УДК 553.411 (571.61)

Стриха Василий Егорович

Амурский государственный университет,

г. Благовещенск, Россия

E-mail: vestrikha@mail.ru**Strikha Vasily Egorovich**

Amur State University,

Blagoveshchensk, Russia

E-mail: vestrikha@mail.ru**ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АНЮЙСКОГО СЕГМЕНТА
ЧУКОТСКОГО ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)****LATERAL ZONALITY OF THE ANYUI SEGMENT OF THE CHUKCHI PLUTONIC BELT
(WESTERN CHUKOTKA)**

Аннотация. Раннемеловые гранитоиды Анюйского сегмента Чукотского плутонического пояса представлены габбро-гранитовой, монцодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой ассоциациями. Для пород габбро-гранитовой и монзонит-гранитовой ассоциаций по отношению к примитивной мантии установлено обогащение Cs, Rb, K, при обеднении Nb, Hf, Ti. Гранитоиды гранит-лейкогранитовой ассоциации характеризуются наиболее контрастными соотношениями обогащенных и обедненных элементов, с глубокими минимумами Ba, Nb, Sr, P, Ti на фоне высоких содержаний Cs, Rb, K, Th, U, а также отсутствием минимума Hf. Наряду с латеральной зональностью, размещение гранитоидов по отношению к юго-западной границе Анюйского террейна позволяет предполагать субдукционную природу формирования золотоносных габбро-гранитовой и монзонит-гранитовой ассоциаций в условиях активной континентальной окраины, возникшей в юго-западной части Чукотского террейна в раннемеловое время в связи с субдукцией океанической коры Южно-Анюйского палеоокеана.

Abstract. Early Cretaceous granitoids of the Anyui segment of the Chukchi plutonic belt are represented by associations: gabbro-granite, monzodiorite-granite and granite-leucogranite. For the rocks of gabbro-granite and monzonite-granite associations with respect to the primitive mantle, enrichment of Cs, Rb, K was established, with depletion of Nb, Hf, Ti. Granitoids of the granite-leucogranite association are characterized by the most contrasting ratios of enriched and depleted elements, with deep lows of Ba, Nb, Sr, P, Ti against the background of high Cs, Rb, K, Th, U, as well as the absence of a minimum of Hf. Along with the presence of lateral zonality in the placement of granitoids in relation to the southwestern border of the Anyuy Terrain, these data suggest the subductive nature of the formation of gold-bearing gabbro-granite and monzonite-granite associations in the conditions of an active continental margin that arose in the southwestern part of the Chukchi Terrain in Early Cretaceous time due to subduction.

Ключевые слова: Анюйский сегмент, Чукотский плутонический пояс, ранний мел, гранитоиды, геохимия, латеральная зональность, субдукция, активная континентальная окраина.

Key words: Anyui segment, Chukchi plutonic belt, early chalk, granitoids, geochemistry, lateral zonality, subduction, active continental margin.

Введение

Аньюйская плутоническая зона северо-западной ориентации, протягивающаяся от верхнего течения р. Малый Анюй до низовьев р. Колыма, является западным сегментом Чукотского плутонического пояса позднеюрско-мелового возраста [1] (рис. 1).

Рис. 1. Схема геологического строения и размещения позднемезозойских интрузивных образований западной части Чукотского террейна:

1 – четвертичные отложения; 2 – верхнемеловые вулканогенные образования среднего и основного состава; 3 – верхнеюрско-раннемеловые вулканогенные образования преимущественно среднего состава; 4 – верхнеюрско-раннемеловые флишеидные и грубообломочные терригенные отложения; 5 – верхнетриасовые флишеидные терригенные отложения; 6 – верхнетриасовые граувако-аргиллитовые отложения; 7 – нижнетриасовые вулканогенно-кремнистые отложения; 8 – верхнедевонские-нижнекарбоновые карбонатно-терригенные отложения; 9 – раннемеловая-? гранит-лейкогранитовая ассоциация; 10 – раннемеловая гранодиорит-гранитовая ассоциация; 11 – раннемеловая тоналит-гранитовая ассоциация; 12 – позднетриасовые габбро-диабазы; 13 – геологические границы, разрывные нарушения; 14 – позднемезозойские вулканогенно-осадочные образования Южно-Аньюйского террейна (ЮА); 15 – кроющие меловые вулканогенно-плутонические образования Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП); 16 – проявления и месторождения золота (Au), олова (Sn). Буквами обозначены массивы: А – Аньюйская зона; Ч – Чаунская зона; Р – Раучуанская впадина. Цифрами обозначены массивы: 1 – Лево-Сухарнинский; 2 – Право-Сухарнинский; 3 – Ичаткинский; 4 – Тымкивеевский; 5 – Большой Баранов; 6 – Восточненский; 7 – Коневеамский; 8 – Лево-Канелывеевский; 9 – Аттыквеевский; 10 – Люпвеевский; 11 – Эргувеевский; 12 – Раздельнинский; 13 – Пырканайский; 14 – г. Эломбал; 15 – Соколино-Чуванейский; 16 – Двух Цирков; 17 – Илirianский.

Пояс расположен в пределах мезозойских и палеозойских терригенных и терригенно-карбонатных отложений Чукотского террейна – пассивной континентальной окраины палеозойско-раннемезозойского возраста. Состоит пояс из двух кулисообразно расположенных зон – Аньюйской и Чаунской, простирается в субширотном направлении до 700 км, при ширине зон до 200 км.

Вопрос о геодинамических условиях формирования пород дискуссионен. Ряд геологов, признавая в целом многофазность гранитоидных массивов и наличие различных по составу гранитоидных ассоциаций (групп), считает, что гранитоидные тела Аньюйской магматической зоны формировались в условиях активной континентальной окраины [2], коллизии [3], постколлизии [4-7].

Для решения вопроса о геодинамических условиях формирования позднемезозойских плутонических пород Анюйского сегмента Чукотского плутонического пояса было проведено изучение их геохимических особенностей.

Геологическое положение интрузивных массивов Анюйской плутонической зоны

Автором исследовались позднемезозойские интрузивные образования Анюйского плутонического пояса. Гранитоидные плутоны сосредоточены в основном в центральной части Анюйской складчатой зоны (рис. 1). Они характеризуются разнообразной объемной формой. Крупные массивы на северо-западе Анюйской зоны (Люпвеевского, Аттыкевского и др.) в пределах палеозойских поднятий обладают пластообразной формой. По особенностям их контактового воздействия на вмещающие породы с образованием пород амфиболитовой фации считается, что они были образованы в мезоабиссальных условиях. Менее глубинные гранитоиды центральных частей зоны, прорывающие осадочные породы анюйской серии триасово-юрского возраста, имеют форму штоков, часто с крупными контактами, падающими в сторону от массивов, причем для них характерно концентрически-зональное строение, с развитием в центральных частях гранитов и лейкогранитов, а в оторочках – гранодиоритов (Пырканайский, Раздельнинский массивы и др.).

В пределах впадин, выполненных песчаниковыми и эффузивными толщами мела и местами верхними ярусами юры, развиты силлы, лакколиты, интрузивные купола [8]. В строении полихронного Соколино-Чуванейского плутона, расположенного в юго-восточной части зоны, установлено сочетание штокообразных и пластовых тел габброидов с пластообразным батолитическим интрузивом тоналит-гранодиоритового состава и сложно построенного многоэтажного лополита гранитов [9]. В строении массивов преобладают гранитоиды известково-щелочного и умеренно-щелочного ряда. Породы среднего состава находятся в подчиненном количестве, редко отмечаются основные породы. По особенностям геологии, петрографического и петрохимического состава пород, по минералогии среди позднемезозойских интрузивных образований зоны выделены габбро-гранитовая, монцодиорит-гранитовая и гранит-лейкогранитовая ассоциации.

В размещении продуктов позднемезозойского интрузивного магматизма отмечается латеральная зональность, выражающаяся в развитии вдоль южной границы Анюйской зоны массивов габбро-гранитовой ассоциации с породами натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) – Лево-Сухарнинский, Тымкивемский, г. Эломбал, Соколино-Чуванейский и др. (рис. 1), в отличие от интрузивов монцодиорит-гранитовой (Право-Сухарнинский, Быстринский, Пырканайский и др.) и гранит-лейкогранитовой (Ичаткинский, Б.Баранов, Коневеамский, Лево-Лево-Канелывеевский и др.) ассоциаций, внутренних частей, в строении которых преобладают породы калиевого ряда.

На наличие латеральной зональности впервые обратил внимание М.Л. Гельман [8]. При этом и с натриевыми гранитоидами габбро-гранитовой ассоциации, и с калиевыми гранитоидами монцонит-гранитовой ассоциации пространственно и по времени связано оруденение малосульфидного золото-кварцевого типа, в отличие от биотитовых гранитов гранит-лейкогранитовой ассоциации, сопровождающихся оловянным и золото-редкометалльным оруденением.

Строение позднемезозойских гранитоидных плутонов золотоносных районов Анюйской складчатой зоны сложное, многофазное, редко отмечаются однофазные, а, как правило, полифазные массивы. Геологосъемочными работами в составе большинства массивов выделяется от двух до трех фаз, при этом для части из них предполагается участие в их строении пород разных интрузивных комплексов [9]. Так, в составе габбро-гранитовой ассоциации выделены следующие комплексы: габброидный (эбундакский), тоналит-гранодиоритовый (чуванейский) и гранитовый (тавремлянский). Большинство плутонов монцодиорит-гранитовой ассоциации также характеризуется многофазным строением, с незначительным развитием пород основного и среднего состава ранних фаз и

преобладанием биотит-роговообманковых гранитоидов главной фазы, в отличие от биотитовых гранитов и лейкогранитов повышенной щелочности гранит-лейкогранитовой ассоциации.

Геохимическая характеристика пород

Определение содержаний главных элементов в породах раннемеловых гранитоидных ассоциаций Анюйского террейна выполнено в Центральной лаборатории ПГО «Дальгеология» (г. Хабаровск) классическим силикатным методом. Содержания элементов-примесей, включая РЗЭ, определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в Хабаровском аналитическом центре Института геофизики и тектоники ДВО РАН, относительная погрешность определения не превышает 5%. Оценка точности и воспроизводства методик определения элементов осуществлялась с помощью внутренних и международных стандартов. Химический состав и содержания элементов-примесей для представительных образцов пород Анюйской зоны из коллекций геологических партий Анюйской геологоразведочной экспедиции приведен в таблице.

**Химический состав (мас.%) и содержания элементов-примесей (г/т)
в породах Анюйской зоны Чукотского плутонического пояса**

1	2	3								
Компонент	1999-12	258-4	6205	2440-2	721	3444-5	520-1	520-4	146	181-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,28	67,00	72,05	56,80	63,40	68,80	66,90	68,20	73,80	77,00
TiO ₂	0,88	0,53	0,39	0,74	0,62	0,43	0,47	0,35	0,19	0,06
Al ₂ O ₃	18,41	15,91	14,25	14,71	15,65	14,10	14,33	14,82	13,40	12,13
Fe ₂ O ₃	7,91	0,85	1,28	1,51	1,03	0,12	0,98	0,10	0,43	0,38
FeO		2,29	1,54	5,89	4,26	2,15	1,69	2,01	1,13	0,70
MnO	0,11	0,08	0,05	0,11	0,11	0,06	0,08	0,08	0,08	0,08
MgO	9,70	2,04	0,40	4,42	1,69	1,86	1,73	1,31	0,28	0,18
CaO	8,63	4,31	1,40	5,70	4,05	2,95	2,76	2,41	1,10	0,52
Na ₂ O	3,48	4,61	4,88	3,64	3,59	4,14	3,93	3,90	3,47	3,56
K ₂ O	0,70	1,49	2,97	3,25	3,66	3,84	4,46	4,29	4,83	4,62
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,25	0,33	0,24	0,14	0,19	0,17	0,05	0,03
п.п.п.	1,35	0,75	0,46	1,47	0,89	0,47	0,61	0,61	0,71	0,30
Сумма	100,57	100,01	99,92	98,57	99,19	99,06	98,13	98,25	99,47	99,56
Be	0,64	1,08	2,18	2,18	1,81	4,30	3,95	3,96	4,63	4,62
Sc	20,76	7,68	6,08	21,53	10,21	6,07	6,36	5,67	5,20	4,13
V	111,19	53,04	15,28	181,95	100,81	39,39	40,86	37,74	4,84	1,57
Cr	211,40	25,59	19,45	110,98	50,86	79,59	51,12	36,20	12,91	83,61
Co	38,71	11,27	3,25	21,19	9,56	8,02	8,31	6,41	1,18	0,52
Ni	116,86	15,13	27,99	42,29	6,13	30,13	24,37	15,92	2,73	3,44
Cu	32,57	9,80	37,86	74,82	10,44	12,62	25,24	10,58	14,12	15,69
Zn	82,55	34,64	195,36	176,87	119,32	224,08	117,55	110,66	54,49	47,18
Ga	15,61	18,02	17,14	19,11	19,80	21,30	19,89	20,11	20,20	19,25
Rb	17,74	43,99	75,69	88,14	111,33	206,59	183,50	172,14	275,31	300,33
Sr	344,46	422,67	85,80	718,15	430,13	279,91	520,12	576,56	87,44	13,96
Y	11,95	8,36	31,15	20,78	20,29	9,23	10,98	13,22	25,52	22,89
Zr	48,42	7,59	81,83	12,51	14,08	58,80	31,44	25,75	68,56	66,97
Nb	2,01	3,29	6,53	8,10	7,50	8,77	9,10	9,65	9,28	8,47
Mo	0,18	0,47	1,13	1,93	0,50	0,51	0,32	0,26	0,26	0,18
Sn	1,57	0,98	12,61	2,69	1,78	7,43	4,07	3,56	3,07	5,80
Cs	2,39	2,38	2,09	12,04	7,00	15,03	10,44	6,87	27,42	26,18
Ba	117,76	279,16	372,39	683,80	847,60	769,16	1160,41	1207,91	252,02	13,42
La	6,18	14,17	24,91	31,93	25,85	21,98	64,68	66,11	43,55	16,95
Ce	15,03	30,72	55,45	67,31	54,60	45,98	139,26	127,75	86,70	43,17
Pr	2,01	3,58	6,74	8,16	6,69	5,13	14,04	14,38	10,10	5,57
Nd	8,92	13,77	25,37	31,71	25,57	18,59	46,46	48,37	35,57	21,93
Sm	2,27	2,56	5,60	6,56	5,16	3,59	7,10	7,49	6,78	6,06

Продолжение таблицы

1	2	3								
Eu	0,84	0,78	0,88	1,57	1,27	0,86	1,52	1,55	0,39	0,06
Gd	2,80	2,77	6,59	6,98	5,67	3,64	7,19	7,35	7,25	6,11
Tb	0,42	0,34	1,02	0,86	0,75	0,42	0,66	0,73	0,92	0,86
Dy	2,49	1,72	5,98	4,43	4,12	2,00	2,67	3,07	4,80	4,70
Ho	0,50	0,32	1,22	0,83	0,83	0,35	0,42	0,50	0,91	0,90
Er	1,45	0,92	3,67	2,44	2,50	1,01	1,23	1,45	2,73	2,66
Tm	0,20	0,12	0,53	0,33	0,35	0,13	0,14	0,17	0,37	0,39
Yb	1,32	0,80	3,50	2,16	2,39	0,85	0,94	1,06	2,41	2,57
Lu	0,19	0,11	0,49	0,32	0,36	0,12	0,13	0,14	0,35	0,38
Hf	1,44	0,40	2,67	0,80	0,82	2,30	0,95	0,83	2,77	3,37
Pb	54,73	85,84	-	303,59	84,53	84,59	240,82	163,15	71,26	304,15
Th	1,34	3,22	8,09	10,01	12,04	19,29	29,69	20,10	29,20	36,99
U	0,40	0,67	2,60	2,90	1,90	6,01	2,32	2,32	7,33	7,36

Примечание. 1-3 – габбро-гранитовая ассоциация: Соколино-Чуванейский pluton – роговообманковые габбро (1), тоналиты (2), биотитовые граниты (3); Коневаамский массив – монцодиорит (4); Кызыркайский массив – монцонит (5); Облачный массив – граниты (6); Пырканайский массив – граносиениты (7), умереннощелочные граниты (8); Коневаамский массив – среднезернистые умеренно-щелочные лейкограниты (9), мелкозернистые умеренно-щелочные лейкограниты (10).

Габбро-гранитовая ассоциация представлена породами ряда: габброиды – диориты, кварцевые диориты – тоналиты, гранодиориты – граниты, обладающими преимущественно нормальной щелочностью (рис. 2).

Рис. 2. Петрохимические классификационные и дискриминационные диаграммы для пород Анзуйской плутонической зоны:

а – соотношение суммы щелочей и SiO_2 (мас. %), линия разделяет поля пород нормальной щелочности (ниже линии) и умеренной (выше линии); б – соотношение $\text{Al}/(2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})-\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ по [14]; в – соотношение K_2O и SiO_2 по [15]; г – соотношение K_2O и Na_2O по [16]. Ассоциации: 1 – габбро-гранитовая; 2 – монцодиорит-гранитовая, 3 – гранит-лейкогранитовая. Монцодиорит-гранитовая ассоциация включает породы ряда: монцодиориты, кварцевые монцодиориты, монцониты – гранодиориты, граносиениты – граниты, субщелочные граниты.

Породы среднего и кислого состава характеризуются умеренными содержаниями K_2O , в отличие от габброидов, которые принадлежат преимущественно низкокалиевой серии. По степени насыщенности глиноземом гранитоиды ассоциации являются в большинстве случаев метаглиноземистыми, в меньшей мере – перглиноземистыми образованиями. По удельной глиноземистости и окисленности железа они относятся к ильменитовой серии I-типа.

Монцодиорит-гранитовая ассоциация включает породы ряда: монцодиориты, кварцевые монцодиориты, монцониты – гранодиориты, граносиениты – граниты, субщелочные граниты.

В состав гранит-лейкогранитовой ассоциации включены средне- и крупнозернистые биотитовые граниты и лейкограниты главной фазы гранитоидных массивов и мелкозернистые биотитовые лейкограниты фазы дополнительных интрузий.

Породы монцодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой ассоциаций в отличие от габбро-гранитовой являются преимущественно умеренно-щелочными образованиями и принадлежат к высококалиевой серии (рис. 2). Это также преимущественно метаглиноземистые образования, что, наряду с низкой окисленностью железа, характеризует их как образования ильменитовой серии I-типа. Для пород гранит-лейкогранитовой ассоциации характерны высокие значения $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$, в половине случаев превышающие 0,8, что, наряду с обогащением Zr, обеднением Sr, Sc, V, Eu, сближает их с гранитами А-типа.

По содержанию и характеру распределения большинства несовместимых элементов-примесей по отношению к базальтам N-MORB роговообманковые габбро габбро-гранитовой ассоциации Анойского пояса характеризуются обогащением крупноионными литофилами – Cs, Rb, K, Ba, Sr, а также Th U, обеднением высокочargedными элементами – Nb, Hf, Zr и тяжелыми РЗЭ (рис. 3а). По содержанию Rb, K, Ba, Sr роговообманковые габбро располагаются между базальтами E-MORB и OIB – содержания легких редких земель соответствуют стандарту E-MORB, а концентрация Hf, Zr и тяжелых РЗЭ в габбро ниже стандартов N-MORB и E-MORB.

Рис. 3. Нормированное к базальтам N-MORB (а) и примитивной мантии (б-г) распределение редких и рассеянных элементов в породах Анойской пдтонической зоны. Нормализирующие факторы базальтов океанических островов – OIB, E-MORB, N-MORB по [17].

Номера соответствуют таковым в таблице.

Роговообманковые габбро I фазы характеризуются низкими содержаниями РЗЭ – 44,6 г/т. По отношению к хондриту в габброидах отмечаются превышения в содержании РЗЭ в 10 и более раз,

отсутствие европиевой аномалии, некоторое превышение легких редких земель над тяжелыми и пологое их распределение $(La/Yb)_N = 3,4$, $(Tb_N/Yb_N = 1,4)$ (рис. 4).

Рис. 4. Нормированное к хондриту распределение редкоземельных элементов в породах Аноյской пдунитической зоны. Номера соответствуют таковым в таблице.

Позднемезозойские гранитоиды Аноյского сектора, различаясь по содержанию, характеризуются в целом близкими спектрами распределения элементов-примесей по отношению к примитивной мантии, аналогичными наблюдаемым для габброидов габбро-гранитовой ассоциации. Для них характерно обогащение такими крупноионными литофилами как Cs, Rb, K, обеднение Ba, в большинстве случаев Sr, а также такими высокочargedными элементами как Nb, Hf, Ti, образующими на спайдер-диаграммах соответственно максимумы и минимумы (рис. 3 б, в, г). Гранитоиды также в целом близки по содержанию и характеру распределения РЗЭ, характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, что обуславливает отрицательный наклон трендов распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ – от легких к тяжелым, наиболее значимо различаясь по величине европиевой аномалии и соотношению легких и тяжелых РЗЭ (рис. 4).

Гранитоиды габбро-гранитовой ассоциации обладают наиболее низкими содержаниями редких и рассеянных элементов, за исключением тяжелых РЗЭ в гранитах и обладают, в отличие от гранитоидов других ассоциаций, положительными аномалиями Sr (рис. 4). Содержания РЗЭ в гранитоидах низкие – 72.7-142 г/т. Тоналиты отличаются от габброидов более высокой дифференцированностью РЗЭ с более высокими содержаниями легких лантаноидов и низкими тяжелыми – $(La/Yb)_N = 12.8$. Отрицательная европиевая аномалия в тоналитах выражена слабо ($Eu/Eu^* = 0,89$). Граниты отличаются от тоналитов меньшей дифференцированностью РЗЭ, $(La/Yb)_N = 5.1$, более высокими содержаниями тяжелых РЗЭ ($\Sigma Y = 23$ г/т и 7,1 г/т соответственно), пологим распределением их нормированных содержаний ($Tb_N/Yb_N = 1,3$ и 1,9) и присутствием отчетливо выраженной отрицательной аномалии Eu ($Eu/Eu^* = 0,44$).

В отличие от габбро-гранитовой ассоциации в гранитоидах монцонит-гранитовой ассоциации – концентрация крупноионных литофилов и большинства редкоземельных элементов, за исключением Y и Yb. Содержания РЗЭ в гранитоидах составляют 104.7-286.5 г/т. $(La/Yb)_N$, варьируя от 7.8 до 49.4, европиевая аномалия выражена слабо – $Eu/Eu^* = 0.63-0.72$. Наибольшая дифференцированность РЗЭ установлена для гранитоидов Пырканийского массива, с наиболее высокими для гранитоидов Аноյского пояса концентрациями легких лантаноидов 265.6-273.1 г/т. При этом они характеризуются низкими содержаниями тяжелых и промежуточных РЗЭ, в основном за счет тяжелых, в связи с чем их графики в области тяжелых РЗЭ приобретают вогнутый рисунок по сравнению с относительно ровным распределением тяжелых РЗЭ для пород тоналит-гранитовой ассоциации. Соответственно тренд распределения РЗЭ в гранитоидах Пырканийского массива в своей правой части отличается от остальных пород большей крутизной ($Tb_N/Yb_N = 3.1-3,2$).

Гранитоиды гранит-лейкогранитовой ассоциации характеризуются наиболее контрастными соотношениями обогащенных и обедненных элементов, с глубокими минимумами Ba, Nb, Sr, P, Ti на фоне высоких содержаний Cs, Rb, K, Th, U, PЗЭ, а также отсутствием минимума Hf (рис. 3). Кварцевые монцодиориты отличаются от гранитоидов данной ассоциации отсутствием минимумов Ba, Sr, P, наличием минимума Hf. Содержания PЗЭ в породах гранит-лейкогранитовой ассоциации варьируют от 112.3-202.8 г/т, $(La/Yb)_N = 4.7-13.0$. Отрицательная европиевая аномалия в умеренно-щелочных лейкогранитах выражена отчетливо ($Eu/Eu^* = 0.17$ и 0.03 соответственно).

Обсуждение материалов

Известно, что гранитоидные ассоциации I-типа формируются в широком диапазоне геодинамической обстановки. Наряду с гранитами S-типа, они являются наиболее распространенными в областях взаимодействия океан – континент (активные континентальные окраины и островные дуги) и континент – континент (коллизийные зоны). При этом гранитоиды I-типа, образованные в обстановке континентальной коллизии, обладают близким к ассоциациям островных дуг и активных окраин петрографическим составом. В сложных по строению складчатых областях, прошедших полный цикл тектонического развития, нередко пространственно совмещены гранитоиды различных геодинамических обстановок. Таким образом, одной из важных при изучении гранитоидов I-типа является проблема идентификации геодинамических обстановок при их формировании.

Геохимическими особенностями роговообманковых габбро габбро-гранитной ассоциации являются обогащение по отношению к базальтам N-MORB крупноионными литофилами – Cs, Rb, K, Ba, Sr, а также Th, U, обеднение высокозарядными элементами – Nb, Hf, Zr и тяжелыми PЗЭ (рис. PЗЭ), что характерно для базальтовых магм, образованных в субдукционных обстановках. Формирование габброидов в субдукционных условиях подтверждается соотношением редких и рассеянных элементов на дискриминационных диаграммах, используемых для определения тектонических обстановок формирования базальтов. Ti/Y – Nb/Y отношения в умеренно-щелочных габброидах соответствуют полю базальтов вулканических дуг [10]. Соотношение $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ в габброидах, за исключением обогащенных железом рудных габбро, также указывает на принадлежность к базитам вулканических дуг и активных континентальных окраин.

У гранитоидов габбро-гранитовой и монцодиорит-гранитовой ассоциаций по отношению к примитивной мантии также наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, K) при обеднении высокозарядными элементами (Nb, Hf, Ti), что указывает на их субдукционную природу. На диаграмме Rb – (Y + Nb) [11] гранитоиды габбро-гранитовой и монцонит-гранитовой ассоциаций Анюйского пояса располагаются в поле вулканических дуг, а умеренно-щелочные лейкограниты гранит-лейкогранитовой ассоциации попадают на границу полей гранитов вулканических дуг и синколлизийных образований.

У гранитоидов габбро-гранитовой и монцодиорит-гранитовой ассоциаций по отношению к примитивной мантии также наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, K) при обеднении высокозарядными элементами (Nb, Hf, Ti), что указывает на их субдукционную природу. На диаграмме Rb – (Y + Nb) [11] гранитоиды габбро-гранитовой и монцонит-гранитовой ассоциаций Анюйского пояса располагаются в поле вулканических дуг, а умеренно-щелочные лейкограниты гранит-лейкогранитовой ассоциации попадают на границу полей гранитов вулканических дуг и синколлизийных образований.

Современные достоверные датировки изотопного возраста пород Анюйской зоны имеются только для пород монцонит-гранитовой ассоциации [6]. Для гранитоидов Алярмаутского поднятия (Люпвеевский, Быстринский мас-

Рис. 5. Дискриминационная диаграмма Rb-(Y+Nb) гранитоидов Анюйской плутонической зоны. Поля гранитов [11]: VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийных, WPG – внутриплитных (анорогенных), OFG – океанических хребтов. Ассоциации: 1 – габбро-гранитовая; 2 – монцодиорит-гранитовая; 3 – гранит-лейкогранитовая.

сивы) U-Pb изотопный возраст по цирконам методом SHRIMP-RG составляет 117-112 млн. лет, а гранитоидов Пырканайского массива – 112.4 ± 1.6 млн. лет.

Как показывают геодинамические построения, закрытие Южно-Аннуйского палеоокеана, приращение к окраине Северо-Азиатского кратона Чукотского микроконтинента в результате коллизии микроконтинент – континент произошло во второй половине раннего мела, возможно, в самом начале позднего [12], но до становления магматических образований Охотского-Чукотского вулканоплутонического пояса, перекрывающих образования Аннуйской складчатой зоны и Южно-Аннуйской складчатой системы (106-78 млн. лет) [13].

Эти данные, наряду с наличием латеральной зональности, позволяют предполагать субдукционную природу формирования раннемеловых гранитоидных ассоциаций Аннуйского плутонического пояса в условиях активной континентальной окраины, возникшей в юго-западной части Чукотского террейна в раннемеловое время в связи с субдукцией океанической коры Южно-Аннуйского палеоокеана при его закрытии в результате коллизии Чукотского микроконтинента и Северо-Азиатского кратона. Это предположение подтверждается наличием металлогенической зональности в размещении разнотипного оруденения в пределах Аннуйской складчатой зоны, которая подчеркивается развитием оловянного оруденения в связи с гранит-лейкогранитовой ассоциацией в ее северных частях, что в целом характерно для тыловых зон субдукции активных континентальных окраин.

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: В 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
2. Стриха, В.Е. К вопросу о геодинамической обстановке формирования позднемезозойских магматических образований Аннуйской складчатой зоны // Тектоника и минерогения Северо-Востока СССР. Тезисы докл. школы-семинара. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 209-212.
3. Горячев, Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 210 с.
4. Соколов, С.Д., Бондаренко, Г.Е., Морозов, О.Л., Луцицкая, М.В. Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корьякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2001. – Т. 76, вып. 6. – С. 24-37.
5. Бондаренко, Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойского северного обрамления Тихого океана. – М.: Изд-во МГУ, 2004. – 46 с.
6. Катков, С.М., Стрикленд, А., Миллер, Э.Л. О возрасте гранитных интрузий Аннуйско-Чукотской складчатой системы // Докл. РАН. – 2007. – Т. 214, № 4. – С. 515-518.
7. Луцицкая, М.В., Соколов, С.Д. Гранитоидный купольный магматизм Алярмаутского поднятия, Западная Чукотка // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. – 2009. – Т. 2. – С. 22-26.
8. Гельман, М.Л. Фации глубинности и фазы становления гранитоидного комплекса Аннуйской зоны // Докл. АН СССР. – 1963. – Т. 149, № 6. – С. 1397-1400.
9. Стриха, В.Е. Соколино-Чуванейский габбро-гранитовый плутон. Западная Чукотка. – Владивосток: Наука, 1991. – 176 с.
10. Pearce, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Tronpe. Wiley, Chichester. – 1982. – P. 525-548.
11. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. – 1984. – V. 25. – P. 956-983.
12. Бялобжеский, С.Г., Горячев, Н.А. О происхождении Колымской структурной петли // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы Всерос. совещания. Новосибирск, 10-13 февр. 2004 г. – Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2004. – Т. 1. – С. 73-75.
13. Акинин, В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – М., 2012.
14. Maniar, P.D., Piccoli, P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Am. Bull. – 1989. – V. 101. – P. 635-643.
15. Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A. et. al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. – Blackwell; Oxford, 1989.
16. Chappel, B.W., White, A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. – 1974. – V. 8, № 2. – P. 173-174.
17. Taylor, S.R., McLennan, S.M. The continental crust: its composition and evolution. – Blackwell; Oxford, 1985. – P. 512.
18. Sun, S.-S., McDonough, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basin. Geol. Soc. Publ. 42. Blackwell Scientific Publ. – 1989. – P. 313-346