УДК 552.3:550.4:550.42:550.93

АНОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ АБАЙСКОГО МАССИВА ГОРНОГО АЛТАЯ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Гусев А.И., Гусев А.А.

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бийск, e-mail: anzerg@mail.ru

В статье приведены спорные данные предшественников по составу и особенностям становления гранитоидов Абайского массива среднего девона. Новые данные, полученные авторами по петрологии и геохимии, позволяют отнести гранитоиды массива к анорогенному типу (А-тип) с щелочными минералами (рибекитом, астрофиллитом). Формирование массива протекало в три фазы: 1 – гранодиориты; 2 – граниты, умеренно-щелочные рибекитовые граниты; 3 – лейкограниты и лейкогранит-порфиры. Генерация их происходила в постколлизионной обстановке, инициированной плюмтектоникой. В северо-западной части массива в районе пологого погружения кровли, осложнённой куполовидным поднятием, зафиксировано аномальное обогащение флюидной магматогенной фазы летучими компонентами, и особенно фтором, что указывает на возможность обнаружения здесь редкометалльно-редкоземельного оруденения.

Ключевые слова: гранитоиды, фазы внедрения, рибекитовые щелочные граниты, петрология, геохимия, плюмтектоника

ANOROGENIC GRANITOIDS OF ABAYSKIY MASSIF OF MOUNTAIN ALTAY: PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY

Gusev A.I., Gusev A.A.

The Shukshin Altai State Academy of Education, Biisk, e-mail: anzerg@mail. ru

The disputable data of predessesors on composition and peculiaryties generating of granitoids Abayskiy massif of Middle Devonian lead in paper. New data on petrology and geochemistry rocks of authers allow carry granitoids of massif to anorogenic type (A-type) with alkalic minerals (riebeckite, astrophyllite). Forming of massif leaked in 3 phases: 1 – granodiorites; 2 – granites, moderate-alkalic riebeckite granites; 3 – leucogranites and leucogranite-porphyres. Generating of its happened in post collizional setting, that it is initiating of plum-tectonic. The anomaleous of reaching of fluids magmatic of phase by volatile components and fluoric in the north-western of part massif in the slightly slopping plunging of back that it is complicated cupola raising. This facts point out on the possibilities of finding here rare-metals- rare earth elements ore mineralization.

Keywords: granitoids, phases of intrusion, riebeckite alkali granites, petrology, geochemistry, plum-tectonic

Актуальность изучения гранитоидного Абайского массива определяется тем, что на его состав и происхождение нет единой точки зрения. Гранитоиды Абайского массива различными исследователями трактуются по-разному. Так, по данным И.С. Туркина [2], Абайский массив представляет собой серию сближенных многочисленных тел (от 5–10 до 200–300 м в поперечнике) гранитоподобных пород, размещенных среди риолитоидов и дациандезитов коргонского комплекса и представленных неравномернозернистыми гранитами, гранит-порфирами, гранит-аплитами, лейкогранитами, микропегматитами. гранодиоритами таксиговой структуры с многочисленными желваками, гнездами и линзами кварца.

По мнению Ю.А. Туркина [3] возможно выделение двух типов гранитоподобных пород в составе Абайского массива; к одному типу отнесены экструзивные комагматы коргонских эффузивов с четкими контактами, представленными, в частности, розово-серыми порфировидными гранитами куполовидногоштокагорыБурунда,ак другому – «апоэффузивные» граниты, образованные в результате поствулканического автометаморфизма и метасоматической перекристаллизации эффузивов и тяготеющие к участкам жерловых и околожерловых фаций вулканитов. По данным Ю.А. Туркина, полученным в последнее время, Абайский массив полностью располагается среди коргонских риолитоидов субвулканического облика и, вероятнее всего, представляет собой центральную наиболее раскристаллизованную часть крупной субвулканической околожерловой постройки (вулкано-плутонический массив) и должен быть отнесен к коргонскому комплексу.

На юго-востоке Коргонского прогиба широкое развитие субвулканических пород и типичных интрузивных образований зафиксировано в Абайском грабене, где на юго-восточном окончании Коргонского хребта на восточных склонах белков Верхний Абай и Тюдекту локализован Абайский вулкано-плутонический массив. В центральной части структуры расположен Абайский массив площадью около 50 кв. км, вытянутый в северо-западном направлении и прорывающий, по данным Е.С. Левицкого [1], вулканиты коргонской свиты. Ширина контактового ореола обыч-

но составляет 100–200 м, а на северо-западе увеличивается до 2 км, что связывается с пологим погружением массива в этом направлении (расположенное к северу небольшое интрузивное тело, вероятно, является апофизой массива). Термальное воздействие проявлено весьма незначительно, экзоконтактовые изменения выражаются в окварцевании и эпидотизации. В составе массива преобладают розовато-серые среднезернистые, иногда слабо порфировидные биотитовые и роговообманково-биотитовые лейкограниты, участками переходящие в более меланократовые гранит-порфиры, гранофиры и порфировые риолитоиды. В целом для пород массива характерны резкая невыдержанность структурно-текстурных особенностей, сильный катаклаз и большое количество ксенолитов вмещающих пород.

В составе массива нами выделяются 3 фазы внедрения; 1 – гранодиориты; 2 – граниты, умеренно-щелочные рибекитовые граниты; 3 – лейкограниты, лейкогранит-порфиры.

По нашим данным, в южной и юго-восточной эндоконтактовой части массива с преобладанием лейкогранит-порфиров развиты гранодиориты ранней фазы внедрения повышенной основности. Гранодиориты образуют несколько сближенных тел в краевой части массива размерами от 10×50 до 15×100 м. Гранодиориты массивной текстуры и порфировой структуры с микропегматитовой основной тканью породы. В меланократовых разностях гранитоидов основность порфировых выделений плагиоклаза отвечает олигоклазу-андезину № 26–46, а содержание темноцветных минералов (биотита, рибекита) достигает 10–15%. Плагиоклаз интрателлурической фазы зонален: в центре он отвечает андезину № 41–46, а по периферии – олигоклазу № 23–26. Он, как правило, соссюритизирован. Плагиоклаз основной ткани отвечает олигоклазу № 12–18. Рибекит, преимущественно, замещён эпидотом и хлоритом и сохранился лишь в крупных гломеропорфировых скоплениях щелочной роговой обманки, замещённой вторичным амфиболом, близким к обыкновенной роговой обманке. Обыкновенная роговая обманка плеохроирует в оттенках коричневой и бурой окраски. Вторичные минералы представлены пренитом, эпидотом, хлоритом, развивающимся по роговой обманке и биотиту. Последний почти нацело замещён эпидотом и хлоритом. Отмечается широкий набор акцессорных минералов разных условий формирования: пирит, ильменит, гранат, корунд, циркон, ортит, сфен, флюорит, ксенотим, магнетит.

Для пород Абайского массива характерна резкая невыдержанность структурно-текстурных особенностей, сильный катаклаз и большое количество ксенолитов вмещающих пород. По данным Е.С. Левицкого, граниты второй характеризуются переменными содержаниями кварца (20–30%), плагиоклаза, представленного олигоклазом и иногда олигоклаз-андезином (20–45%), калиевого полевого шпата, представленного не решётчатым микроклином и редко – микроклин-пертитом (20–25%), биотита и, реже, роговой обманки (в сумме до 10%). Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, сфеном, апатитом, магнетитом, ксенотимом, галенитом, ильменитом, пиритом, гранатом, корундом и флюоритом. Постепенными переходами данные породы связаны с микропегматитовыми гранитами и гранофирами. Химический состав гранитов (таблица) характеризуется нормальной щелочностью с примерно равными количествами натрия и калия или незначительным преобладании натрия над калием (Na_2O = 4,13%, K_2O = 3,05% при SiO_2 = 71,4%), высокой глиноземистостью (индекс Шенда = 1,13), повышенной известковистостью (Ки = 0,8) и агпаитностью (Ка = 0,63). Гранитам свойственны высокие отношения Th/U, что указывает на слабо проявленные процессы метасоматических изменений. Им свойственны и высокие отношения Nb/Ta (13,5), указывающие на ювенильный глубинный источник этих гранитов. Высокие содержания галлия (19,6%) характерны для анорогенных гранитов (А-типа).

Умеренно-щелочные рибекитовые граниты второй фазы серой окраски с розоватым оттенком распространены в юго-восточной части Абайского массива вблизи гранодиоритов ранней фазы. В их составе преобладает призматический полевой шпат (45–50%), в значительном количестве (до 30–35%) отмечается кварц. Калиевый полевой шпат представлен микроклин-пертитом (5–15%). Характерным темноцветным минералом является амфибол, равномерно распределённый в породе с редкими гломеропорфировыми скоплениями. Его содержания варьируют от 5 до 8%. Спорадически в пробах-протолочках отмечаются астрофиллит, эгирин, фергусонит, малакон, иттриалит, ортит. Характерна гипидиоморфнозернистая структура, местами

переходящая в аллотриоморфнозернистую. Амфибол представлен крупными (до 0,5–0,7 см) удлинённо-призматическими кристаллами почти чёрного цвета с буровато-синим оттенком. Химический состав рибекита (мас. %): SiO_2 – 48,23, TiO_2 – 2,37, Al_2O_3 – 1,52, Fe_2O_3 – 14,58, FeO – 22,36, MnO – 1,10, MgO – 0,12, CaO – 2,56, Na_2O – 4,08, K_2O – 2,15, H_2O^+ – 1,02, F – 0, 26. Пересчёт на структурную формулу химического состава амфибола показал, что по величине катионной группы (X = 2,12) он близок к рибекиту (для рибекита X = 2, а для арфведсонита X = 3). Кроме того, близость к рибекиту устанавливается и по отсутствию алюминия в октаэдрической координации (Al_{VI}). Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы размерами до 0,8 мм в длину. Дифрактометрия полевых шпатов позволяет относить их к варьирующему ряду от $Ab_{43}Or_{57}$ до $Ab_{58}Or_{42}$. При этом в микропертитовых кристаллах отмечается несколько более высокая доля альбитовой фазы.

Представительные анализы гранитоидов Абайского массива

Оксиды в масс. %, / Элементы в г/т	Номера проб								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	64,91	71,4	72,81	74,6	75,22	75,26	75,74	76,53	76,67
TiO_2	0,95	0,33	0,09	0,2	0,13	0,23	0,06	0,15	0,13
Al_2O_3	15,21	15,1	15,11	13,67	13,49	12,78	13,23	12,71	12,70
Fe_2O_3	2,10	0,95	0,57	0,82	0,83	0,95	0,58	0,81	0,78
FeO	3,81	2,11	0,92	1,03	1,05	1,18	0,90	1,20	1,12
MnO	0,15	0,06	0,14	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03
MgO	1,53	0,49	0,21	0,47	0,25	0,26	0,10	0,23	0,21
CaO	3,55	2,09	0,40	0,66	0,42	1,04	0,46	0,63	0,64
Na_2O	4,41	4,13	4,82	3,16	3,35	3,2	3,69	3,43	3,44
K_2O	3,04	3,05	4,09	3,98	3,88	4,51	4,32	3,81	3,75
P_2O_5	0,26	0,09	0,11	0,072	0,03	0,034	0,03	0,03	0,03
BaO	0,037	0,04	0,039	0,039	0,051	0,063	0,09	0,054	0,053
Ga	18,3	19,6	20,1	11,7	15,9	13,7	13,2	13,3	14,1
Rb	88	91	95	167	128	163	192	103	105
Sr	231	154	155	68	59	109	36	48	50
Y	39	39	40	44	38	35	47	29	44
Zr	378	362	365	149	225	149	90	127	125
Nb	14,0	12,7	13,1	13,5	14,3	11,5	15,5	11,7	11,6
Mo	2,1	3,4	3,5	2,6	3,0	5,1	1,5	3,5	3,7
Sn	1,41	2,8	3,0	2,9	1,93	1,7	4,8	3,4	3,3
Cs	1,24	1,05	1,2	2,6	1,2	0,81	2,1	0,48	0,5
Ba	420	522	530	422	572	618	180	444	445
La	27	34	35	24	33	35	7,5	19,1	20,1
Ce	57	69	70	49	72	67	18,8	43	44
Pr	7,3	9,1	9,2	6,3	8,8	7,9	2,7	5,2	5,1
Nd	28	33	34	23	30	27	11,1	19,5	19.4
Sm	5,8	6,8	6,7	5,4	5,8	5,0	3,7	4,2	4,3
Eu	1,63	1,34	1,1	0,7	0,7	0,69	0,28	0,62	0,61
Gd	6,7	6,5	6,4	6,1	5,2	5,0	5,3	4,3	4,2
Tb	0,99	1,08	1,05	0,96	1,02	0,75	0,97	0,7	0,6
Dy	5,6	6,3	6,4	6,8	6,2	4,6	6,1	4,0	4,1
Ho	1,42	1,27	1,23	1,28	1,27	0,94	1,29	0,82	0,81
Er	3,2	3,6	3,5	3,6	3,8	2,8	4,1	2,4	2,5
Tm	0,5	0,57	0,56	0,58	1,64	0,44	0,71	0,38	0,37
Yb	1,1	3,5	3,4	3,8	3,8	3,0	4,5	2,5	2,6

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Lu	0,43	0,54	0,55	0,58	0,61	0,44	0,65	0,38	0,39
Hf	8,8	8,4	8,6	5,1	6,2	4,8	4,3	4,2	4,3
Ta	1,21	0,94	1,1	1,4	1,28	1,1	1,54	1,1	1,1
W	1,53	2,2	2,5	1,81	2,2	3,2	1,48	2,1	2,2
Th	7,1	9,1	12,1	15,0	10,4	15,1	11,6	9,0	9,5
U	1,92	2,7	2,5	2,4	1,42	4,3	2,9	1,96	1,82
Th/U	3,7	3,4	4,84	6,25	7,32	3,5	4,0	4,6	5,2
Nb/Ta	11,6	13,5	11,9	9,6	11,2	10,4	10,1	10,6	10,54
∑ РЗЭ	185,67	215,6	219,09	176,1	211,84	266,66	114,7	136,1	153,08
La/Yb_N	16,1	6,4	6,8	4,2	5,7	7,7	1,1	5,05	5,1
Eu/Eu*	0,058	0,044	0,037	0,027	0,025	0,030	0,014	0,032	0,031
$TE_{1,3}$	0,92	1,02	1,02	1,02	1,12	0,99	1,06	1,03	0,99

Примечание. Силикатные анализы на главные компоненты и на элементы методом ICP-MS выполнены в Лаборатории ИМГРЭ (г. Москва). $TE_{1,3}$ – тетрадный эффект по В. Ирбер [7]. $Eu^* = (Sm_N + Gd_N)/2$. Значения РЗЭ нормированы по хондриту по [4]. Породы Абайского массива: 1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – умеренно-щелочные граниты рибекитовые; 4–9 – лейкограниты.

Химический состав рибекитовых гранитов характеризуется умеренной щелочностью с примерно равными количествами натрия и калия или незначительном преобладании натрия (Na_2O = 4,82 %, K_2O = 4,09 % при SiO_2 = 72,81 %), высокой глиноземистостью (индекс Шенда = 1,13), пониженной известковистостью (Ки = 0,10) и агпаитностью (Ка = 0,73). Как и для гранитов, в умеренно-щелочных рибекитовых гранитах фиксируется повышенное содержание галлия (20,1 г/т), что свойственно анорогенным гранитоидам.

Лейкограниты и лейкогранит-порфиры третьей фазы состоят из кварца (30 %), альбит-олигоклаза (№ 8–14) (30–35 %), микроклин-пертита (30–35 %), биотита (2–3 %) и единичных зерен роговой обманки. Основная ткань породы микрогранофировая. Распределение минералов в породе крайне неравномерное и указывает на плохую гомогенизацию расплава. Акцессории представлены пиритом, апатитом, цирконом, сфеном, ильменитом. По нашим данным, их химический состав характеризуется еще более низкой нормальной щелочностью с незначительным преобладанием калия (Na_2O = 3,31 %, K_2O = 4,51 % при SiO_2 = 75,44 %), более высокой глиноземистостью (индекс Шенда = 1,25) при сходной агпаитности (Ка = 0,72) и очень низкой известковистости (Ки = 0,05). По варьирующим содержаниям редких элементов (в г/т) Ga (11,7–19,6), Rb (91–192), Sr (36–154), Y (38–47) Zr (90–362), Nb (12,7–15,5), Ba (180–572), La (7,5–34), Ce (18,8–72), Yb (3,5–4,5), Ta (0,94–1,54) и радиоактивных элементов гранитоиды Абайского массива близки субвулканическим альбитовым порфирам и риолитоидам коргонского вулканического комплекса. В лейкогранитах куполовидного выступа на северо-западном погружении Абайского массива проявлен тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов М-типа по [8], превышающий пороговое значение 1,1 (см. таблицу). Как правило, значимый тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов обусловлен повышенными концентрациями фтора в магматогенных флюидах. Следует отметить, что в этой части в экзоконтакте зафиксировано и наиболее мощное ороговикование и метасоматические изменения вмещающих пород, над полого погружающейся кровлей интрузива. Здесь в лейкогранитах отмечена альбитизация самих гранитоидов и появление в них значительных скоплений малакона, флюорита, единичных зёрен фергусонита, иттриалита, ортита, ксенотима, колумбита, указывающих на аномальные концентрации фтора во флюидах в процессе альбитизации и появлении редкометалльных минералов. Этот участок Абайского массива и его экзоконтактовая периферия перспективны на обнаружение редкоземельно-редкометалльной минерализации по аналогии с аналогичными проявлениями, связанными с анорогенными гранитоидными массивами Алтая (Майорским, Елиновским, Аскатинским).

На диаграммах Y – Nb – Ce и Y – Nb – Ga все породные типы Абайского массива попадают в поле A_2 – типа анорогенных гранитоидов, образующихся в постколлизионной обстановке, вызванной функционированием плюмтектоники (рис. 1).

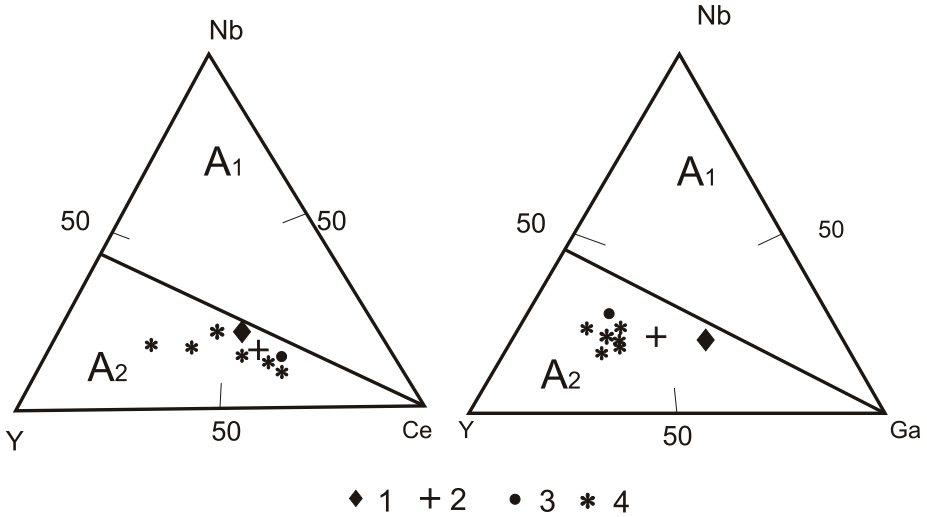

Рис. 1. Диаграммы Y- Nb – Ce и Y- Nb – Ga по Дж. Эби [6] для гранитоидов Абайского массива. Поля гранитоидов по Дж. Эби [6]: A_1 – анорогенные гранитоиды A_1 – типа мантийных горячих точек; A_2 – анорогенные гранитоиды A_2 – типа постколлизионных обстановок, связанных с плюмтектоникой. Абайский массив: 1 – гранодиориты, 2 – граниты, 3 – умеренно-щелочные рибекитовые граниты, 4 – лейкограниты

На диаграмме R_1 – R_2 гранитоиды массива попадают в различные поля.

Гранодиориты ранней фазы и рибекитовые граниты попадают в поле пород посколлизионных поднятий. А граниты и лейкограниты – в поле синколлизионных гранитоидов. Такая неоднозначная геодинамическая обстановка формирования гранитоидов, вероятно, связана с различной степенью контаминации корового материала.

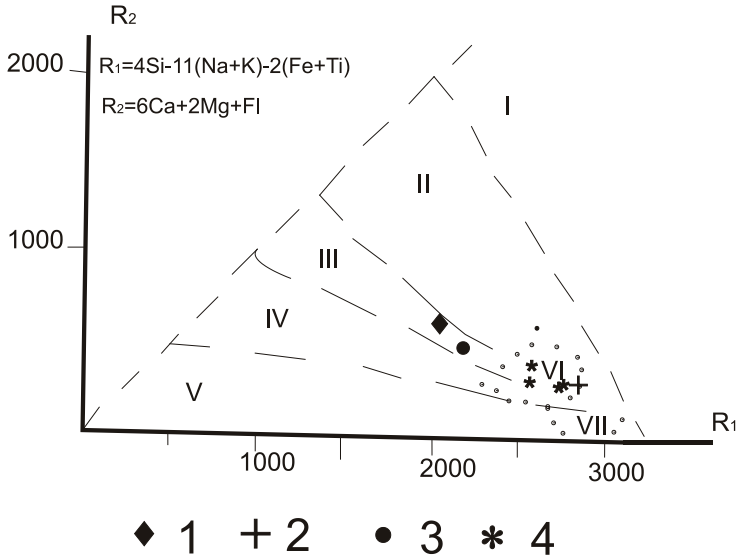

Рис. 2. Диаграмма R1 – R2 для пород Абайского массива (по Батчелор и Боулдер, 1985) [5]. Поля на диаграмме: I – мантийные плагиограниты, II–VII – гранитоиды островодужные (II), постколлизионных поднятий (III), позднеорогенные (IV), анорогенные (V), синколлизионные (VI), посторогенные (VII). Остальные суловные обозначения как на рис. 1

Таким образом, гранитоиды Абайского массива по сумме признаков относятся к анорогенному А-типу гранитов, формировавшемуся в постколлизионной обстановке, инициированной плюмтектоникой. В целом для гранитоидов массива характерны признаки глубинности и ювенильности мат ериала, а для различных породных типов массива характерно разная степень контаминации корового ма-

териала. Для отнесения его к субвулканической части коргонского вулканического комплекса нет никаких данных. В районе северо-западного погружения Абайского массива и куполовидного выступа лейкогранитоидов отмечено резкое повышение фтороносности их (повышеные содержания флюорита), альбитизация и появление аномальной вкрапленности многих редкометалльно-редкоземельных минералов (малакона, фергусонита, иттриалита, ортита, ксенотима, колумбита), указывающих на перспективы обнаружения здесь промышленной минерализации. В лейкограитоидах куполовидного выступа выявлен тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов М-типа.

Список литературы

1. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист М-45-XIII. Объяснительная записка (Левицкий Е.С., Баженова С.Н., Борцова А.В., Васютина Л.Г.). – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 87 с.

2. Туркин И.С. Гранитоподобные породы девонских вулканитов Горного Алтая (на примере Абайского массива) // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая (тезисы докладов к конференции). – Барнаул, 1982. – С. 56–58.

3. Туркин Ю.А. Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. – Томск: STT, 2008. – 460 с.

4. Anders E., Greevesse N. // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989. – Vol. 53. – P. 197–214.

5. Batchelor R.A., Bowden P. // Chemical Geology, 1985. – Vol. 48. – P. 43–45.

6. Eby G.N. // Geology, 1992. – Vol. 20. – P. 641– 644.

7. Irber W. // Geochim Comochim Acta. 1999. – Vol.63. – №3/4. – P. 489–508.

8. Masuda A., Ikeuchi Y. // Geochim J., 1979. – Vol. 13. – P. 19–22.