты островной дуги (рис. 1, А), которая в работах разных авторов называется по-разному: Таннуольско-Хамсаринская [Зоненшайн и др., 1990; Гордиенко, 2006], Тувино-Монгольская [Шенгёр и др., 1994; Добрецов, Буслов, 2007], Кузнецко-Таннуольская [Берзин, Кунгурцев, 1996; Парфенов и др., 2003]. В изучении этой проблемы важная роль принадлежит детальным петролого-геохимическим исследованиям магматических пород на опорных участках из разных структурных зон, которые позволили бы выявить главные тектономагматические особенности их эволюции для последующей корреляции разных сегментов островной дуги. Для этого нами проведены геолого-петрографические, геохимические, Nd изотопные и геохронологические исследования магматических пород Таннуольской зоны.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных элементов определялись в Институте геохимии СО РАН (Иркутск) рентгенофлюоресцентным методом с использованием установки СРМ-25 (аналитик А.Л. Финкельштейн). Содержание микроэлементов определены в Лимнологическом институте СО РАН (Иркутск) методом ICP-MS на установке Agilent 7500с (аналитик Е.В. Смирнова), в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) по стандартной методике на установке Finnigan Element (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский) и Институте аналитического приборостроения РАН (Санкт-Петербург) на масс-спектрометре PlasmaQuard 3 «VG Elemental». Контрольные измерения, выполненные по одним и тем же пробам в разных лабораториях, показали удовлетворительную сходимость.

Sm-Nd изотопные данные были получены авторами в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) и в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (Апатиты). В ИГГД РАН изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03—0.2 нг для Sm, 0.1—0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$ (2σ). В ГИ КНЦ РАН изотопные составы Sm и Nd были измерены на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 (RPQ) в статическом режиме.

U-Pb изотопные исследования цирконов были выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме или с помощью электронного умножителя (коэффициент дискриминации для Pb — 0.32 ± 0.11 а.е.м). Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 20 пг Pb. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.001 нг U.

Геохронологические исследования ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по роговой обманке выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН А.В. Травиным по методике, подробно описанной в работе [Травин и др., 2009]. Облучение монофракции роговой обманки производилось в кадмированном канале исследовательского реактора ВВР-К Томского политехнического университета. Выделение аргона проводилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar при 1200 °С в течение 40 мин не превышал $5 \cdot 10^{-11}$ г. После очистки выделенного аргона с использованием Ti и ZrAl SAES геттеров изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas-5400 фирмы Микромасс (Англия).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СВК И ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

СВК Таннуольской зоны на юге перекрыты четвертичными отложениями Убсунурской котловины, на западе — ордовикскими терригенными отложениями Хемчикско-Сыстыгхемской аккреционно-коллизонной структуры, к северу они сменяются островодужными СВК Ондумской зоны [Берзин, Кунгурцев, 1996], на востоке по зонам разрывных нарушений контактируют с океаническими образованиями Агардагской зоны [Добрецов и др., 2005] и метаморфическими СВК Сангиленского сегмента (зоны) Тувино-Монгольского массива [Козаков и др., 2001] (см. рис. 1, А, Б). Островодужные образования Таннуольской, Ондумской и Хамсаринской зон, задуговые образования Каахемской и Улугойской зон и океанические образования Агардагской зоны несогласно перекрыты вулканогенно-терригенно-карбонатной

толщей со скелетной фауной второй половины нижнего кембрия, в частности, ирбитейской свитой и ее формационными аналогами (ильчирской, хамсаринской, тапсинской, сыынакской свитами, теректигской толщей) [Бухаров, 1979; Винкман и др., 1980; Геологическая..., 1983]. В Сангиленской зоне фациальные аналоги (без вулканитов) ирбитейской свиты — озерная, бельдырская, ходалыхская свиты с фауной археоциат и трилобитов — согласно перекрывают нижележащие терригенные толщи [Гибшер, Терлеев, 1992].

Участки наших исследований — Кадвой и Ирбитей — расположены на западе Таннуольской зоны, где хорошо сохранилась структурная позиция верхневендско-нижнекембрийской осадочно-вулканогенной толщи (см. рис. 1, В). Нижняя (кадвойская свита) и средняя (серлигская свита) части разреза толщи по сравнению с ее верхней частью (ирбитейская свита) отличаются более интенсивно проявленными зеленокаменным метаморфизмом, тектоническими дислокациями и более широким проявлением в ее пределах раннепалеозойского гранитоидного магматизма. На Кадвойском участке эта толща залегает моноклинально с падением на СЗ под углами 30—65°. *Кадвойская свита* сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами, реже встречаются лавы риодацитового и риолитового составов, сопровождающиеся туфами аналогичного состава, в единичных случаях фиксируются линзы известняков. На кадвойской свите с разрывом залегает *серлигская свита*, в которой присутствуют те же породы, что и в кадвойской свите, но с несколько иным их соотношением — вулканиты основного и кислого составов присутствуют в сопоставимых количествах и сравнительно больше карбонатных и туфогенно-осадочных пород (см. рис. 1, Г). Серлигская свита начинается пластом конгломерата мощностью около 90 м, в туфогенном цементе которого содержатся обломки мраморизованных известняков, порфиритов, туфов, а также, в единичных случаях, гранит-порфиров, состоящих «из крупных таблитчатых вкрапленников плагиоклаза (андезина) и калиевого полевого шпата среди микрографической основной массы. Цветной минерал представлен обыкновенной роговой обманкой» [Лукашев, Антонова, 1961, с. 51]. Формирование вулканитов кадвойской и серлигской свит происходило в основном в подводных условиях, однако в период накопления серлигской свиты увеличилось количество лав, излившихся в субаэральной обстановке [Пинус, 1961]. Мощности кадвойской и серлигской свит примерно одинаковы, а их суммарная мощность на разных участках варьирует от 2 до 6 км [Геология..., 1966]. В кадвойской свите отсутствуют ископаемые органические остатки, в то время как известняки серлигской свиты содержат эпифитоновую фауну [Лукашев, Антонова, 1961] и редкие остатки археоциат плохой сохранности в нижней и средней частях разреза свиты [Геология..., 1966]. На основе этих данных, а также учитывая возраст вышележащей ирбитейской свиты, можно полагать, что время накопления серлигской свиты охватывает первую половину раннего кембрия, а кадвойской свиты, по всей видимости, поздний венд.

Для всех эффузивов кадвойской свиты характерны зеленокаменные изменения с сохранением первичных магматических структур, в серлигской свите эти изменения в одних породах проявлены так же, как в кадвойской свите, в других — слабее. В большинстве эффузивов полевые шпаты альбитизированы и серицитизированы (последнее типично для пород основного—среднего состава). Эффузивы риодацитового и риолитового составов имеют порфировую и гломеропорфировую структуру с микрозернистой (обычно в кадвойской свите) или скрытокристаллической (обычно в серлигской свите) основной массой.

На участке Кадвой среди базальтов нами выявлены *тоналит-порфиры* (см. рис. 1, Г), которые резко отличаются по геохимическому составу от вмещающих вулканитов (обр. ТК-209, табл. 1). Образец ТК-209 характеризуется порфировыми выделениями плагиоклаза (10 %), а также роговой обманки (5 %), замещенной эпидотом и кальцитом. Основная масса породы представлена сочетанием призматических зерен серицитизированного плагиоклаза и гранофирового агрегата, выполняющего пространства между ними. Гранофир представляет собой причудливые сростки кварца с альбитом, а развитые местами агрегаты альбита в виде елочек были образованы, вероятно, при замещении калиевого полевого шпата. Размер порфировых выделений составляет 1.0—3.5 мм, зерен основной массы — 0.05—0.30 мм. Таким образом, петрографические данные указывают, во-первых, на приповерхностное залегание субвулканического тела гранодиорит-порфиров, во-вторых, на их сходство с гранит-порфирами, содержащимися в обломках базальных конгломератов серлигской свиты.

На серлигской и реже кадвойской свитах со структурным несогласием залегает *ирбитейская свита*, состоящая из известняков, туфов, алевролитов, песчаников, лав базальтов [Лукашев, Антонова, 1961]. Кроме того, свита вмещает субвулканические тела (силлы и дайки) долеритов, андезибазальтов и кварцевых микродиоритов. Мощность свиты колеблется от 0.3 до 1.5 км. В известняках свиты содержатся многочисленные остатки археоциат и трилобитов верхней части камешковского, а также преимущественно санаштыкгольского и реже обручевского биостратиграфических горизонтов нижнего кембрия [Лукашев, Антонова, 1961; Геология..., 1966], что примерно соответствует интервалу 525—510 млн лет. Далее будет показано, что эффузивные и субвулканические породы, залегающие в ирбитейской свите, имеют между собой значимые различия в геохимическом составе. Далее эти породы выделяются под условным названием «магматиты санаштыкгольского уровня».

В — геологическая карта западной части Таннуольской зоны (составлена с использованием данных [Лукашев, Антонова, 1961; Геологическая..., 1983]).

1 — рыхлые отложения (N—O); **2** — вулканогенные и осадочные породы Тувинского рифтогенного прогиба (S_2 —D), **3** — терригенные отложения Хемчико-Сытыгхемской зоны (O); **4** — ирбитейская свита (песчаники, известняки, туфы) с вулканитами санаштыкольского горизонта (C_1); **5**, **6** — осадочно-вулканогенная толща (базальты, андезитобазальты, андезиты, риодациты, риолиты и их туфы, известняки, алевролиты); **5** — серлигская свита (C_1), **6** — кадвойская свита (V_2); **7** — гранитоиды (PZ₁); **8** — габброиды (PZ₁); **9** — разломы; **а** — достоверные, **б** — предполагаемые; **10** — участки исследований; **1** — Кадвойский и **2** — Ирбитейский.

Г — стратиграфический разрез верхневендско-нижнекембрийской толщи Таннуольской зоны (составлен с использованием данных [Пинус, 1961; Лукашев, Антонова, 1961]).

1 — известняки, **2** — туфоалевролиты, **3** — туфопесчаники, **4** — конгломераты, туфоконгломераты, **5** — силлы адакитоподобных кварцевых микродиоритов, **6** — силлы внутримиллитных диабазов, **7** — лавы островодужных риолитов, риодацитов (**а**) и туфы кислого состава (**б**), **8** — лавы островодужных базальтов, андезитобазальтов (**а**), туфы основного состава (**б**), **9** — адакитоподобные тоналит-порфиры.

В Таннуольской зоне широко распространены раннепалеозойские интрузивные породы, при этом среди них преобладают породы гранитоидного состава, в подчиненном количестве развиты породы габброидного состава. Нами проведены исследования *габброидов* Ирбитейского массива (см. рис. 1, В, 2). Массив обнажен на площади около 1 км², прорывает пачку известняков и базальтов серлигской свиты, для него характерны апофизы и сателлитные тела, имеющие силлоподобную форму. Микроструктуры пород габбровые, пойкилитовые, пойкилоофитовые и габброофитовые, что, с учетом размеров и формы массива, указывает на его становление в гипабиссальных условиях [Монгуш и др., 2006, 2007].

В южном обрамлении Ирбитейского габброидного массива развиты породы диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации (см. рис. 2), меланократовые разновидности которых — кварцевые диориты — вначале считались кислыми дифференциатами габброидной интрузии [Монгуш и др., 2006]. Однако в дальнейшем было выявлено, что кварцевые диориты являются составной частью широко развитой в Таннуольской зоне диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации, которая формировалась позже габброидной ассоциации.

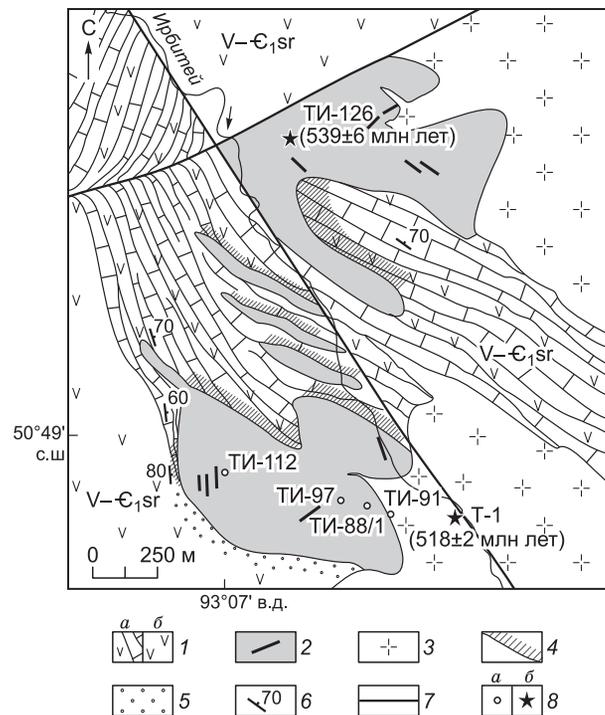


Рис. 2. Геологическая карта Ирбитейского габброидного массива.

1 — серлигская свита (C_1): пачка известняков и базальтов (**а**), вулканиты (**б**); **2** — габброиды (оливиновые и безоливиновые габбро и габбро-нориты, оливин-амфиболовые нориты и габбро-нориты, в краевой фации — габбро-диориты и амфиболизированные габбро) и собственные дайки габбро-норитов и габбро-диоритов; **3** — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация; **4** — скарны; **5** — роговики; **6** — элементы залегания; **7** — разломы; **8** — точки отбора проб для геохимических (**а**) и геохронологических (**б**) исследований.

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (мас.%) и микроэлементов (г/г) в магматических породах Таннуольской зоны

Компонент	Островодужный этап				Субдукционно-аккреционный этап				Субдукционно-аккреционный				Активная континентальная окраина									
	Эффузивы каudoйской свиты		АП		Серпигская свита		Серпигская свита		Габброиды		ОБ		АП		«Внутриплитные» магматиты		ДТП					
	ТК-207	ТК-205	ТК-206	ТК-209	Т-12*	ТК-223	ТК-226	Т-7*	Т-9*	Т-3*	НКЭ	ТИ-126	ТИ-112	ТИ-88/1	ТИ-142**	ТИ-150**	ТИ-143	ТК-234	ТК-235-1	ТИ-140	ТИ-91**	Т-1*
SiO ₂	47.59	53.58	73.89	66.52	50.92	51.40	55.16	58.51	67.57	73.67	69.03	42.22	42.62	45.70	50.74	59.65	70.60	48.52	49.11	54.59	53.20	62.63
TiO ₂	1.01	1.27	0.32	0.52	1.32	1.13	1.40	1.18	0.60	0.34	0.59	0.68	0.17	0.86	1.00	0.66	0.39	2.80	1.30	2.08	0.84	0.85
Al ₂ O ₃	15.99	16.29	12.83	16.60	16.56	18.34	14.33	16.59	15.16	13.14	14.43	16.85	18.88	14.61	16.74	17.29	14.49	13.18	18.94	16.91	14.96	15.40
Fe ₂ O ₃	11.78	11.26	4.92	4.69	15.42	12.47	14.46	10.86	5.48	4.67	5.93	15.72	10.05	12.00	12.94	7.10	4.51	17.66	10.99	10.17	11.98	8.02
MnO	0.18	0.22	0.05	0.07	0.33	0.26	0.27	0.28	0.28	0.08	0.07	0.19	0.14	0.20	0.26	0.10	0.08	0.25	0.19	0.17	0.22	0.15
MgO	8.58	4.94	0.45	1.79	3.53	4.39	3.53	3.34	0.71	0.87	0.41	12.28	13.87	8.14	5.13	4.70	2.09	6.04	6.80	3.70	6.60	2.42
CaO	11.38	6.84	0.64	3.38	8.10	6.36	5.96	2.22	2.56	0.73	1.09	10.28	13.53	16.65	8.63	5.19	2.35	8.28	9.48	6.47	8.68	5.77
Na ₂ O	3.11	5.30	6.04	5.45	2.94	3.60	3.43	5.89	4.24	6.34	8.06	0.99	0.63	1.22	2.78	4.51	3.97	2.73	2.85	3.93	2.82	3.47
K ₂ O	0.21	0.09	0.82	0.84	0.69	1.85	1.25	0.90	1.11	0.12	0.27	0.75	0.08	0.59	1.55	0.63	1.43	0.18	0.15	0.51	0.64	1.09
P ₂ O ₅	0.17	0.22	0.06	0.14	0.19	0.21	0.22	0.22	0.30	0.06	0.12	0.05	0.03	0.02	0.24	0.15	0.10	0.37	0.18	0.34	0.07	0.19
П.л.п	3.66	2.72	0.42	2.97	0.63	4.06	1.78	0.95	2.66	1.49	1.20	2.93	2.60	1.72	4.16	5.10	3.51	3.09	2.18	4.44	1.42	1.13
Сумма	100.23	100.20	100.15	100.21	99.97	100.31	100.25	99.72	99.89	99.56	100.34	100.11	100.25	100.05	100.11	99.79	99.83	100.50	99.99	100.13	100.08	100.02
Mg#	0.59	0.46	0.16	0.44	0.31	0.41	0.32	0.37	0.33	0.21	0.28	0.61	0.73	0.57	0.44	0.57	0.48	0.40	0.55	0.39	0.52	0.37
Be	0.47	0.56	1.74	0.73	0.49	0.45	0.45	0.98	0.74	0.94	0.75	0.13	0.05	0.15	—	—	1.15	0.74	0.50	1.06	—	0.57
Sc	—	33.23	—	6.90	46.11	31.34	39.79	33.25	22.49	13.61	15.72	—	34.62	80.69	34.94	18.58	8.68	39.16	26.70	26	41.61	19.61
Ti	7009.01	6947.34	1622.57	2837.67	7977.20	6086.05	7512.84	6748.54	5893.09	3606.23	1656.18	2856.03	—	—	5743.20	3764.85	—	15488.0	6979.42	11948.0	4987.83	5035.79
V	266.64	249.38	5.83	69.81	387.85	284.82	288.75	197.13	138.58	13.28	1.55	205.62	103.77	421.45	—	—	70.85	453.42	206.76	286	—	119.34
Cr	—	84.50	—	—	10.44	97.29	18.86	13.11	299.32	10.09	14.11	332.17	326.51	348.69	—	—	296.61	436.82	287.73	191	—	16.54
Co	43.96	25.00	3.02	11.04	27.11	24.61	30.45	20.74	17.62	4.40	0.82	57.95	73.95	45.62	—	—	9.54	43.58	40.42	31	—	13.84
Ni	—	17.50	15.66	—	8.62	7.35	6.53	8.97	11.70	9.65	8.84	70.33	60.02	36.72	—	—	14.67	38.27	131.26	37	—	9.14
Cu	51.05	30.44	13.49	11.31	1.96	94.92	20.76	0.76	11.88	14.24	1.55	9.43	14.33	109.76	—	—	11.51	81.81	86.87	4.77	—	34.82
Zn	—	148.39	23.65	47.19	43.63	124.01	134.75	130.44	168.98	56.70	41.75	67.79	62.19	102.30	—	—	45.81	139.82	107.50	81	—	69.78
Ga	14.70	17.24	14.45	17.55	17.36	18.26	17.03	22.84	17.37	15.16	13.96	13.76	10.89	14.21	—	—	14.58	20.16	17.31	19	—	14.65
Rb	1.95	0.41	11.99	10.52	7.85	19.14	11.40	8.39	10.37	12.99	2.10	5.80	1.13	11.78	20.94	8.34	28.17	0.89	1.47	7.5	9.53	15.85
Sr	267.43	312.72	56.42	436.25	206.95	305.33	261.29	52.02	282.88	83.36	25.54	296.91	221.85	288.77	359.98	606.22	390.95	261.88	330.85	271	216.48	—
Y	18.59	21.46	44.48	8.90	20.61	19.95	29.81	38.37	33.41	40.49	58.48	9.19	2.42	13.28	26.11	13.79	11.35	33.24	16.49	31	33.36	41.29
Zr	93.53	39.36	211.55	101.43	42.97	81.31	96.30	115.57	140.11	114.98	157.45	29.23	6.40	10.22	57.18	72.31	71.34	147.86	57.66	141	44.67	25.60

Nb	1.97	1.19	3.50	1.60	1.08	1.34	1.33	1.49	2.69	2.07	3.08	2.19	0.30	1.36	0.92	2.37	1.89	2.32	8.74	3.68	11.6	0.99	2.29
Cs	—	0.04	—	0.13	0.09	0.28	0.19	0.16	0.08	0.09	0.04	—	0.14	0.07	0.17	—	—	0.79	0.42	0.18	0.78	—	0.28
Ba	75.32	73.74	172.44	143.14	124.10	766.66	1087.52	79.53	388.21	254.11	32.44	43.48	44.82	18.96	193.48	521.77	297.23	273.18	88.19	86.53	220	163.70	333.77
La	5.86	5.44	19.87	8.09	4.08	7.55	6.97	6.51	11.90	11.01	17.16	4.88	1.23	0.40	1.27	6.84	10.70	10.02	11.55	5.40	16	6.46	10.69
Ce	15.14	14.51	47.34	18.54	8.25	18.96	17.39	18.03	31.59	27.01	42.07	13.44	3.85	0.94	3.36	16.14	22.61	22.11	31.34	14.06	37	16.25	28.62
Pr	2.21	2.25	6.18	2.42	1.52	2.70	2.65	2.60	4.32	3.67	5.51	1.97	0.59	0.13	0.57	2.46	3.18	2.56	4.48	2.14	4.82	2.69	3.99
Nd	11.87	12.37	29.96	11.47	8.14	13.97	14.51	13.62	22.07	17.20	25.73	10.64	3.58	0.73	3.57	10.97	13.32	10.28	23.15	11.30	22	12.51	19.57
Sm	3.24	3.60	7.68	2.64	2.62	3.75	4.37	4.36	5.97	4.75	7.16	3.17	1.24	0.26	1.45	2.94	2.57	2.20	6.20	3.19	5.2	3.29	5.44
Eu	1.18	1.41	1.76	0.99	1.03	1.32	1.59	1.29	1.80	1.32	1.57	0.85	0.44	0.16	0.61	0.96	0.81	0.67	2.09	1.20	1.68	0.87	1.15
Gd	4.16	4.40	9.66	2.72	3.03	4.30	5.39	5.38	7.01	5.20	8.11	5.08	1.80	0.40	2.40	3.70	2.58	2.53	7.40	3.84	6.6	4.18	6.21
Tb	0.61	0.76	1.50	0.37	0.58	0.70	0.95	1.03	1.15	0.97	1.47	0.90	0.28	0.07	0.38	0.58	0.38	0.34	1.23	0.65	1.00	0.70	1.14
Dy	4.10	4.83	10.19	2.02	3.71	4.45	6.17	6.23	7.25	6.20	9.51	6.91	1.95	0.45	2.49	3.74	2.23	1.93	7.51	3.98	6.0	4.57	7.36
Ho	0.81	1.02	2.17	0.39	0.80	0.93	1.32	1.44	1.50	1.44	2.14	1.64	0.40	0.10	0.55	0.77	0.45	0.41	1.50	0.80	1.29	0.95	1.59
Er	2.44	2.87	6.70	1.09	2.29	2.75	3.83	4.34	4.37	4.59	6.53	5.43	1.19	0.27	1.62	2.26	1.21	1.23	4.17	2.19	3.20	2.92	4.66
Tm	0.33	0.40	1.00	0.15	0.34	0.40	0.56	0.64	0.63	0.70	0.97	0.83	0.16	0.04	0.22	0.32	0.18	0.19	0.56	0.30	0.49	0.49	0.70
Yb	2.26	2.62	7.06	0.99	2.29	2.63	3.66	4.20	4.11	4.42	6.21	5.80	1.07	0.26	1.44	2.13	1.15	1.22	3.55	1.89	3.00	3.24	4.51
Lu	0.35	0.37	1.12	0.15	0.32	0.42	0.55	0.67	0.60	0.70	0.92	0.94	0.15	0.19	0.41	0.32	0.17	0.28	0.51	0.25	0.45	0.48	0.68
Hf	2.30	1.18	6.04	2.02	1.38	1.85	2.25	3.07	3.09	3.38	4.47	4.33	0.60	0.25	0.22	1.77	2.09	3.58	2.93	1.47	3.63	1.88	1.19
Ta	0.12	0.08	0.22	0.12	0.08	0.09	0.12	0.08	0.17	0.10	0.15	0.13	0.02	0.44	0.77	0.30	0.14	0.60	0.68	0.23	0.69	0.13	0.14
Pb	2.19	3.48	2.20	4.46	1.28	9.34	7.01	2.46	7.16	4.65	1.24	5.40	1.61	1.42	1.40	—	—	4.01	4.50	3.19	4.67	—	4.29
Th	0.57	0.70	4.90	1.02	0.66	1.64	1.33	0.91	2.45	2.49	3.40	3.18	0.20	0.15	0.13	0.89	1.08	2.66	0.94	0.35	1.84	1.68	1.84
U	0.32	0.34	1.66	0.59	0.29	0.70	0.63	0.45	1.05	0.99	1.01	1.26	0.10	0.09	0.16	0.44	0.54	1.15	0.35	0.19	0.77	0.47	0.65

Примечание. АП — алакилоподобные породы, НКЭ — нерасчлененные кислые эффузивы, ОБ — островодужные базальты, ДТП — диорит-тоналит-плагиогранитная ассоциация. Породы: а — андезит, аб — андезибазальт, ад — андезидацит, б — базальт, гн — габбронорит, да — дацит, дл — долерит, р — риолит, т-п — тоналит-порфир, т — туф, Qмд — кварцевый микродиорит, Qд — кварцевый диорит, (с) — силл, Qд (к) — кварцевый диорит с ксенолитами (1—5 мм) габбро, Oг — оловинное габбро, Oл-Нвн — оловин-роговообманковый норит. ТК — образцы, отобранные на участке Кадвой, ТИ и Т — на участке Ирбигей.

* Анализы петрогенных элементов выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург), микроэлементов — в Институте аналитического приборостроения РАН (Москва).

** Анализы микроэлементов выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск). Остальные анализы петрогенных элементов выполнены в Институте геохимии СО РАН (Иркутск), микроэлементов — в Лимнологическом институте СО РАН (Иркутск). Концентрации петрогенных элементов пересчитаны на 100 % сухого вещества. Проверк — элемент не определялся.

Таблица 2.

Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов (пр. Т-1)

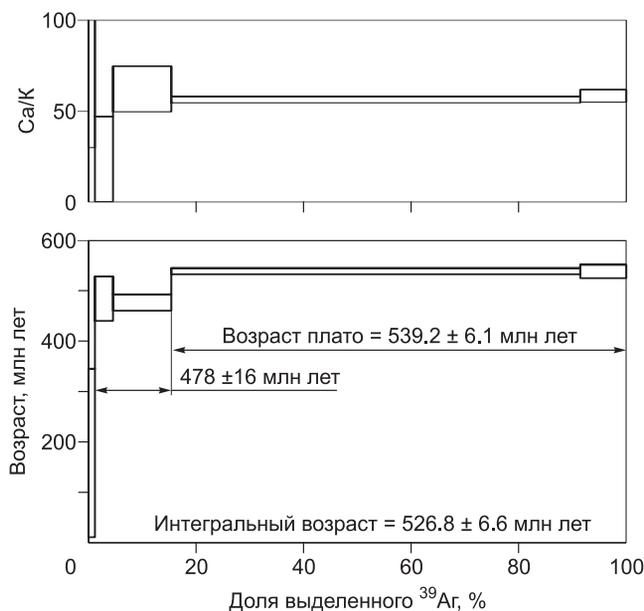
№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	-100+85, А 10 %	0.10	41.0	492	1179	0.0579 ± 1	0.0962 ± 1	0.6579 ± 20	0.0824 ± 2	0.47	513 ± 2	511 ± 1	526 ± 5
2	>100, А 10 %	0.70	6.76	81.7	3529	0.0578 ± 1	0.1013 ± 1	0.6592 ± 20	0.0828 ± 2	0.85	514 ± 2	513 ± 1	521 ± 4
3	>100, А 40 %	0.33	12.3	145	3074	0.0577 ± 1	0.1115 ± 1	0.6656 ± 21	0.0836 ± 2	0.85	518 ± 2	518 ± 1	520 ± 4

Примечание. ^a Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; А 10 % — количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после точки.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения возраста *габброидов* Ирбитейского массива $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом исследовалась монофракция пойкилитовой зеленовато-бурой роговой обманки, содержащейся в количестве 15 % в оливин-роговообманковом норите (обр. ТИ-126, см. рис. 2). Это мелкозернистая порода с *габброфитовой* и пойкилитовой структурой, имеющая состав: основной плагиоклаз (55 %), ортопироксен (15 %), оливин (10 %), биотит (3 %) и магнетит (2 %). Вторичные изменения в породе: ~10 % плагиоклаза замещено клиноцоизитом, оливин наполовину замещен серпентином и магнетитом. Согласно полученным данным, в возрастном спектре роговой обманки наблюдается устойчивое плато с рассчитанным значением $T = 539 \pm 6$ млн лет (рис. 3). Учитывая, что становление массива происходило в гипабиссальных условиях и его остывание было быстрым, полученная датировка может быть принята близкой к возрасту кристаллизации *габброидов* Ирбитейского массива. Возраст, зафиксированный по промежуточному плато в низкотемпературной части $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектра роговой обманки (478 ± 16 млн лет), может соответствовать поздним тектонотермальным событиям, связанным с внедрением раннеордовикских гранитоидов Таннуольской зоны [Руднев и др., 2008].

U-Pb методом по цирконам определен возраст *кварцевых диоритов* (пр. Т-1) диорит-тоналит-плагиогранитной ассоциации (см. рис. 2, 4, табл. 2). Точка изотопного состава циркона, в результате аэробразивной обработки которого было удалено около 40 % вещества, располагается на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 518 ± 2 млн лет (СКВО = 0.23, вероятность 0.63). Конкордантное значение возраста совпадает с возрастом, определяемым верхним пересечением дискордии, рассчитанным для всех исследованных фракций и составляющим 519 ± 4 млн лет (СКВО = 0.06, нижнее пересечение близко к нулю). Акцессорный циркон представлен прозрачными, полупрозрачными и замутненными идиоморфными, реже субидиоморфными кристаллами желтовато-розового, розового цвета, облик которых меняется от длиннопризматического до короткопризматического и определяется сочетанием граней {100}, {110} призмы и {111}, {101} дипирамиды. Для внутреннего строения характерно наличие тонкой



магматической зональности, большого количества твердых минеральных и газовой-жидких включений, в полупрозрачных кристаллах наблюдаются ядра обломочного облика без четких границ. Размер зерен циркона варьирует от 50 до 200 мкм, $K_{\text{удл.}} = 2.0-2.5$. Принимая во внимание морфологические особенности исследованного циркона, значение возраста 518 ± 2 млн лет может быть принято в качестве оценки возраста кристаллизации кварцевых диоритов.

Более масштабные геохронологические исследования гранитоидов Таннуольской зоны проведены С.Н. Рудневым с соавторами. Полученные ими датировки наиболее древних пород

Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектры (возрастной и Ca/K) роговой обманки из оливин-роговообманкового норита (обр. ТИ-126) Ирбитейского *габброидного* массива.

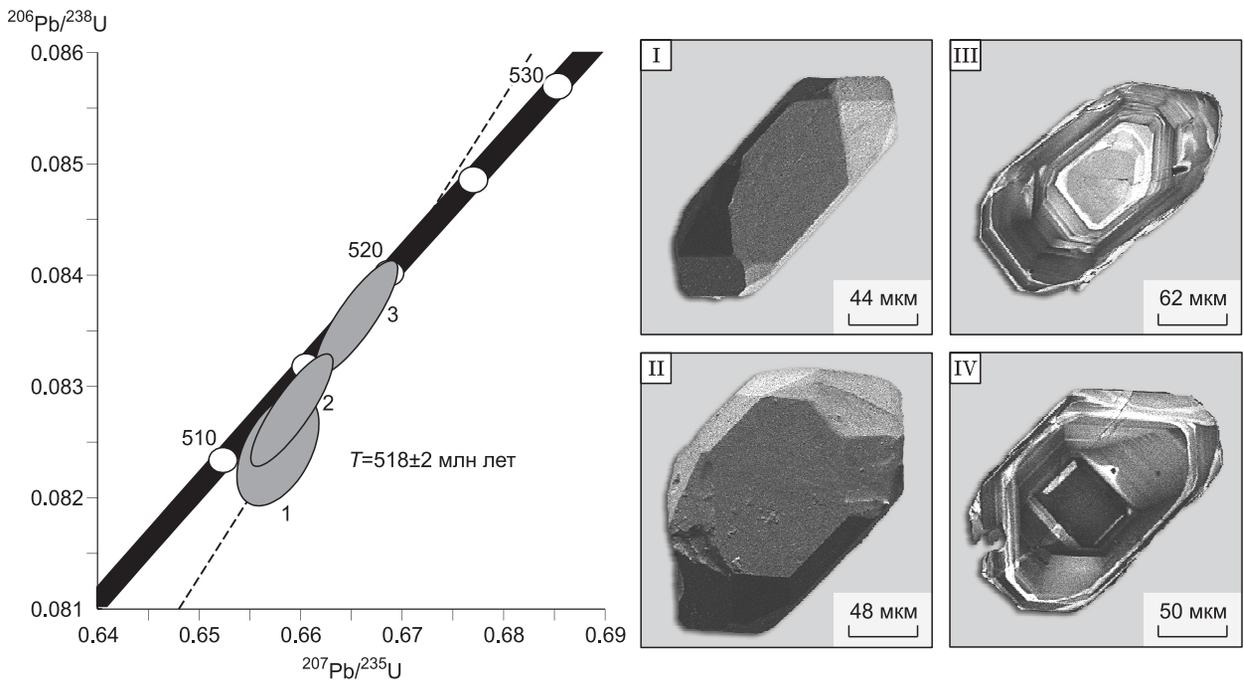


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из пр. Т-1 кварцевого диорита и микрофотографии кристаллов циркона.

Микрофотографии выполнены на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I, II — в режиме вторичных электронов; III, IV — в режиме катодоллюминесценции. Номера точек (1—3) соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

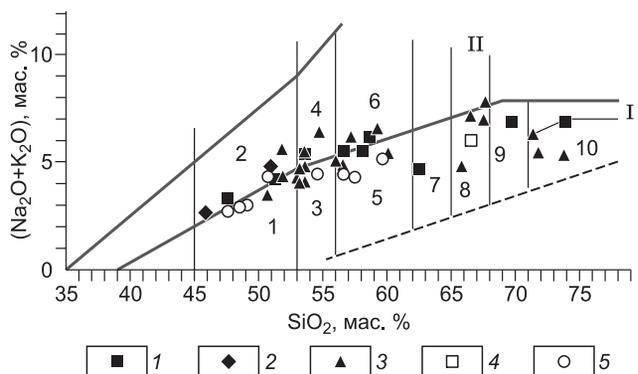
оказались аналогичными нашим данным: U-Pb методом по цирконам определен возраст толеитовых низкоглиноземистых плагиогранитов — 518 ± 2 млн лет и кварцевых диоритов известково-щелочной серии — 522 ± 4 млн лет [Руднев и др., 2008].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Эффузивы кадвойской и серлигской свит отличаются широкими вариациями содержаний SiO_2 48—77 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 2.6—7.5 мас. % (от базальтов до плагиориолитов), натровым уклоном пород (см. табл. 2, рис. 5), однотипной формой нормированных спектров распределения несовместимых элементов, в целом их слабофракционированным характером ($\text{Th}_{\text{pm}}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1.2\text{—}3.8$, $\text{La}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 1.1\text{—}2.0$, $\text{Tb}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 1.1\text{—}1.5$), а также отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti на спайдер-диаграмме (рис. 6, А). Содержания SiO_2 в эффузивах находятся в прямой зависимости от содержаний других главных петрогенных оксидов, высокозарядных элементов, Co, Ni, Sc, Ti, V, а значения отношений несовместимых элементов, например Nb/Yb, La/Nb, La/Yb, Zr/Y, практически не меняются при изменении содержания SiO_2 (рис. 7). Различий в изотопном составе Nd эффузивов разного состава и из разных свит (кадвойской и серлигской) не установлено. Для этих пород характерны высокие положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +6.4 до +8.4 (табл. 3), приближающиеся к таковым в деплетированной мантии соответствующего воз-

Рис. 5. Классификационная диаграмма SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для эффузивных и субвулканических пород Таннуольской зоны.

1 — эффузивы кадвойской свиты; 2 — дайки в кадвойской свиты; 3 — эффузивы серлигской свиты; 4 — тоналит-порфир ТК-209; 5 — магматиты санаштыгского уровня. Поля составов пород, по [Петрография..., 2001]: 1 — базальты, 2 — трахибазальты, 3 — андезитобазальты, 4 — трахиандезитобазальты, 5 — андезиты, 6 — трахиандезиты, 7 — андезидациты, 8 — дациты, 9 — риодациты, 10 — плагиориолиты. Петрохимические серии: I — низкощелочные, II — умеренно-щелочные. Использованы данные табл. 1 и неопубликованные петрохимические анализы авторов.



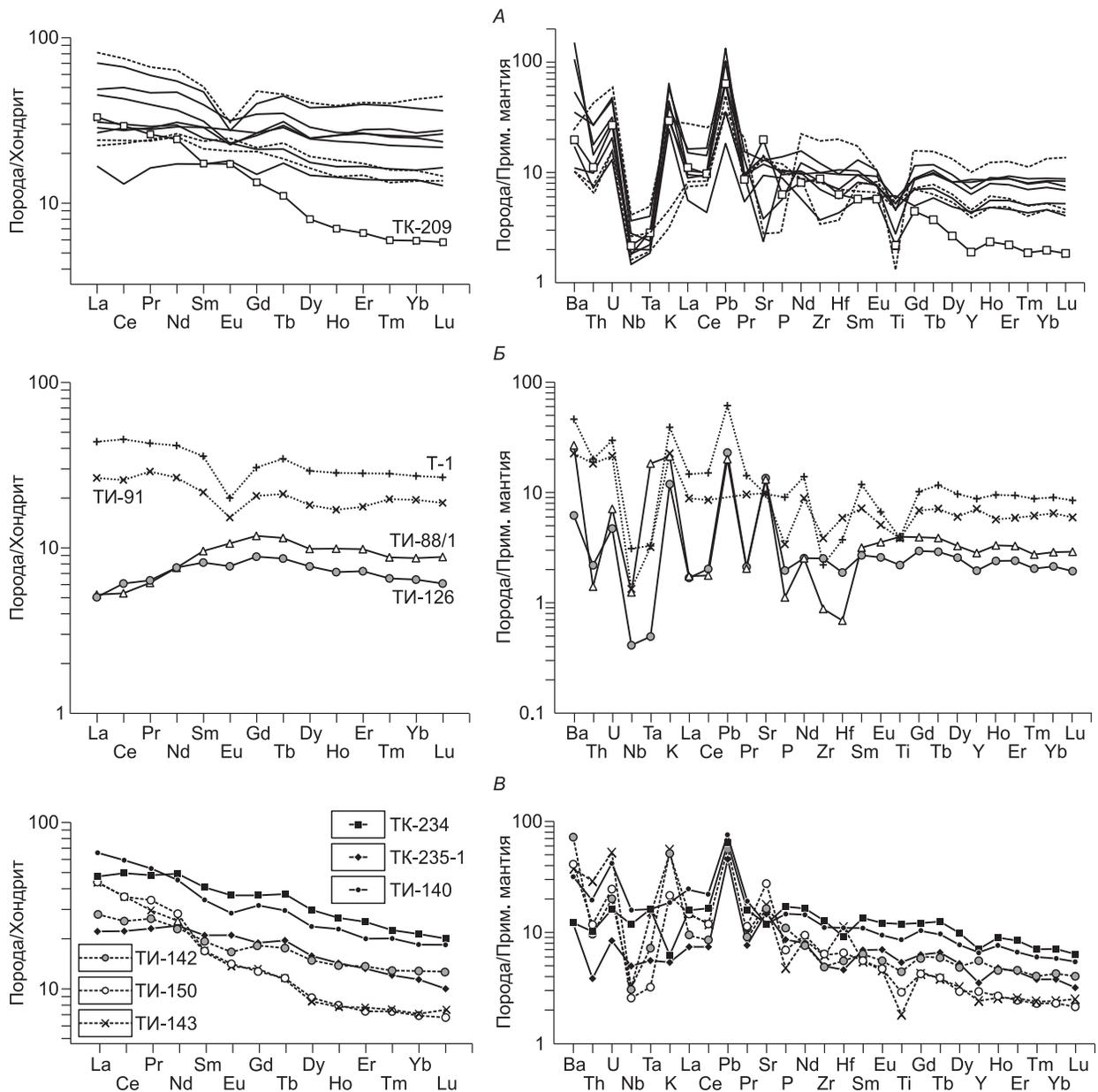


Рис. 6. Нормированные к хондриту и примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] спектры распределения редких элементов в магматических породах Таннуольской зоны.

А — эффузивы кадвойской (штриховые линии) и серлигской (сплошные линии) свит, тоналит-порфир адakitоподобного состава (обр. ТК-209). Б — габброиды Ирбитейского массива (ТИ-88/1, ТИ-126) и прорывающие их кварцевый диорит (Т-1) и кварцевый диорит с ксенолитами габбро (ТИ-91). В — магматиты санаштыгкольского уровня: островодужного типа (ТИ-142), адakitоподобные (ТИ-150, ТИ-143) и «внутриплитного» типа (ТК-234, ТК-235/1, ТИ-140).

раста (рис. 8). По геохимическим и изотопным данным, эффузивы кадвойской и серлигской свит можно сопоставлять с дифференцированными вулканитами надсубдукционной геодинамической обстановки.

Тоналит-порфиры (обр. ТК-209) по своему геохимическому составу резко отличаются от вышеописанных эффузивов (см. рис. 6, А, 7, Г). Для обр. ТК-209 характерно умеренно фракционированное распределение несовместимых элементов ($Th_{pm}/Yb_{pm} = 5.7$), отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti на спайдер-диаграмме (см. рис. 6, А), относительно низкая магнезиальность $Mg\# = 0.43$, а также $\epsilon_{Nd}(T) = +7.0$ (см. табл. 1, 3). Повышенное содержание $Sr = 436$ г/т, низкие концентрации $Y = 8.9$ и $Yb = 0.99$ г/т и повышенные значения отношений $La_{ch}/Yb_{ch} = 5.6$ и $Sr/Y = 49$ позволяют предполагать адakitоподобную природу этой породы [Defant, Drummond, 1990; Castillo, 2006].

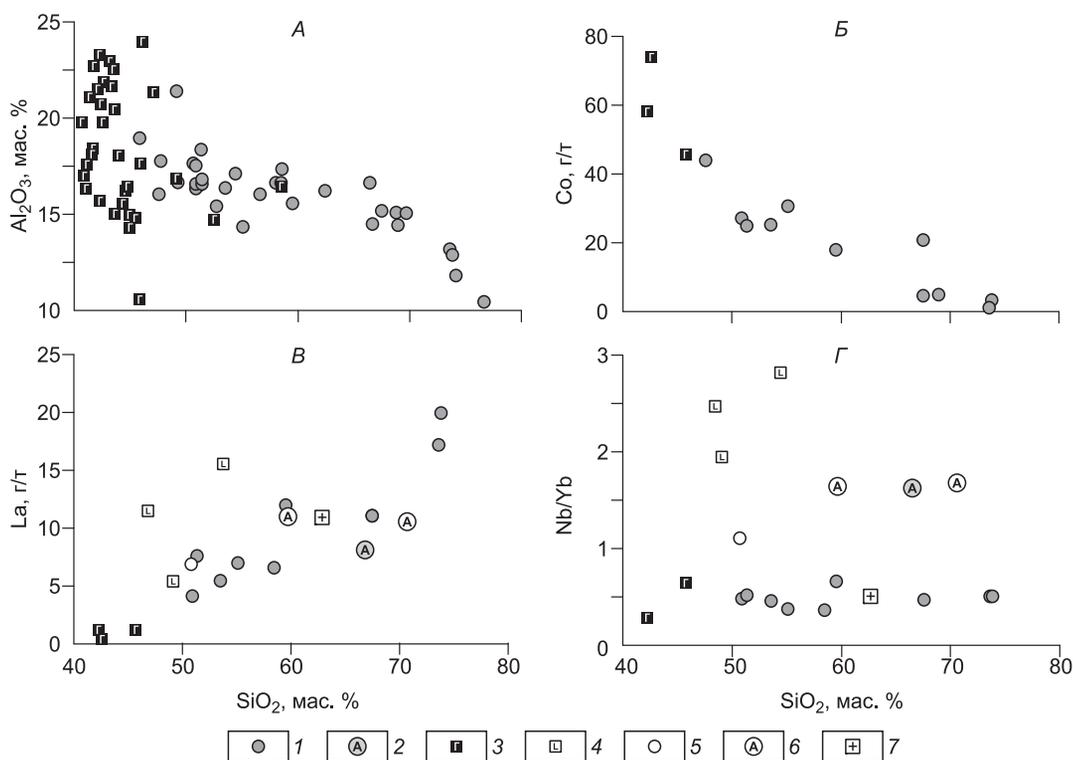


Рис. 7. Бинарные диаграммы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3$, — Co, — La, — Nb/Yb для магматических пород Танну-ольской зоны.

1 — островодужные эффузивы кадвойской и серлигской свит; 2 — тоналит-порфир адakitоподобного состава (обр. ТК-209); 3 — островодужные габброиды Ирбитейского массива; 4—6 — магматиты санаштыкгольского уровня: 4 — «внутриплитного» типа (обр. ТК-234, ТК-235-1, ТИ-140), 5 — островодужного типа (обр. ТИ-142), 6 — адakitоподобные (обр. ТИ-150, ТИ-143); 7 — кварцевые диориты диорит-тоналит-плаггиогранитной ассоциации (обр. Т-1). Используются данные табл. 1 и неопубликованные петрохимические анализы авторов.

В серлигской свите выявлен эффузив риолита с не типичным для серлигской или кадвойской свиты петрогеохимическим составом (обр. ТК-227, см. табл. 1). Порода имеет порфировую структуру с кислым плагиоклазом в порфировых выделениях, микрофельзитовую и микропойкилитовую основную массу кварц-альбитового состава. Она характеризуется относительно низкими содержаниями Nb, Ta, Sr, Ti и Y, деплетированностью легких и средних РЗЭ по отношению к тяжелым ($\text{La}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 0.6$, $\text{Tb}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 0.8$). Пока трудно судить об условиях генезиса этой породы, поэтому далее этот образец не рассматривается. Однако отметим, что, по нашим неопубликованным данным, в осадочно-вулканогенной толще соседней Ондумской зоны преобладают низкощелочные риолиты с близким к обр. ТК-227 геохимическим составом.

Габброиды Ирбитейского массива отличаются высокими в целом содержаниями Al_2O_3 (см. рис. 7, А), низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и низким суммарным количеством редкоземельных элементов (РЗЭ) — 4.4—20.4 г/т (см. табл. 1). Для габброидов характерны выпуклые спектры РЗЭ, обусловленные относительной обогащенностью средних РЗЭ по сравнению с легкими и тяжелыми РЗЭ: $\text{La}_{\text{ch}}/\text{Sm}_{\text{ch}} = 0.5\text{—}1.0$, $\text{Gd}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 1.3\text{—}1.4$, $\text{La}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 0.6\text{—}1.0$, повышенные содержания крупноионных литофилов относительно высокозарядных элементов ($\text{Ba}_{\text{pm}}/\text{La}_{\text{pm}} = 3.7\text{—}15.4$), отрицательная Nb и положительная Pb и Sr аномалии на нормированных к примитивной мантии спектрах и $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +7.8$ (см. табл. 1, 3, рис. 6, Б). В целом габброиды характеризуются типичными для надсубдукционных образований геохимическими особенностями, к тому же их возраст 539 ± 6 млн лет соответствует периоду активного проявления субдукционных процессов в ЦАСП [Ярмолюк и др., 2003; и др.].

Магматиты санаштыкгольского уровня. Породы характеризуются широкими вариациями содержаний (мас.%) SiO_2 — 48.5—70.6, TiO_2 — 0.7—2.8, K_2O — 0.2—1.6. По геохимическому составу они разделяются на три группы.

Первая группа представлена базальтами Ирбитейского участка (обр. ТИ-142). Данный образец характеризуется умеренными содержаниями TiO_2 (1.00 мас.%) и MgO (5.13 мас.%), умеренно фракциони-

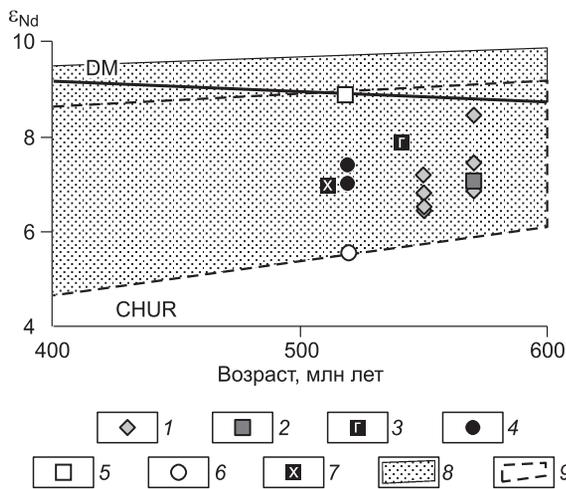


Рис. 8. Диаграмма ϵ_{Nd} —возраст для магматических пород Таннуольской зоны.

1 — островодужные эффузивы кадвойской и серлигской свит; 2 — адakitоподобный гранодиорит-порфир ТК-209; 3 — габбро ТИ-126; 4—6 — магматиты санаштыгольского уровня: 4 — «внутриплитного» типа (обр. ТК-234, ТИ-140), 5 — адakitоподобный кварцевый микродиорит (обр. ТИ-150), 6 — островодужного типа (обр. ТИ-142), 7 — кварцевый диорит (обр. Т-1); 8 — поле эволюции изотопного состава Nd для вулканитов Озерной зоны Западной Монголии [Коваленко и др., 2003]; 9 — поле эволюции изотопного состава Nd пород Таннуольской зоны.

спайдер-диаграмме (см. рис. 6, B) и относительно пониженным положительным значением $\epsilon_{Nd}(T) = +5.5$ (см. табл. 3). По данным разных дискриминационных диаграмм (например, $FeO^*/MgO—TiO_2$ [Glassley, 1974], $MnO—10—TiO_2—P_2O_5 \cdot 10$ [Mullen, 1983], $La/10—Y/15—Nb/15$ [Cabanis, Lecolle, 1989], $Nb/Th—Zr/Nb$ [Condie, 2005]), точка состава обр. ТИ-142 соответствует островодужным базальтам. Образец ТИ-142 по сравнению с базальтами кадвойской и серлигской свит характеризуется пониженным значением $\epsilon_{Nd}(T) = +5.5$ (см. табл. 3).

Вторая группа представлена кварцевым микродиоритом (обр. ТИ-150), слагающим силл на Ирбитейском участке. Эта порода отличается фракционированным распределением несовместимых элементов ($Th_{pm}/Yb_{pm} = 5.1$, $Ba_{pm}/La_{pm} = 2.8$, $La_{ch}/Yb_{ch} = 6.3$, $Gd_{ch}/Yb_{ch} = 1.8$), отчетливым Nb-Ta-Ti минимумом на спайдер-диаграмме (см. рис. 6, B), высоким значением параметра $\epsilon_{Nd}(T) = +9.0$ (см. табл. 3). Кроме этого, для данного образца характерны повышенные содержания $Sr = 606$ г/т и пониженные — $Y = 14$ г/т ($Sr/Y = 43$), что наряду с повышенным значением La_{ch}/Yb_{ch} сближает эту породу (как и обр. ТК-209) если не с адакитами, то, по меньшей мере, с адakitоподобными породами. Кроме того, мы изучили образец туфа ирбитейской свиты с обломками кварцевого и андезитового состава ТИ-143, который по геохимическому составу оказался аналогичным обр. ТИ-150 (см. табл. 1, рис. 6, B). Это свидетельствует в пользу синхронного формирования силлов кварцевых микродиоритов и ирбитейской свиты.

Третью группу составляют базальты и долериты Кадвойского участка (обр. ТК-235-1, ТК-234) и кварцевые микродиориты Ирбитейского участка (обр. ТИ-140) (см. табл. 1). Базиты Кадвойского участ-

рованным распределением несовместимых элементов ($Th_{pm}/Yb_{pm} = 2.3$, $Ba_{pm}/La_{pm} = 7.7$) при слабофракционированном распределении РЗЭ ($La_{ch}/Yb_{ch} = 2.2$, $Gd_{ch}/Yb_{ch} = 1.4$), отрицательной Nb-Ta-Ti аномалией на

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для магматических пород Таннуольской зоны

№ образца	Возраст, млн лет	Sm		Nd		$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm\sigma$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$
		мкг/г								
ТК-205	570	3.55	11.92	0.1800	0.513008	32	7.2	8.4		
ТК-207	570	2.98	10.56	0.1705	0.512920	21	5.5	7.4		
ТК-206	570	6.47	25.23	0.1551	0.512810	18	3.4	6.4		
ТК-209	570	2.42	10.64	0.1374	0.512777	22	2.7	7.0		
Т-12*	540	2.76	8.83	0.1892	0.512940	10	5.9	6.4		
Т-7*	540	4.81	15.16	0.1917	0.513004	4	7.1	7.5		
Т-9*	540	5.51	20.10	0.1656	0.512874	8	4.6	6.8		
Т-3*	540	7.06	25.49	0.1674	0.512859	3	4.3	6.3		
ТИ-126	539	1.36	3.90	0.2111	0.513088	22	8.8	7.8		
ТИ-142	520	3.31	11.31	0.1769	0.512852	9	4.2	5.5		
ТИ-150	520	2.89	13.39	0.1304	0.512874	6	4.6	9.0		
ТК-234	520	5.94	21.67	0.1657	0.512885	23	4.8	6.9		
ТК-140	520	5.29	21.35	0.1497	0.512862	7	4.4	7.5		
Т-1*	518	6.23	22.10	0.1703	0.512900	7	5.1	6.9		

* Sm-Nd изотопные данные получены в Геологическом институте Кольского научного центра (Апатиты) и Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург).

ка характеризуются сравнительно повышенными содержаниями TiO_2 (1.3—2.8 мас.%), MgO (6.04—6.80 мас.%), Nb (3.7—8.7 г/т), слабофракционированным характером распределения несовместимых элементов ($\text{Th}_{\text{pm}}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 1.0\text{—}1.4$, $\text{La}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 1.9\text{—}2.2$), относительно пониженными содержаниями крупноионных литофилов по сравнению с высокочargedными элементами ($\text{Ba}_{\text{pm}}/\text{La}_{\text{pm}} = 0.8\text{—}1.6$), повышенным значением отношения $\text{Gd}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 1.7$, высоким максимумом Pb и отсутствием Nb-Ta аномалии на спайдер-диаграмме (см. рис. 6, *B*). Кварцевый микродиорит ТИ-140 Ирбитейского участка отличается от кадвойских базитов повышенным содержанием $\text{Nb} = 11.6$ г/т, более фракционированным характером распределения несовместимых элементов ($\text{Th}_{\text{pm}}/\text{Yb}_{\text{pm}} = 3.3$, $\text{La}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 3.5$); по остальным геохимическим и Nd изотопным параметрам он аналогичен кадвойским базитам (см. табл. 1, 3, рис. 6, *B*). По параметру $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, равному +6.9...+7.5, магматические породы третьей группы не отличаются от эффузивов кадвойской и серлигской свит (см. табл. 3). На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов изученных образцов ложатся в поля разных типовых геодинамических обстановок: $\text{FeO}^*/\text{MgO}\text{—}\text{TiO}_2$ [Glassley, 1974] — базальтов срединно-океанических хребтов (COX), $\text{MnO}\cdot 10\text{—}\text{TiO}_2\text{—}\text{P}_2\text{O}_5\cdot 10$ [Mullen, 1983] — базальтов COX + толеитов островных дуг, $\text{La}/10\text{—}\text{Y}/15\text{—}\text{Nb}/15$ [Cabanis, Lecolle, 1989] — континентальных базальтов и $\text{Nb}/\text{Th}\text{—}\text{Zr}/\text{Nb}$ [Condie, 2005] — базальтов океанических плато. Данные дискриминационных диаграмм не соответствуют геологической позиции пород, поскольку особенности состава вмещающей их осадочно-вулканогенной ирбитейской свиты исключают накопление свиты в перечисленных геодинамических обстановках. Тем не менее по геохимическому составу породы этой группы относятся к внутриплитному геохимическому типу. Далее они выделяются под условным названием «внутриплитные» магматиты.

Кварцевые диориты диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации, прорывающие Ирбитейский габброидный массив, характеризуются небольшим преобладанием крупноионных литофилов над высокочargedными элементами ($\text{Ba}_{\text{pm}}/\text{La}_{\text{pm}} = 3.2$), легких и средних РЗЭ над тяжелыми РЗЭ ($\text{La}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 1.6$, $\text{Gd}_{\text{ch}}/\text{Yb}_{\text{ch}} = 1.1$), отчетливым Ta-Nb и Zr-Hf минимумом и Pb максимумом (см. рис. 6, *B*), а также высокой положительной величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.9$ (см. табл. 3). По этим параметрам кварцевые диориты относятся к островодужному геохимическому типу.

На диаграмме ϵ_{Nd} —возраст (см. рис. 8) поздневендско-раннекембрийские магматические породы Таннуольской зоны находятся в поле развития раннекаледонской ювенильной коры Озерной зоны Западной Монголии, что является типичным для раннекаледонской изотопной провинции ЦАСП [Коваленко и др., 1996а,б, 2003; Kovalenko et al., 2004].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические и Nd изотопные особенности *эффузивов кадвойской и серлигской свит*, в частности, однотипная форма спектров на спайдер-диаграмме с отчетливыми отрицательными аномалиями Ta , Nb , Ti (см. рис. 6, *A*), закономерности распределения несовместимых элементов и их отношений, а также высокие положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +6.4\text{—}+8.4$ (см. табл. 3, рис. 8), могут указывать на следующее: а) формирование исходных расплавов эффузивов было связано с процессами частичного плавления надсубдукционных мантийных источников при небольшой добавке древнего корового материала, поступавшего в зону субдукции, б) при формировании спектра пород от базальтов до плагииориолитов ведущую роль играли процессы кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в промежуточных камерах. В пользу последнего свидетельствуют также особенности состава габброидов.

Габброиды Ирбитейского массива могут представлять собой кумуляты базальтовой магмы, закристаллизованные в малоглубинной промежуточной камере. Габброиды по сравнению с эффузивами кадвойской и серлигской свит имеют более высокому магнезиальность, более высокие содержания несовместимых и более низкие — несовместимых элементов (см. табл. 1, рис. 7) и в то же время аналогичное с ними значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (см. табл. 3). Эти габброиды, скорее всего, являются аналогами островодужных расслоенных габброидов хиргиснурского комплекса Озерной зоны Западной Монголии с возрастом около 531 млн лет, которые, как полагают, представляют собой плутонические комагматы раннекембрийских высокоглиноземистых базальтов Озерной зоны [Хаин и др., 1995; Изох и др., 1998].

Имеющиеся данные не позволяют интерпретировать состав обр. ТК-209 *тоналит-порфира* и оценить геодинамические условия, при которых стало возможным образование этой породы. Данный тоналит-порфир имеет лишь определенные геохимические признаки сходства с адакитами [Defant, Drummond, 1990], точнее, с высококремнистыми низкомагнезиальными адакитами, формирующимися из слэбовых расплавов в отличие от низкокремнистых высокомагнезиальных адакитов, источники магм которых образуются при плавлении модифицированных слэбовыми расплавами перидотитов мантийного клина [Martin et al., 2005].

Магматиты санаштыггольского уровня. По геохимическому составу базальты первой группы (обр. ТИ-142) относятся к островодужному типу, при этом характерное для них пониженное значение

$\epsilon_{Nd}(T) = +5.5$ по сравнению с эффузивами кадвойской и серлигской свит может быть связано с большей добавкой в зону субдукции рифейских осадков Тувино-Монгольского массива. В то же время они не являются доминирующей группой в составе магматитов санаштыкгольского возраста, эти породы имеют тесную пространственную и временную связь с другими группами пород, различающимися по геохимическому и Nd изотопному составу. Такое сочетание вряд ли возможно в типичной островодужной геодинамической обстановке со стационарным режимом субдукции.

Интерпретация полученных данных по адакитоподобным породам (вторая группа) носит противоречивый характер и пока не позволяет оценить конкретные условия их формирования. Имеющиеся данные указывают лишь на то, что рассматриваемые породы формировались из ювенильного мантийного источника, поскольку они характеризуются наиболее высоким среди изученных образцов положительным значением $\epsilon_{Nd}(T) = +9.0$ (обр. ТИ-150, см. табл. 3), соответствующим значению деплетированной мантии данного возраста (см. рис. 8).

Следует подчеркнуть, что «внутриплитные» магматиты (третья группа) слагают как субвулканические (силлы), так и эффузивные тела, переслаивающиеся с лавами островодужных базальтов (первая группа), силлами адакитоподобных кварцевых микродиоритов (вторая группа) и горизонтами известняков с фауной середины — второй половины раннего кембрия.

Кварцевые диориты диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации имеют островодужные характеристики, что, очевидно, вызвано присутствием в их источнике пород островодужного генезиса. Возраст диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации (около 520 млн лет) свидетельствует о синхронности их образования с магматитами санаштыкгольского уровня.

Таким образом, не только все три группы магматитов санаштыкгольского возраста, но и диорит-тоналит-плагиигранитная ассоциация Таннуольской зоны имеют тесную пространственную и временную связь. Все эти породы были сформированы во второй половине раннего кембрия после тектонического события, приведшего к тектоническим дислокациям островодужной толщи Таннуольской зоны. Ирбитейская свита (вещающая магматиты санаштыкгольского возраста) и ее аналоги перекрывают не только островодужные (Таннуольская, Ондумская, Хамсаринская зоны), но и задуговые (Каахемская, Улугуйская, Восточно-Тувинская зоны), океанические (Агардагская зона) и метаморфические (Сангиленская зона) образования, причем это перекрытие, за исключением Сангиленской зоны, представлено в виде структурного либо стратиграфического несогласия. Это могло быть следствием аккреции данных образований до начала накопления ирбитейской свиты и ее аналогов. Начальный период аккреционных процессов на фоне продолжавшейся субдукции в разных зонах проявился по-разному. В Таннуольской зоне они вначале привели к формированию на рубеже венда и кембрия стратиграфического несогласия между кадвойской и серлигской свитами, а затем, в середине раннего кембрия, к формированию структурного несогласия этих свит с вышележащей ирбитейской свитой. В структурах Сангиленской зоны Тувино-Монгольского массива, начиная с рубежа венда и кембрия и примерно до середины раннего кембрия, был проявлен региональный метаморфизм повышенных давлений и формирование анатектических гранитоидов с возрастом около 536 млн лет и интрузий тоналитов ортоадырского комплекса с возрастом около 521 млн лет [Козаков и др., 2001].

Таким образом, в Таннуольской зоне представлен собственно островодужный комплекс пород, в том числе верхневендская кадвойская свита и адакитоподобные тоналит-порфиры, и аккреционно-субдукционный комплекс, включающий нижнекембрийскую серлигскую свиту и габброиды. О времени заложения островной дуги можно судить по возрасту островодужных плагиигранитов в соседней Ондумской зоне (~563 млн лет) [Руднев и др., 2006], интродуцированных в ондумскую свиту, которая является фациальным аналогом островодужной толщи Таннуольской зоны [Пинус, 1961; Геология..., 1966; Геологическая..., 1983; Берзин, Кунгурцев, 1996]. Это согласуется с моделью ранних стадий становления Палеоазиатского океана, согласно которой около 570 млн лет назад в пределах палеоокеана стали повсеместно формироваться примитивные островные дуги [Ярмолюк и др., 2006]. Возраст серлигской свиты и возраст перекрывающей ее ирбитейской свиты указывают на то, что формирование аккреционно-субдукционного комплекса пород Таннуольской зоны происходило в течение первой половины раннего кембрия.

В течение второй половины раннего кембрия, т.е. до начала главной эпохи аккреционных процессов в данном сегменте ЦАСП [Гоникберг, 1999; Козаков и др., 2001; Ярмолюк и др., 2003], шло накопление ирбитейской свиты и ее аналогов. Судя по осадочно-вулканогенному типу разреза ирбитейской свиты, Таннуольская и другие островодужные и океанические зоны, в отличие от Сангиленской зоны с амагматичным типом разреза, во второй половине раннего кембрия представляли собой активную континентальную окраину. Как показывают наши данные, на этой окраине шло формирование разнотипных магматических пород, в том числе островодужного и внутриплитного геохимического типа. Однако, процесс субдукции к этому времени существенно замедлился либо вовсе прекратился, поскольку при стационарном режиме субдукции вряд ли возможно формирование столь разнотипных магматических

пород. Примеры из кайнозойских островодужных систем, в частности, Курило-Камчатской, показывают широкие вариации условий магмогенерации в зонах прекращения субдукции с формированием вулканитов с типичными островодужными и внутриплитными геохимическими характеристиками, а в определенных условиях также пород адакитового типа [Авдейко и др., 2006].

Поскольку в Таннуольской зоне «внутриплитный» эффузивный и субвулканический магматизм прекратился одновременно с вулканизмом островодужного типа, то вряд ли здесь имело место влияние мантийного плюма. Формирование во второй половине раннего кембрия базальтов с островодужными характеристиками можно связать с плавлением перидотитов мантийного клина в результате дегидратации субдуцированной океанической коры. Формирование «внутриплитных» магматитов и диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации связано, вероятно, с моделью «slab-window», которая обеспечила высокий тепловой поток и плавление соответственно мантийных и нижнекоровых пород. При этом наличие кварцевых микродиоритов с внутриплитными характеристиками может указывать на смешение мантийных и нижнекоровых расплавов. Изучение генезиса адакитоподобных пород Таннуольской зоны является предметом дальнейших исследований. К тому же, как показал П. Кастилло, образование пород с составом адакитов возможно в разных условиях [Castillo, 2006].

ВЫВОДЫ

В Таннуольской зоне представлены островодужный (кадвойская свита и адакитоподобные породы позднего венда) и аккреционно-островодужный (серлигская свита и габброиды первой половины раннего кембрия) комплексы. Магматические породы кадвойской и серлигской свит, а также габброиды сформированы из расплавов, возникших в надсубдукционной обстановке при плавлении перидотитов мантийного клина.

Островная дуга, фрагмент которой представлен в Таннуольской зоне, была образована предположительно 570 млн лет назад и прекратила свое существование как самостоятельная структура на рубеже венда и кембрия, хотя процесс субдукции продолжался до середины раннего кембрия. Синхронные проявления тектоники на рубеже венда и кембрия в островодужных СВК Таннуольской зоны и метаморфических СВК Тувино-Монгольского массива указывают на то, что именно с этого времени могла начаться аккреция островодужных, задуговых, океанических и метаморфических СВК данного сегмента ЦАСП, которые к середине раннего кембрия были перекрыты ирбитейской свитой и ее аналогами, т.е. к этому времени эти СВК были тектонически сочленены.

С середины и до конца раннего кембрия, т.е. до начала главной эпохи аккреционных процессов в данном сегменте ЦАСП, Таннуольская зона представляла собой активную континентальную окраину, на которой шло формирование базальтов с островодужными характеристиками, кварцевых микродиоритов адакитоподобного состава, базальтов, долеритов и кварцевых микродиоритов внутриплитного геохимического типа, а также диорит-тоналит-плагиигранитной ассоциации островодужного геохимического типа. Пространственно-временная сопряженность разнотипных проявлений магматизма в обстановке активной окраины может быть объяснена с помощью модели «slab-window».

Авторы выражают искреннюю благодарность В.А. Попову, А.М. Сугораковой, Ч.К. Ойдуп за помощь в проведении экспедиционных работ, А.Э. Изоху за критические замечания и ценные советы после прочтения им рукописи статьи, а также Т.Б. Баяновой, С.Н. Дьякову, И.В. Николаевой, С.В. Палесскому, Е.В. Смирновой, А.Л. Финкельштейну, О.Г. Шерстенниковой за помощь в аналитических исследованиях.

Работа проведена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00601, 07-05-92001, 08-05-00733, 08-05-98048, 10-05-00444).

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // *Петрология*, 2006, т. 14, № 3, с. 248—265.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // *Геология и геофизика*, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

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.

Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Журавлева И.Т., Пегель Т.В., Фефелов А.Ф. Стратиграфический объем нижнекембрийских отложений на северо-западной окраине нагорья Сангилен в Туве // *Кембрий Алтае-Саянской складчатой области*. М., Наука, 1980, с. 95—115.

Геологическая карта Тувинской АССР. М-б 1:500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1983.

Геология СССР. Тувинская АССР. Т. XXIX, часть I. М., Недра, 1966, 460 с.

Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // *Геология и геофизика*, 1992 (11), с. 26—34.

- Гоникберг В.Е.** Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника, 1999, № 3, с. 89—102.
- Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53.70
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В.** Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 952—967.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, кн. 1, 326 с.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А.** Высокотемпературные расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б.** Источники фанерозойских гранитоидов Центральной Азии: Sm-Nd изотопные данные // Геохимия, 1996а, № 8, с. 699—712.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Sm-Nd изотопные провинции земной коры Центральной Азии // Докл. РАН, 1996б, т. 348, № 2, с. 220—222.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1280—1293.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугорокова А.М.** Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22—43.
- Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В.** Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде—кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (7), с. 1042—1051.
- Лукашев Г.Н., Антонова О.И.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-Х. М., ГНТИ, 1961, 113 с.
- Монгуш А.А., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Лебедев В.И., Попов В.А., Ойдул Ч.К., Козаков И.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.** Раннекембрийская вулканоплутоническая ассоциация основного—среднего состава Восточного Танну-Ола (Тува): геология, геодинамическая позиция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 4. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, в 2 т., т. 2, с. 41—44.
- Монгуш А.А., Дружкова Е.К., Лебедев В.И.** Особенности состава пород Ирбитейского габброидного массива (Восточный Танну-Ола, Тува) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Материалы международной конференции 20—25 августа 2007 г. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2007, с. 205—210.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
- Петрография** и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород // Под ред. В.С. Попова, О.А. Богатикова. М., Логос, 2001, 768 с.
- Пинус Г.В.** Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961, 120 с.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибилова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б.** Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3—33.
- Руднев С.Н., Дистанова А.Н., Лебедев В.И., Сугорокова А.М., Бабин Г.А., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Ларионов А.Н.** Возраст, состав и геодинамические условия формирования гранитоидов Восточно-Таннуольского батолита (Тува) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 6. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2008, в 2 т., т. 2, с. 68—70.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*, 2009, т. 11, с. 1181—1199.

Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // *Докл. РАН*, 1995, т. 341, № 6, с. 791—796.

Шенгёр А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35 (7—8), с. 41—58.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. РАН*, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Докл. РАН*, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10—Y/15—Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // *C.R. Acad. Sci. Ser.*, 1989, v. 2, p. 2023—2029.

Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // *Chinese Sci. Bull.*, 2006, v. 51, № 3, p. 257—268.

Condie Kent C. High field element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 491—504.

Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*, 1990, v. 347, p. 662—665.

Glassley W. Geochemistry and tectonics of Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, p. 785—794.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 605—627.

Martin H., Smithes R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implication for crustal evolution // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 1—24.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 62, p. 53—62.

Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogenesis, and tectonics of Northeast Asia / Eds. W.J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior // U.S. Geological Survey, 1999. (CD).

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—346.

*Рекомендована к печати 31 августа 2010 г.
А.Э. Изохом*

*Поступила в редакцию 2 декабря 2009 г.,
после доработки — 1 июля 2010 г.*