

Алтан-Чайдахский рудный узел – перспективный золоторудный объект Южной Якутии

Г.С.АНИСИМОВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39), Е.П.СОКОЛОВ (Государственное унитарное горно-геологическое предприятие Республики Саха (Якутия) «Якутскгеология»); г. Якутск, ул. Кальвица, д. 24)

Приводятся данные по геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям золотого оруденения Алтан-Чайдахского рудного узла, в пределах которого рудная минерализация размещена в крутопадающих жилах и жильно-прожилковых зонах линейных штокверков. Вмещающие породы – нижнеюрские песчаники нижней подсвиты юхтинской свиты и инъецирующие их силлы дорудных порфировых дацитов. Промышленная золотосодержащая связана с золотополиметаллической и золото-теллур-висмутовой минеральными ассоциациями. Район перспективен на золото и сопутствующие элементы Ag, Bi, Te, Mo.

Ключевые слова: Алтан-Чайдах, дациты, надвиг, минеральный состав руд, минералы висмута, теллура и свинца, самородное золото.

Анисимова Галина Семеновна, g.s.anisimova@diamond.ysn.ru

Соколов Евгений Павлович, geopoisk@sakha.ru

Altan-Chaydach ore node – a perspective gold-ore deposit in South Yakutia

G.S.ANISIMOVA, E.P.SOKOLOV

Geological-structural and mineral-geochemical features of gold mineralization from the Altan-Chaydach are cluster are described. The mineralization is concentrated in steeply-dipping veins and linear stockworks which are localized in the Lower Jurassic sandstones of lower member of the Yukhta Formation and in the intruding sills of the pre-ore porphyry dacites. The minable gold mineralization is associated with Au-polimetallic and Au-tellurium-bismuth mineral assemblages. The area is prospective for gold and associated elements Ag, Bi, Te, Mo.

Key words: Altan-Chaydach, dacites, thrust, mineral composition of ores, ore-formation stage, bismuth, tellurium and lead minerals, native gold, prospective gold-ore deposit.

Перспективный золоторудный объект Алтан-Чайдах (Южная Якутия, Нерюнгринский район, 300 км к востоку от г. Нерюнгри и 80 км к западу от крупного угольного месторождения Эльгинское) расположен в бассейне среднего течения р. Алгома на площади одноименного рудного узла. Географически он находится в центральной части Нингамского хребта, в верховьях рек Алтан-Чайдах, Гертанда, Нингам.

Основной структурообразующей единицей района является Тыркандинская зона меланжа север-северо-западного простирания протяженностью 1650 км и шириной 50–200 км, отделяющая Восточно-Алданский супертеррейн от Центрально-Алданского и Тындинского составных террейнов [5]. В смежных с зоной меланжа областях известны проявления рудного золота в зеленокаменных образованиях, зонах диафтореза докембрийско-мезозойского возраста, а также в массивах мезозойских щелочных магматитов [7, 8]. Осевая часть Тыркандинской зоны меланжа кон-

тролирует промышленное урановое и золотоурановое оруденение (Эльконский горст, Центрально-Алданский золотоносный район).

Краткая геологическая характеристика Алтан-Чайдахского рудного узла. Алтан-Чайдахский рудный узел расположен на востоке Южно-Алданской металлогенической зоны, являющейся составной частью Южно-Якутского металлогенического пояса [1, 4, 5]. Территория района имеет двухэтажное строение. Нижний структурный этаж сложен регионально метаморфизованными орто- и парапородами, которые прорваны небольшими массивами позднеархейских субщелочных гранитов и дайками позднепротерозойских долеритов торского комплекса. На породах нижнего структурного этажа с резким угловым несогласием лежат верхнерифейские (северо-восток и северо-запад опоискованной площади) и вендские платформенные осадочные породы верхнего этажа, которые со стратиграфическим и слабо выраженным угловым

несогласием перекрыты юрскими терригенными отложениями.

Особенности верхнего этажа геологического строения узла определяются проявлениями мезозойского магматизма, весьма значительными по объему и площади распространения. Они связаны с Алтан-Чайдахской вулканотектонической структурой, центральную позицию в которой занимает Нингамский плутон (г. Нингам, абс. отм. 2287 м) меловых гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, диоритовых порфиров, сиенит-диоритов [6]. Вмещающие породы – юрские песчаники, алевролиты и архейские кристаллические образования насыщены силами гранодиоритового и

сиенит-диоритового состава, на контактах с которыми повсеместно отмечается большое количество гибридных пород.

Южнее площади Алтан-Чайдахского узла проходит Тыркандинский глубинный разлом северо-западного простирания архейского заложения [9]. Территория описываемого узла пересекается параллельным Тыркандинскому Атугейским разломом северо-западного простирания, скорее всего, позднеархейского или протерозойского заложения. На севере площадь рудного поля пересекает субширотный Алтан-Чайдахский разлом, на юге – Верхне-Артыкский. Разломы, видимо, мезозойские контролируют размещение на площади

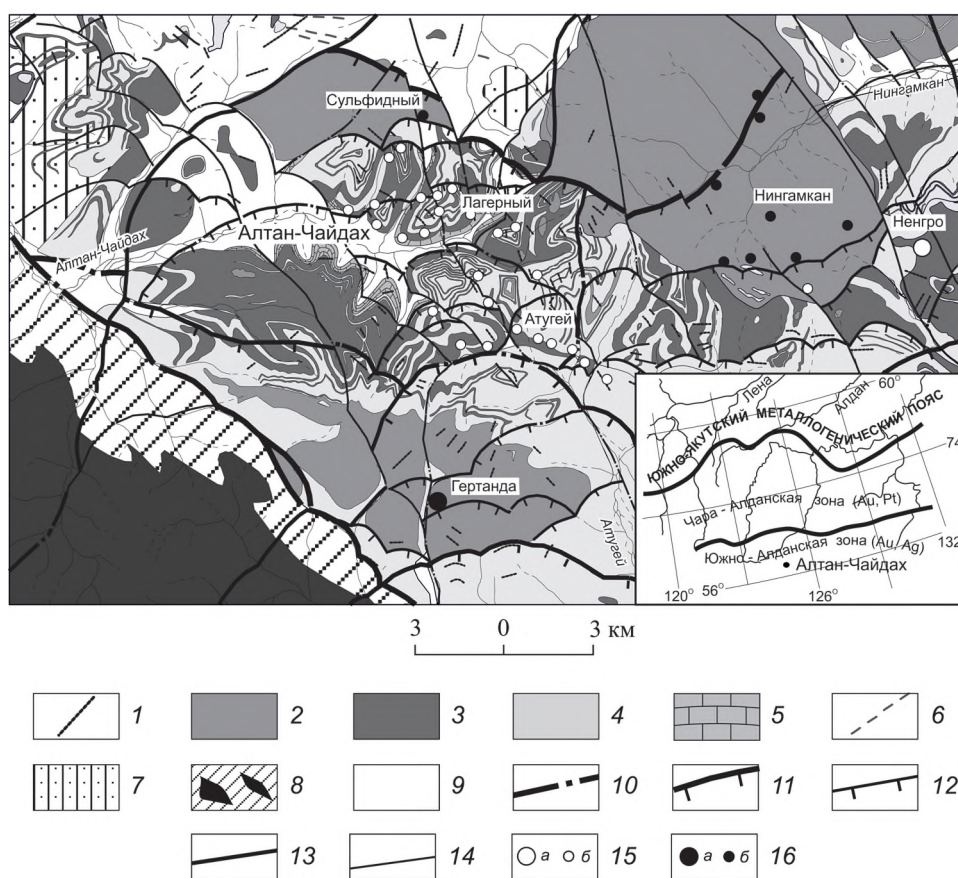


Рис. 1. Схема геологического строения Алтан-Чайдахского рудного узла, по В.Г.Амарскому и др., 2007, с дополнениями:

1 – дайки гранодиорит-порфиров, микродиоритов, субщелочных микродиоритов, $\gamma\delta\tau K_1$; 2 – массивы, штоки и лакколит порфировых трахиодацитов, $q\mu\delta K_1$; 3 – силлы порфировых дацитов, плагиодацитов и плагиориодацитов, $\zeta\pi J_3-K_1$; 4 – континентальный угленосный комплекс: песчаники, алевролиты, прослои углистых сланцев, аргиллитов и гравелитов, в основании конгломераты, J_1ogr ; 5 – платформенный комплекс: устьюдомская свита, доломиты, известняки, V_1ogr ; 6 – рифейский рифтогенный комплекс: дайки диабазов, габбродиабазов, кварцевых диоритовых порфиров, диоритовых порфиров, βR_1t ; 7 – плитный комплекс: верхнемолассоидная красноцветно-сероцветная терригенно-карбонатная толща, R_{1-2} ; 8 – тыркандинская зона тектонического меланжа, AR_1^{3-} ; 9 – Восточно-Алданский кратон: кристаллосланцы, гнейсы, плагиогнейсы, мрамора, кальцифиры, AR_1^{1-2} ; 10 – Тыркандинский глубинный разлом; система разломов: Алтан-Чайдахская: 11 – надвиги, 12 – взбросо-надвиги; Атугейская: 13 – сдвиги, 14 – взбросо-сдвиги; 15 – рудопроявления золота: а – крупные, б – мелкие; 16 – рудопроявления молибдена: а – крупные, б – мелкие

мезозойских магматических пород и связанных с ними продуктов гидротермальных процессов. С вышеуказанными разрывными структурами сопряжены или оперяют их многочисленные разломы высоких порядков, сформированные в мезозойскую эпоху тектономагматической активизации и представленные мелкими, непротяженными и относительно мало-мощными зонами дробления различного простирания (В.Г.Амарский и др., 2007).

Ведущие полезные ископаемые рудного узла – золото и молибден, выявленные в 80-х годах XX в. геологами В.Г.Амарским, В.И.Лядиным и В.Н.Гусевым.

Рудная минерализация. В пределах рудного узла известны 15 коренных проявлений золота малосульфидно-кварцевой формации и три относительно крупных проявления молибдена молибден-кварцевой формации (Гертанда, Нингам, Сульфидный), образующие площадные штокверки по его периферии (рис. 1). Максимальное количество золоторудных проявлений сконцентрировано в центральной части рудного узла, в бассейне верхнего течения рек Алтан-Чайдах, Атугей, Нёнгро.

Золоторудная минерализация сосредоточена в зонах окварцевания. Жилы, прожилки, «залежи» кварца формируют жильные зоны, линейные штокверки, приуроченные к плоскостям взбросо-надвигов. Жилы и жильно-прожилковые зоны согласны с простиранием вмещающих зон дробления, но падение их обычно противоположное. Мощность рудных тел от 0,2 до 6,0 м, протяженность от десятков до сотен метров. Единичные жилы вскрыты канавами по простиранию на протяжении 200–300 м.

Наиболее высокие содержания Au отмечаются в жильных зонах, локализованных в нижнеюрских терригенных отложениях, и на контакте с sillами порфировых дацитов. По минеральному составу, геохимии и термометрии минерализация отнесена к среднетемпературной малосульфидной золото-кварцевой формации малых и средних глубин (В.Г.Амарский, 2007). По штуфному и бороздovому опробованию содержание Au от первых граммов до 413,1 г/т. Вмещающие образования в породах фундамента представлены зеленокаменно измененными сланцами – диафторитами. В осадочных и магматических породах – березитизированными, аргиллизированными песчаниками, порфировыми дацитами, плагиориолитами, микродиоритами и микромонцодиоритами.

Максимальная концентрация золотоносного жильного кварца наблюдается в бассейне верхнего течения р. Алтан-Чайдах (участок Лагерный). Оруденение приурочено к sillам субвулканических дацитов, внедрившихся в пологую зону срыва крупной надвиговой пластины в экзоконтакте Нингамского массива. Золоторудными являются зоны окварцевания по sillам дацитов, а также перекрывающим юрским

песчаникам юхтинской свиты на контакте с дацитами. Окварцованные породы содержат жилы, прожилки кварца. Видимый размах оруденения более 250 м. В сечениях жил, вскрытых канавами, содержание Au колеблется от 0,1 до 48,2 г/т, среднее по жилам и жильно-прожилковым зонам – 7,0 г/т. В березитизированных и аргиллизированных вмещающих породах зон дробления содержание Au 0,1–5,5 г/т (В.Н.Гусев, 1984). Кроме золота, отмечаются повышенные содержания Ag (до 507,0 г/т), Bi, Te (до 1% и более), As, Pb, Zn. Среднее содержание Ag 20 г/т, Bi 0,07 и Te 0,05% (В.Г.Амарский и др., 2007).

Вещественный состав руд. По данным В.Г.Амарского и др. (2007), гидротермально-метасоматические образования, относимые к малосульфидной золото-кварцевой рудной формации, представлены наклонными и крутопадающими прожилками и жилами среднетемпературного (температура декрепитации 240–270°C) мелко-среднезернистого, нередко шестоватого кварца с гнездами и вкраплениями от 1 до 10%, иногда 40–50% рудных минералов. Последние состоят из пирита, тетрадимита, арсенопирита, разнообразных теллуридов и сульфотеллуридов висмута, галенита, сфалерита, халькопирита, иногда самородного золота. Мощность прожилков и жил колеблется от первых сантиметров до 1,5–2,0 м.

По результатам проведенных минералогических исследований руд проявления Лагерное авторами публикации выделяются ранняя слабозолотоносная кварц-пирит-пирротиновая и высокозолотоносные средняя золото-халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая (золотополиметаллическая) и поздняя золото-тетрадимит-бурсайт-козалит-кварцевая (золото-теллуридо-висмутовая) минеральные ассоциации (табл. 1). Особый интерес представляют сульфотеллуриды, теллуриды Bi, сульфосоли Pb и Bi, поскольку с ними связана основная масса видимого самородного золота. Аналитические данные позволили идентифицировать широкий спектр висмутовых минералов, представленных висмутином, тетрадимитом, галеновисмутитом, бурсаитом, козалитом, теллуrowисмутитом, сульфоцумоитом, ширмеритом (?), теллуридами и оксидами висмута (табл. 2).

Теллуrowисмутит Bi_2Te_3 – редкий минерал, образует единичные мономинеральные гнезда в кварце. Состав стехиометричный (см. табл. 2).

Тетрадимит Bi_2Te_2S – распространенный минерал, образует крупные аллотриоморфные выделения в кварце. Отмечается в тесной ассоциации с галеновисмутитом, бурсаитом, козалитом, иногда в виде игольчатых выделений в последнем и часто в ассоциации с самородным золотом (рис. 2, г–з). Тетрадимит замещается самородным золотом и оксидами Te, Bi и Fe (см. рис. 2, з). По химическому составу выделяется Pb-содержащий и стехиометрический тетрадимит, в минерале отмечаются примеси Se (см. табл. 2).

Сульфоцумоит Bi_3Te_2S – редкий минерал, отмечен в

1. Этапы, стадии рудообразования и минеральные ассоциации

Минералы	Этапы			
	Гипогенный			Гипергенный
	Стадии			
	Ранняя	Средняя	Поздняя	
	Минеральные ассоциации			
	Пирротин-пирит-кварцевая	Золото-халькопирит-сфалерит-галенит-кварцевая (золото-полиметаллическая)	Золото-тетрадимит-бурсаит-кварцевая (золото-теллур-висмутовая)	Сульфатно-оксидная
Самородное золото	-----	xxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxx	
Галенит		oooooooooooo	xxxxxxxxxxxxxx	
Сфалерит		xxxxxxxxxxxxxx		
Пирротин	-----	-----		
Халькопирит	-----	xxxxxxxxxxxxxx	-----	
Пирит	oooooooooooo	-----	-----	-----
Марказит	-----			
Арсенопирит	xxxxxxxxxxxxxx			
Висмутин			xxxxxxxxxxxxxx	
Тетрадимит			oooooooooooo	
Галеновисмутит			xxxxxxxxxxxxxx	
Бурсаит (?)			oooooooooooo	
Козалит (?)			oooooooooooo	
Теллуrowисмутит				
Сульфоцумоит				
Кварц	oooooooooooo	oooooooooooo	oooooooooooo	
Гетит				oooooo
Карбонат	xxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxx	xxxxxxxxxxxxxx	
Церуссит				-----
Англезит				-----
Хлорит				
Апатит	-----			
Оксиды Bi, Te, Fe				xxxxxxxxxxxxxx
Миметезит				-----

Примечание. Минералы: ооо – главные, ххх – второстепенные; примеси: ---- – постоянная, – спорадическая.

срастании с тетрадимитом и бурсаитом в самородном золоте, наблюдаются незначительные примеси Ag и Se (см. рис. 2, ж и табл. 2).

Бурсаит $Pb_3Bi_4S_{11}$ образует в кварце крупные выделения таблитчатой формы, часто в ассоциации с тетрадимитом, теллуrowисмутитом, сульфоцумоитом и

самородным золотом (см. рис. 2, ж). По краям зерен и по трещинам замещается вторичными минералами Pb, Bi, Fe. Химический состав стехиометричен, содержит постоянные примеси Ag до 3,94% и Sb до 0,85% и незначительные – Te, Cu (см. табл. 2).

Козалит $Pb_3Bi_2S_5$ встречается всегда совместно с

2. Химический состав минералов висмута Алтан-Чайдахского рудного узла (в массовых долях, %)

Минералы	Bi	Pb	Te	Ag	Sb	Cu	Se	S	Сумма
Сульфиды									
Pb-содержащий висмутин	77,28	1,73	0,045	–	0,02	0,62	–	18,63	98,31
	77,93	1,96	0,098	–	0,07	0,62	–	18,74	99,42
	78,14	1,78	0,088	–	0,01	0,57	–	18,69	99,26
	78,92	1,58	0,05	–	0,02	0,52	–	19,12	100,2
	80,06	1,59	0,051	–	–	0,45	–	19,01	101,2
Галеновисмутит	53,94	27,51	0,062	–	–	0,02	–	17,04	98,58
	54,08	27,66	–	–	–	0,05	–	17,01	98,8
	54,35	27,35	–	–	–	0,04	–	17,02	98,76
	54,62	27,63	0,021	–	–	–	–	17,04	99,32
	54,65	27,32	0,005	–	–	0,03	–	16,92	98,93
	54,71	27,63	–	–	–	0,03	–	17,23	99,59
	54,75	27,52	–	–	–	0,03	–	17,32	99,61
	54,87	27,11	–	–	–	–	–	17,12	99,1
	55,14	27,18	–	–	–	0,02	–	17,27	99,61
	55,18	26,53	–	–	0,01	0,03	–	17,03	98,77
	55,21	27,12	–	–	0	0	–	17,18	99,51
	55,61	27,67	–	–	0	0,02	–	17,2	100,5
	56,43	27,91	–	–	0	0,04	–	17,43	101,8
Теллуриды Bi									
Теллуrowисмутит	52,02	–	45,25	–	–	–	–	–	97,27
	51,46	–	46,3	–	–	–	–	–	97,76
	52,47	–	45,61	–	–	–	–	–	98,08
Сульфотеллуриды Bi									
Pb-содержащий тетрадимит	53,46	7,97	30,81	–	–	–	0,1	5,79	98,14
	54,21	7,73	30,71	–	–	–	0,12	5,84	98,6
	54,79	7,23	30,6	–	–	–	0,09	5,71	98,44
	54,84	6,64	31,01	–	–	–	0,08	5,71	98,29
	54,97	7,09	31,1	–	–	–	0,08	5,68	98,93
	56,41	3,63	32,76	–	–	–	0,06	5,21	98,07
	57,56	1,52	34,24	–	–	–	0,11	4,99	98,41
	57,64	1,31	34	–	–	–	0,12	5,02	98,09
Тетрадимит	57,73	0,82	34,79	–	–	–	–	4,84	98,18
	57,79	0,73	34,31	–	–	–	0,07	4,89	97,79
	57,83	0,47	34,87	–	–	–	0,2	4,96	98,33
	58,1	0,18	35,13	–	–	–	0,09	4,86	98,35
	58,18	0,31	34,99	–	–	–	–	4,89	98,36
	58,52	0,08	34,69	–	–	–	–	4,84	98,13
	58,73	0,06	35,08	–	–	–	–	4,84	98,71
	59,55	–	34,81	0,5	–	–	–	4,67	99,53
Сульфоцумоит	71,01	1,45	21,57	–	–	–	0,07	3,19	97,29
	71,86	0,38	22,64	0,02	–	–	0,08	2,98	97,95
Сульфосоли Ag, Pb и Bi									
Бурсаит	37,33	42,52	0,068	3,72	0,76	0,01	–	16,37	100,8
	37,53	41,27	0,075	3,68	0,63	0,03	–	16,16	99,38
	37,88	42,81	0,033	3,26	0,85	0,02	–	16,2	101,1
	38,05	41,79	0,049	3,93	0,5	0,05	–	16,07	100,4
	38,26	41,86	–	3,83	0,49	0,03	–	16,24	100,7
	38,57	42,85	0,076	3,8	0,46	0,01	0,02	16,05	101,8

	38,67	42,47	0,128	3,8	0,51	0,04	—	15,99	101,6
	38,75	41,28	0,114	3,75	0,36	0,04	—	15,91	100,2
	39,09	41,48	0,144	3,84	0,3	—	—	16,06	100,9
	39,11	42,37	0,083	3,94	0,3	0,05	—	16,08	101,9
Козалит	39,49	39,22	0	2,57	0,78	0,08	—	16,2	98,35
	39,51	39,1	0,26	2,38	0,73	0,05	—	16,01	98,04
	39,58	39,1	0,277	2,54	0,39	0,01	—	16,19	98,1
	39,91	38,54	0,049	2,49	0,78	0,04	—	16,58	98,38
	39,92	38,51	0,2	2,54	0,72	0,06	—	16,3	98,24
	40,24	38,17	0,061	2,76	1,15	0,11	—	16,73	99,22
	40,51	38,63	0,066	2,24	0,67	0,06	—	16,32	98,49
Ширмерит (?)	38,25	33,57	0,077	9,44	0,71	0,1	—	15,36	97,51

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-micro при следующих условиях: напряжение 20 кВ, ток 30 нА; аналитические линии: Bi – Mα; Te, Pb, Ag, Sb, S – Lα; Cu, S – Kα; эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; Bi₂S₃ – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Ag – 100%; аналитики: Л.М.Попова, Н.В.Христофорова.

тетрадимитом, бурсаитом, сульфозумоитом и самородным золотом, образуя гнезда в кварце (см. рис. 2, г–з). Иногда наблюдается в галеновисмутите в виде вытянутых зерен (см. рис. 2, д). По краям замещается арсенатами и оксидами Pb и Bi. Установлено, что в состав козалита, кроме основных Pb, Bi, S, входят Ag, Sb, Te и Cu (см. табл. 2).

Висмутый минерал из группы густавита (ширмерит?) $AgPb_2Bi_3S_7$ – единичная находка. Образует гнезда в кварце в тесной ассоциации с козалитом. По химическому составу идентифицируется с ширмеритом (см. табл. 2).

Галеновисмутит $PbBi_2S_4$ – распространенный минерал. В нем часто встречаются интерстициальные выделения самородного золота, тетрадимита и козалита (см. рис. 2, д). В составе минерала иногда присутствуют примеси Te, Cu и Sb (см. табл. 2).

Висмутин Bi_2S_3 – редкий минерал, отмечается в тесном переплетении с галеновисмутитом. По трещинкам замещается бисмитом, который в свою очередь окаймляет реликты галенита, замещенного англезитом и миметезитом (см. рис. 2, в). По химическому составу соответствует Pb-содержащему висмутину с постоянными концентрациями Cu и спорадическими – Te и Sb (см. табл. 2).

Самородное золото – основной промышленный минерал. В ранней ассоциации видимые выделения благородного металла не обнаружены. С минералами средней и поздней ассоциаций, особенно кварц-висмут-теллуридной, встречается очень часто, причем отмечаются зерна крупных размеров до 3–5 мм. Как более поздний минерал наблюдается в виде сростаний, овальных, ксеноморфных и интерстициальных выделений в галените, сфалерите (см. рис. 2, а–б), галеновисмутите в тесном контакте с тетрадимитом (см. рис. 2, д), бурсаите, козалите и тетрадимите (см. рис. 2, е–з). Самородное золото среднепробное, в висмут-теллуридной ассоциации относительно

высокопробное, содержит постоянные примеси Bi, спорадические – Pt, Cu и Hg (табл. 3).

По минеральному составу руд Алтан-Чайдахский рудный узел сопоставляется с месторождением Бодороно, где промышленная золотоносность также связана с кварц-полиметаллической и теллури-висмутовой минерализацией [2, 3]. Месторождение Бодороно (Якутия, Нерюнгринский район, 300 км к юго-востоку от г. Нерюнгри и в 30 км к западу от железной дороги Улак-Эльга) входит в состав Бадис-Чакатайского рудного узла Северо-Становой минерагенической зоны и расположено в бассейне верхнего течения р. Алгома на северном склоне Станового хребта.

Проведенное исследование позволяет сформулировать следующие выводы.

1. Рудная минерализация приурочена к крутопадающим жилам и жильно-прожилковым зонам линейных штокверков среди нижнеюрских песчаников нижней подсвиты юхтинской свиты и инъецирующих их силлов дорудных порфировых дацитов.

2. Среди выделенных минеральных стадий ранняя пирротин-пирит-кварцевая не золотоносна, средняя кварцевая золотополиметаллическая с золотом средней пробы (840–867‰) и поздняя кварцевая золото-теллури-висмутная с относительно высокопробным золотом (850–890‰) высоко золотоносны.

3. Видимое самородное золото ассоциирует преимущественно с галенитом и висмутовыми минералами, реже отмечается в кварце и во вторичных минералах. Проба золота колеблется в узких пределах от 840 до 890‰, при этом поздняя золото-теллури-висмутная ассоциация характеризуется относительно высокопробным золотом, типоморфной особенностью которого является постоянное присутствие примеси Bi, реже – Cu, Pb, Zn и спорадическая концентрация Hg и Pt.

4. Месторождение характеризуется комплексной Au-Pb-Te-Bi минерализацией золоторедкометалльной

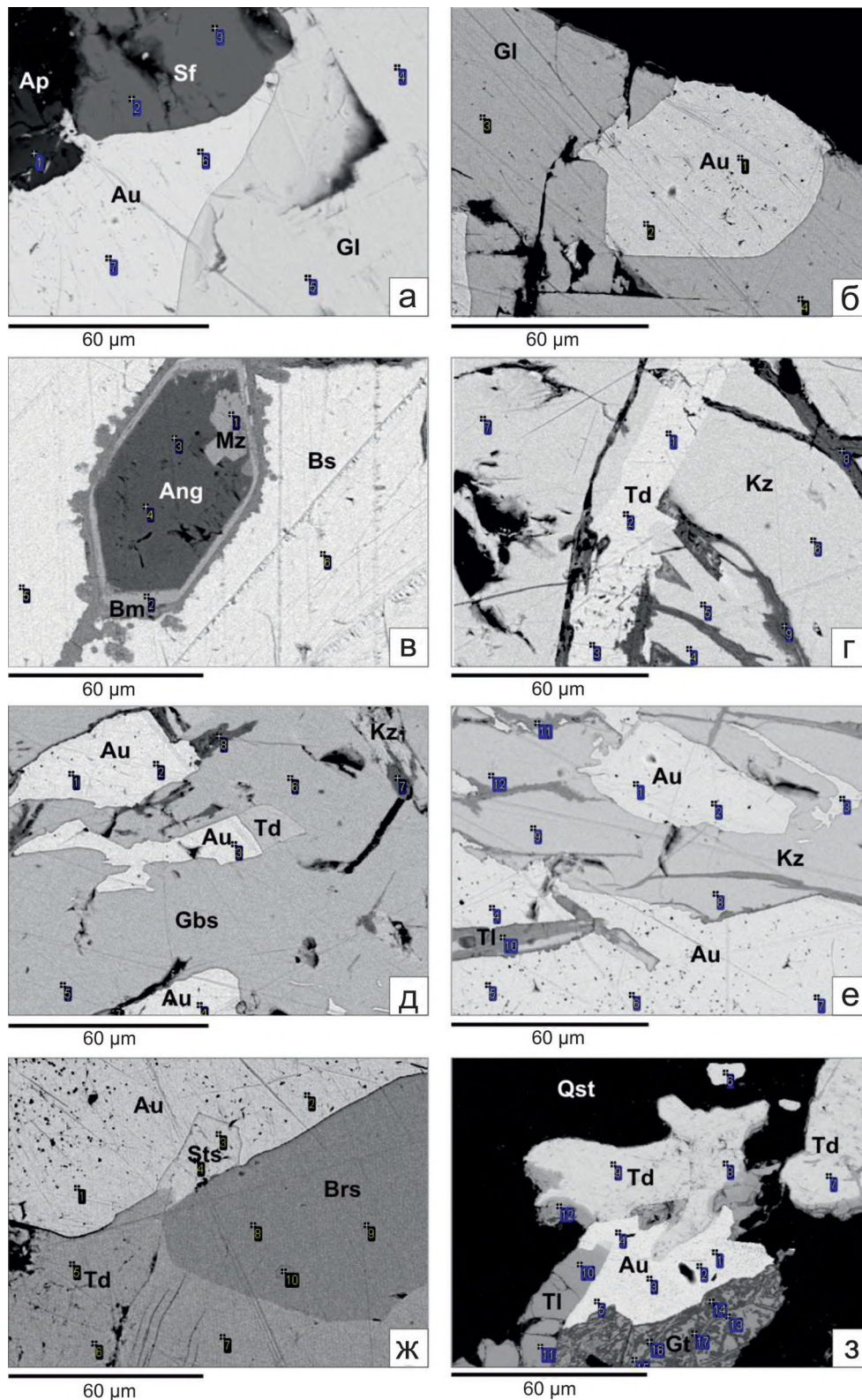


Рис. 2. Взаимоотношение самородного золота с минералами кварц-полиметаллической (а, б) и теллуридо-висмутовой (в–з) минеральных ассоциаций:

Au – самородное золото, Gl – галенит, Sf – сфалерит, Bs – висмутин, Td – тетрадимит, Tw – теллуrowисмутит, Gbs – галеновисмутит, Kz – козалиит, Brs – брусит, Sts – сульфочумоит, Ang – англезит, Mz – миметезит, Tl – теллуриит висмута, Bm – бисмит, Gt – гетит, Qts – кварц, Ap – апатит; цифры – номера микрозондовых анализов

3. Химический состав самородного золота Алтан-Чайдахского узла

Минеральная ассоциация	Au	Ag	Cu	Zn	Hg	Pb	Bi	Pt	Сумма	Проба
Золотополиметаллическая	84,75	16,17	—	—	—	—	—	—	100,93	840*
	86,18	15,8	—	—	—	—	—	—	101,98	845*
	84,36	15,27	—	—	—	—	—	—	99,63	847*
	83,66	14,96	—	—	—	—	—	—	98,61	848*
	84,85	14,85	—	—	—	—	—	—	99,7	851*
	86,37	14,5	—	—	—	—	—	—	100,87	856*
	85,36	14,13	—	—	—	—	—	—	99,49	858*
	86,54	14,11	—	—	—	—	—	—	100,66	860*
	86,51	13,51	—	—	—	—	—	—	100,02	865*
	87,29	13,37	—	—	—	—	—	—	100,66	867*
Золото-теллур-висмутовая	85,71	14,92	—	0,01	—	0,148	0,031	—	100,8	850**
	85,83	13,6	—	—	0,074	—	—	0,024	99,53	862**
	89,51	11,6	0,091	—	—	—	0,126	—	101,3	862**
	87,42	12,44	—	—	—	0,103	0,077	—	100	874**
	88,79	12,59	0,002	0,018	—	—	0,008	—	101,4	876**
	88,19	11,79	0,021	—	0,255	0,283	0,043	—	100,6	877**
	87,23	12,02	0,034	0,013	0,026	—	0,149	—	99,47	877**
	86,77	11,64	0,061	0,074	0,077	0,027	0,141	—	98,8	878**
	87,49	11,71	0,077	0,05	0,077	0,016	0,159	—	99,57	879**
	89,18	11,74	—	—	—	—	0,259	—	101,2	881**
	89,19	11,87	0,032	0,047	0,027	—	0,027	—	101,2	881**
	88,36	11,63	—	0,018	—	0,116	0,072	—	100,2	882**
	88,91	11,66	0,073	—	—	0,028	0,054	—	100,7	883**
	90,11	11,4	0,077	0,006	0,039	0,071	0,215	—	101,9	884**
	89,95	10,76	0,048	—	—	0,309	0,039	—	101,1	890**

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН: * – на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV с энергетическим спектрометром фирмы OXFORD (условия: напряжение 20 кВ, ток 1,7 нА), ** – на микроанализаторе Camebax-micro, при следующих условиях: напряжение 20 кВ, ток 30 нА; аналитические линии: Cu, Fe, Zn, Bi – K α ; Ag, Sb, S – L α , эталоны: CuSbS – Cu, Sb, S; ZnS – Zn; CuFeS₂ – Fe; Bi₂S₃ – Bi; HgTe – Hg, Te; FeAsS – As; Au – 750%; Ag – 100%; аналитики: Л.М.Попова, Н.В.Христофорова, С.К.Попова.

формации. Район перспективен на Au и сопутствующие Ag, Bi, Te, Mo и экономически выгодно расположен в Токинском горнопромышленном угленосном районе.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014–2016 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амарский В.Г., Ветлужских В.Г. Пакеты надвиговых пластин, меланж и формации мезозоя в зоне сочленения Становой области и Алданского щита // Геология и геофизика. 1990. № 2. С. 8–12.
2. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Месторождение Бодороно – новый золоторудный объект Южной Якутии // Руды и металлы. 2014. № 5. С. 49–57.
3. Анисимова Г.С., Соколов Е.П. Золоторедкометалльно-полисульфидный тип минерализации месторождения Бодороно (Южная Якутия) // Мат-лы научн. конф. «Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии». – Благовещенск, 2014. С. 53–55.
4. Ветлужских В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 16–24.
5. Ветлужских В.Г. Южно-Якутский юрско-раннемеловой металлогенический пояс // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 393–398.
6. Магнушевский Э.Л. Полиформационный мезозойский Нингамский плутон // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 135–138.
7. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Известия АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 16–32.
8. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Якутск, 2003.
9. Максимов Е.П., Боронихин В.А., Гордиенко Л.П. и др. Тыркандинская система разломов и ее металлогеническое значение // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. – М.: Наука, 1985. С. 137–165.

Типы Fe-оксидных-Cu-Au проявлений Восточной Якутии

А.В.КОСТИН, И.И.КРИВОШАПКИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

В рудной геологии все больший интерес вызывают так называемые проекты «greenfield investments» – инвестиции в зеленое поле. Это форма инвестиций направлена на создание новых горнорудных мощностей «с нуля». Одним из перспективных объектов для greenfield-проектов в Восточной Якутии являются Fe-оксидные-Cu-Au месторождения. Они характеризуются крупным ресурсным потенциалом золота, меди и других металлов и активно изучаются в мире, что увеличивает их генетическое разнообразие и, соответственно, интерес к ним. В зависимости от глубины застывания рудопродуктивной интрузивной породы выделяются три базовых типа Fe-оксидных-Cu-Au проявлений, связанных с гипабиссальными интрузиями гранодиоритов (Кис-Кюельское), субвулканическими интрузиями гранит-порфиров (Реп-Юреинское), покровами базальтов и отложениями вулканогенно-молассоидной формации верхнего девона–нижнего карбона (Хуратское и Джалканское).

Ключевые слова: IOCG, Fe-оксидный, Кис-Кюельское, Реп-Юреинское, золото, серебро, медь, Восточная Якутия.

Костин Алексей Валентинович, kostin@diamond.ysn.ru

Кривошапкин Иван Иванович, krivii85@mail.ru

Types of Fe-oxide-Cu-Au manifestations of Eastern Yakutia

A.V.KOSTIN, I.I.KRIVOSHAPKIN

The growing interest in ore geology to so-called «greenfield investments projects» – investments in green field is going on. This form of investment aimed to create new mining capacity from scratch. One of the promising targets for greenfield projects in Eastern Yakutia are Fe-oxide-Cu-Au deposits. They are characterized by large resource potential for gold, copper and other metals and have been studied intensively in the world, increasing their genetic diversity and, consequently, the interest in them. Depending on the depth of ore-potential intrusive rock solidification were allocated three basic types of Fe-oxide-Cu-Au manifestations, related to hypabyssal intrusions of granodiorites (Kis-Kuelskiy), subvolcanic intrusions of granite-porphyrries (Rep-Yureinskiy), and flows of the basalts and volcanogenic-molasse formation of the upper Devonian – lower Carboniferous (Khuratskiy and Jalkanskiy).

Key words: IOCG, Fe-oxide, Kis-Kuelskiy, Rep-Yureinskiy, gold, silver, copper, Eastern Yakutia.

Большинство крупных месторождений благородных металлов в Восточной Якутии давно осваиваются (Бадран, Сарылах, Сертачан) или разведаны и зарезервированы недропользователями (Нежданника, Кючус, Прогноз, Кимпиче и др.). Сейчас все больший интерес в рудной геологии вызывает первичный рынок, так называемые проекты greenfield (от англ. green field investments – инвестиции в зеленое поле). Так принято называть форму прямых инвестиций, направленных на создание новых горнорудных мощностей «с нуля». Проекты greenfield должны помочь восполнять истощающуюся ресурсную базу и на ее основе развивать промышленную.

Одним из перспективных объектов для greenfield-проектов в Восточной Якутии являются Fe-оксидные-Cu-Au месторождения. Этот тип месторождений характеризуется крупным ресурсным потенциалом золота, серебра, меди и других металлов и активно изучаются в мире [7–9], что увеличивает их генетическое разнообразие. Перспективы Восточной Якутии на предмет наличия Fe-оксидных-Cu-Au проявлений оцениваются

высоко [2, 3], при этом, их геолого-генетическая типизация, необходимая для выбора способа их оценки, отсутствует.

Территория Восточной Якутии характеризуется совмещением золотой, серебряной и оловянной минерализации, что обусловлено несколькими этапами становления рудопродуктивного магматизма [5]. Этот факт определяет разнообразие генетических типов Fe-оксидных-Cu-Au (IOCG) проявлений, установленные примеры которых показаны на рисунке. Fe-оксидная-Cu-Au минерализация Восточной Якутии формируются в связи с различными типами магматических проявлений [10] и в широком интервале глубин, что определяет их генетическое разнообразие, морфологию рудных тел, вещественный состав, качество руд и ресурсный потенциал золота, серебра и меди (см. таблицу).

На больших глубинах магма-флюидные системы не могут генерировать достаточно механической энергии для дробления вмещающих пород. При этом Fe-оксидная минерализация может охватывать значительные объемы измененных интрузивных пород, а медная

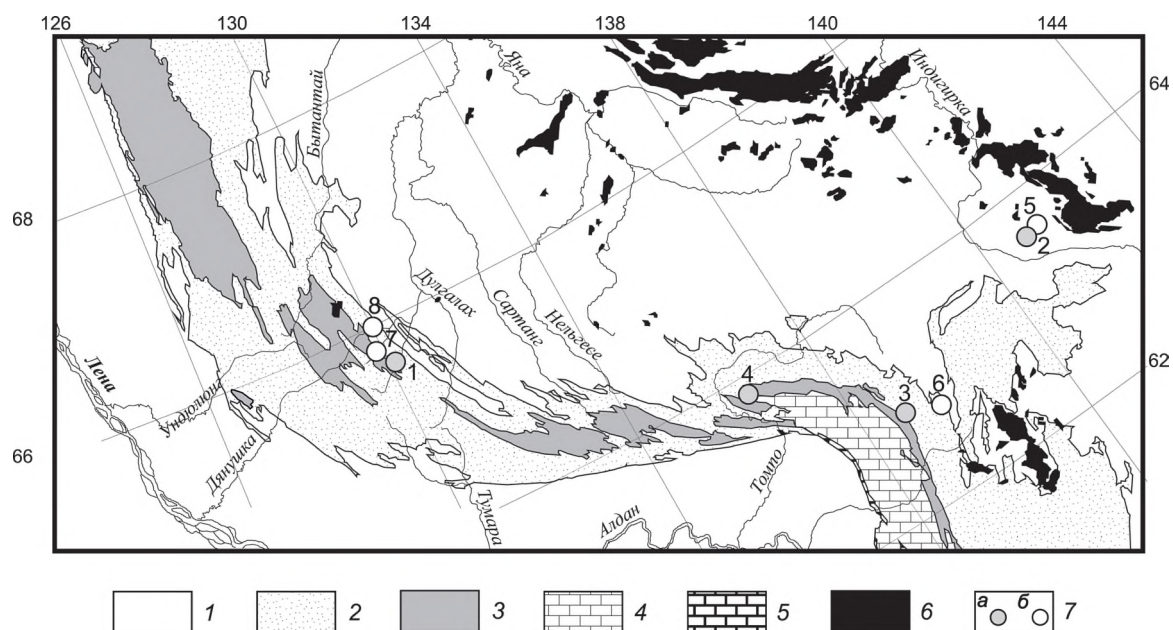


Схема размещения выявленных и перспективных типов проявлений с минерализацией Fe-оксидного-Au-Cu типа:

1 – триас-юра; 2 – пермь; 3 – карбон; 4 – кембрий–девон; 5 – протерозой; 6 – плутоны; 7 – проявления: а – установленные (1 – Кис-Кюельское, 2 – Реп-Юреинское, 3 – Хуратское, 4 – Джалканское и б – перспективные (5 – Заохренное, 6 – Супское, 7 – Эндыбальское, 8 – Кыгылтасское)

Характеристика главных типов Fe-оксидных-Cu-Au проявлений Восточной Якутии

Интрузивные породы		Эффузивные породы (покровы)	
Гипабиссальные интрузии гранодиоритов	Субвулканические интрузии гранит-порфиров	Покровы базальтов верхнего девона и отложения вулканно-молассоидной формации верхнего девона–нижнего карбона	
Примеры проявлений (установленные)			
Кис-Кюельское	Реп-Юреинское	Хуратское	Джалканское
Морфология рудных тел			
Объемная залежь: гетитизированные гранодиориты кровли массива, пропитанные прожилково-вкрапленной и рассеянной сульфидной минерализацией	Плащеобразная залежь: в кровле интрузива поле брекчий с Fe-оксидным и арсенопиритовым цементом	Пластовые залежи, смятые в складки: гематитовые брекчии с сульфидной минерализацией в подошве покровов базальтов	Пластовые залежи, смятые в узкие линейные складки: эпидотизированные, карбонатизированные, хлоритизированные базальты с относительно равномерной вкрапленностью самородной меди
Рудная минерализация			
Гетит, халькопирит, арсенопирит, тетраэдрит, монацит, самородные Au и Bi	Гематит, гетит, халькопирит, арсенопирит, самородные Au и Bi	Гематит, халькопирит, ковеллин, молибденит, барит	Гематит, гетит, самородная Cu, халькопирит, ковеллин, халькозин, борнит
Состав руды			
Fe 19,2%, Cu 0,014–0,53%, Au 0,15–4,6 г/т, Ag 22,4–3680 г/т	Fe 7,75–56,43%, Cu 0,01–4,2%, Au 0–7,55 г/т, Ag 5,02–859,0 г/т	Fe 15,11–43,29%, Cu 0,023–0,083%, Au 0,1–17,5 г/т	Fe 9,95–20,16%, Cu 0,011–3,98%
Параметры рудных тел			
ρ=2,75 гр/см³, руды 47,25 млн.т	ρ=2,76 гр/см³, руды 712 млн.т	ρ=2,98 гр/см³, руды 0,67 млн.т	ρ=3,03 гр/см³, нет данных
Ресурсный потенциал*			
Au 47 Ag >29 000 Cu >18 000	Au >800 Ag >70 000 Cu >350 000	Au <1	Нет данных

Примеры проявлений (предполагаемые)			
Заохренное, Кыгылтасское, Супское	Эндыбальское	нет данных	нет данных

Примечание. * – авторская оценка ресурсного потенциал (в т).

и золотая носит вкрапленный и прожилково-вкрапленный характер, формируя штокверковые тела с устойчивыми параметрами на глубину (**Кис-Кюельский тип**).

На малых глубинах в кровлях порфировых интрузий образуются рудные брекчии с гематитовым и гетитовым цементом, несущие дополнительно вкрапленную минерализацию сульфидов. Руды характеризуются содержанием оксидов железа более 20% и дефицитом сульфидов (**Реп-Юреинский тип**).

К новому перспективному для Якутии Fe-оксидному Cu-Au типу проявлений относятся покровы базальтов с участками гематитизации с сульфидной и самороднометалльной минерализацией. Руды формируются в приповерхностных условиях и характеризуются разнообразной морфологией (**Хуратский и Джалканский типы**).

Кис-Кюельское проявление (65,50°с.ш., 130,28°в.д.) расположено в восточном крыле Эндыбальской антиклинали и сложено терригенными отложениями кыгылтасской, хорокытской и эчийской свит C_3-P_1 . Магматические образования представлены Кис-Кюельским штоком площадью 1,5 км² и серией даек риолитов, дацитов, андезитов и долеритов. Строение штока неоднородное – его центральная часть сложена гранитами, периферийная – диоритами. Шток слабо эродирован, на его кровле сохранились останцы ороговикованных песчаников. Рудные тела локализованы непосредственно в контурах Кис-Кюельского штока и включают несколько типов руд:

Fe-оксидный (главный) минеральный тип, представлен измененным гранодиоритом красно-коричневого цвета за счет большого количества гетита (19,2% Fe_{tot}). Площадь выхода минерализованных пород на поверхность, вычисленная средствами ArcGIS, составляет 0,35 км². В рудах постоянно отмечаются халькопирит, малахит, азурит, акантит, самородные золото (состав золота: Au 70–77 и Ag 23–30%), висмут и серебро. В рудах повсеместно присутствует монацит с переменным составом (в %): Ce 20,27–36,73, La 12,39–19,98, Nd 6,54–13,75, Y 0–34,72, Pr 0–7,78, Gd 0–4,33.

Ag-Pb минеральный тип, ассоциирует с Fe-оксидными рудами и представлен зонами брекчий в эндо- и экзоконтактах интрузива, в которых брекчии цементируются серебросодержащим галенитом. Содержания в рудах: Ag 920 г/т, а Cu 0,028, Pb 31,42 и Zn 0,22%.

Ag-Pb-Cu-кварцевый минеральный тип представлен сериями сближенных в Fe-оксидных рудах галенит-халькопирит-блэкклорудно-кварцевых жил и не имеет самостоятельного значения. Содержания в рудах: Ag 22,4–3680 г/т, а Cu 0,014–0,53, Pb 0,1–81,63 и Zn 0,07–3,42%.

Реп-Юреинское проявление (63,57°с.ш., 143,28°в.д.)

сложено терригенными отложениями верхоянского комплекса (T_2-J_3), прорванными редкими дайками долеритов (J_3) и небольшими интрузивами гранодиорит-гранитного комплекса (J_3-K_1) – Курдатский и Эргеляхский ряды, секущие складчатые структуры. Продуктивная минерализация Fe-оксидных брекчий пространственно приурочена к Реп-Юреинскому и Заохренному интрузивам, завершающим с запада Эргеляхский ряд плутонов. В контурах брекчий известны гидротермальные образования золотомышьяково-сульфидного вкрапленного, золотокварцевого малосульфидного, золоторедкометалльного и золотосурьмяного минеральных типов, не имеющие самостоятельного значения (А.Н.Штукатуров и др., 1985).

Реп-Юреинский интрузив вскрывается на высотной отметке 1150 м, находится в начальной стадии эрозии. Прорывает раннеюрские терригенные отложения и представлен цепочкой из 6 небольших по площади выходов (от 0,1 до 0,3 км², общая площадь 1,2 км²) порфировых интрузий, вытянутых в долготном направлении и локализованных в едином поле ороговикованных пород. Над не вскрытым эрозией Реп-Юреинским плутоном установлено поле гидротермально-измененных пород, представленное брекчиями с Fe-оксидным и арсенопиритовым цементом [2]. По данным рентгенофазового анализа (дифрактометр D2 PHASER Bruker, аналитики Н.В.Заякина, Т.Ф.Тренина) основные минералы цемента брекчий – гематит и гетит, магнетит не установлен. Вкрапленные рудные минералы представлены халькопиритом и арсенопиритом. Во всех типах брекчий обломки имеют округлые формы с каймой гидротермальной обработки и частичного растворения. В составе обломков присутствуют граниты ранней фазы и ороговикованные породы зоны экзоконтакта.

Проявления **Джалкан** и **Хурат** связаны с покровами базальтов Сетте-Дабанского палеорифта и по предварительным данным несут перспективную Fe-оксидную Cu±(Au,Ag) минерализацию.

На контакте покровов базальтовых порфиров и доломитов бурхалинской и сегеняхской свит (D_2br-D_3sg) проявления Хурат (63,13°с.ш., 138,20°в.д.) установлены и опробованы зоны брекчий с гематитовым цементом и вкрапленной сульфидной минерализацией. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом и ковеллином, которые на одних участках находятся в виде вкрапленных в базальтах, на других – локализованы в заполненных хлоритом миндалилах. В пиллоу-лавах, сцементированных кремнистыми осадками, насыщенными гематитом, определены высокие содержания золота (см. таблицу), видимых сульфидов не наблюдается. Средняя

мощность гематитовых брекчий – 1,5 м, протяженность не менее 3 км.

Миндалекаменные (амигдалоидные) и гидротермально измененные прикровельные части базальтовых потоков проявления Джалкан (63,60°с.ш., 136,46°в.д.) несут богатую медную минерализацию, сопровождаемую гематитизацией. Рудные тела представляют собой стратифицированные горизонты мощностью 1–4 м с содержанием меди 0,011–3,98%, рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, халькозином, борнитом и самородной медью. Самородная медь образует как тонкую вкрапленность, так и крупные вкрапленники и прожилки. В период работ Аллах-Юньской геологоразведочной экспедицией в аллювии р. Джалкан были обнаружены самородки меди массой до 15 кг, в рудах отмечались примеси серебра и золота [1], но благороднометалльное наполнение джалканских руд до конца изучено не было. При этом в аналогичных проявлениях самородной меди в протерозойских базальтах рифта Мидконтинент (Северная Америка) месторождения Кивинаван (штат Мичиган, США) отмечаются значительные количества серебра в самородной форме [6]. Руды меденосных базальтов аналогичной по геологическим условиям нахождения площади Коппермайн Ривер (Канада) содержат Cu 1,25% и Ag 14,1 г/т [11].

Некоторые проявления Восточной Якутии несут признаки, которые позволяют отнести их к Fe-оксидному ($\pm$ Cu-Au) типу:

Заохренное проявление (63,64°с.ш., 143,37°в.д.) приурочено к одноименному интрузиву площадью 0,13 км², прорывает терригенные породы норийского яруса Т₃. В кровле плутона отмечаются участки повышенного ожелезнения и вкрапленной халькопиритовой минерализации с содержаниями меди до 2,5%.

Супское проявление (63,07°с.ш., 139,16°в.д.) приурочено к одноименному интрузиву кварцевых монцитов, монцодиоритов, сиенитов и диоритов, локализованному в отложениях верхней перми. В измененных гранодиоритах Супского массива установлены содержания Fe до 21,53 и Cu до 0,14%, Au до 0,88 г/т.

Эндыбальское проявление (65,67°с.ш., 130,12°в.д.) расположено в ядре Эндыбальской антиклинали, сложенной песчаниками кыгылтасской свиты C₃–P₁, которые прорваны Эндыбальским субвулканом. На участке развития эруптивных брекчий присутствуют брекчиевые руды с гетитовым цементом, оценка которых не проводилась. С ними пространственно связано Au-Cu-Mo и Cu-Mo штокверковое прожилкование [4].

Кыгылтасское проявление (65,8°с.ш., 129,69°в.д.) приурочено к сводовой части Имтанджинской антиклинали и располагается в терригенных отложениях C₂₋₃–P₁, прорванных небольшим штоком гранодиоритов. К их кровле приурочено обширное поле контактово-метаморфизованных сульфидизированных пород, участками брекчированных и цементированных оксидами Fe. По данным экспедиций «Союзникельоворазведки» (период работы 1933–1947 гг.) эти руды содержат Ag 21,86

и Au 1,12 г/т; запасы металлов (в т): Ag 2045,5 и Au 104,8 (Н.Н.Стронский, 1934).

В заключение можно сделать следующие выводы.

Новые перспективные для инвестиций в геологоразведку «с нуля» проекты Восточной Якутии связаны с проявлениями Fe-оксидного типа, несущими комплексную Fe-Cu-Au-Ag $\pm$ REE минерализацию.

Для Восточной Якутии типизация проявлений Fe-оксидного типа проведена на основе глубинности рудопродуктивного магматизма. Из известных на сегодня проявлений наибольший ресурсный потенциал золота связан с субвулканическими интрузиями гранит-порфиров (см. таблицу). Гипабиссальные интрузии с низким эрозионным срезом могут иметь значительный рудный потенциал, но Fe-оксидная-Cu-Au минерализация может с глубиной переходить в медно-порфировый тип руд. Связанная с покровами базальтов минерализация не оценена полностью, поэтому, не следует исключать находок связанных с ними промышленно значимых руд Fe-оксидного-Cu-($\pm$ Au $\pm$ Ag) типа.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, базовый проект № VIII.72.2.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Майская. Лист Р-53-V (р. Менкюле). Объяснительная записка // Отв. ред. В.А.Ян-Жин-Шин. – М., 1998. 93 с. +1 вкл. (МИП России, «Якутскгеология»).
2. Костин А.В. Fe-оксидная-Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 3–10.
3. Костин А.В. ГИС как средство оценки рудообразующего потенциала интрузивных образований Верхоянского складчатого пояса (Восточная Якутия) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Известия Сибирского отделения. Секция наук о Земле РАЕН. 2008. № 7 (33). С. 97–105.
4. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. – Якутск: Изд-во СО РАН, 1997.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) // Российская академия наук. Сибирское отделение. Институт геологии алмаза и благородных металлов. АН РС(Я), Якутский государственный ун-т им. М.К.Аммосова, Государственный комитет РС(Я) по геологии и недропользованию // Отв. ред. Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
6. Bornhorst T.J., Rose W.I. Self-Guided Geological Field Trip to the Keweenaw Peninsula, Michigan // Institute on Lake Superior Geology. 1994. Vol. 40. Part 2.
7. Corriveau L. Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold ($\pm$ Ag, $\pm$ Nb, $\pm$ REE, $\pm$ U) Deposits: A Canadian Perspective // Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 490 de la Couronne, Québec, G1K 9A9, 2009.
8. Gandhi S.S. World Distribution of Fe Oxide $\pm$ Cu-Au-U (IOCG) Deposits // Geological Survey of Canada, data com-

- pilation. 2007. Database. Web.
9. *Gandhi S.S.* Magmatic-hydrothermal Fe oxide±Cu±Au deposits: classification for a digital database and an overview of selected districts: IAVCEI General Assembly 2004, Pucón, Chile. CD-ROM. Abstracts 01a pt. 169.
 10. *Kostin A.V.* Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. 2012. № 9. Pp. 1045–1053.
 11. www.tundracopper.com

Типоморфизм и изотопия алмазов триасовых туффигов Булкурской антиклинали

С.А.ГРАХАНОВ, А.Е.МОЛОТКОВ, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, А.Д.ПАВЛУШИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39), Б.С.ПОМАЗАНСКИЙ (Научно-исследовательское геологическое предприятие АК «АЛРОСА» (ОАО); 678170, г. Мирный, ул. Чернышевского, д. 7)

На северо-востоке Сибирской платформы открыты крупные россыпные месторождения алмазов с неустановленными коренными источниками. Алмазы россыпных месторождений разделяются на две группы: первая включает кристаллы кимберлитового генезиса, содержащиеся в кимберлитовых трубках Сибирской платформы, вторая – алмазы «северного» типа с легким изотопным составом углерода. Алмазы второй группы установлены в туфогенно-осадочных породах Булкурской антиклинали, в кимберлитовых телах они не встречаются. Проведенными исследованиями доказано сходство алмазов из карнийских туффигов с алмазами из промышленных четвертичных россыпей.

Ключевые слова: алмаз, изотопия углерода, коренной источник, типоморфизм, триас, туффит, Сибирская платформа.

Граханов Сергей Александрович, s.grakhanov@rambler.ru

Молотков Андрей Евгеньевич, aemolotkov@mail.ru

Олейников Олег Борисович, olei-oleg@yandex.ru

Павлушин Антон Дмитриевич, a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru

Помазанский Богдан Степанович, pomazanskiybs@alrosa.ru

Typomorphism and isotopes of diamonds Triassic tuffites Bulkur anticline

S.A.GRAKHANOV, A.E.MOLOTKOV, O.B.OLEYNIKOV, A.D.PAVLUSHIN, B.S.POMAZANSKY

In the north-east of the Siberian platform discovered large deposits of alluvial diamonds unidentified indigenous sources. Diamonds alluvial deposits are divided into two groups. The first group includes the genesis of kimberlite diamonds contained in kimberlite pipes of the Siberian platform. The second group includes diamonds «northern» type with a light carbon isotope composition. These diamonds in kimberlite bodies have not been found, but set in tuffaceous sedimentary rocks Bulkur anticline. Conducted studies have shown similarities diamonds from Carnic tuffites and industrial Quaternary placers.

Key words: diamond, carbon isotope, a native source, typomorphism, triassic, tuffit, Siberian platform.

На северо-востоке Сибирской платформы открыты крупные россыпные месторождения алмазов четвертичного и неогенового возрастов: Эбелях, Биллях, Маят, Холомолоох, Гусиная, Молодо, Большая Куонамка, Хара-Мас и др. Коренные источники данных россыпей не установлены. При детальном изучении алмазов из этих месторождений по кристалломорфологическому облику и физическим свойствам они разделены на две основные группы, которые связаны с различными коренными источниками [4, 6].

Первая группа – алмазы кимберлитового генезиса, подобные которым содержатся во всех среднепалеозойских кимберлитовых трубках Сибирской платформы. Для них характерен утяжеленный изотопный состав углерода, свойственный кристаллам ультраосновного парагенезиса [4, 6]. Морфологически к этой группе относятся: ламинарные октаэдр, скрыто ламинарные ромбододекаэдро-

иды уральского (бразильского) типа и додекаэдриды жильного типа (I разновидность по Ю.Л.Орлову [6]). Для алмазоносных кимберлитовых тел характерно преобладание ламинарных алмазов I разновидности, а для слабоалмазоносных кимберлитовых тел – округлых кристаллов уральского и жильного типов [4].

Ко второй группе отнесены кристаллы эбеляхского (северного) типа, представленные графитизированными ромбододекаэдроидом V разновидности, а также сростки додекаэдроидов VII с легким изотопным составом углерода. К этой же группе относятся и равномерно-окрашенные кубоиды II разновидности с промежуточным изотопным составом углерода. Алмазы, подобные представителям второй группы, не встречаются в кимберлитовых телах Сибирской алмазоносной провинции, но установлены в туфогенно-осадочных породах Булкурской антиклинали.

Авторами изучены типоморфные и физические свойства алмазов из карнийских туффитов Булкурской антиклинали и проведено сопоставление их с таковыми алмазов из мезозойских кимберлитов и четвертичных россыпей.

В разрезе триасовых отложений Булкурской антиклинали алмазоносные туффиты залегают на ладинских континентальных песчаниках и перекрываются туффитами или туфоалевролитами с карнийской фауной [2]. В самих туффитах фауна отсутствует. Полученные значения возраста цирконов «кимберлитовой» морфологии из алмазоносных пород свидетельствуют, по крайней мере, о двух этапах проявления вулканизма: позднеладинском и раннекарнийском [3]. Алмазоносные триасовые породы в зависимости от количества в них пеплового материала и лапиллей, а также присутствия терригенной составляющей относятся к единой серии пород, включая вулканические, осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Совокупность петрографических и геохимических данных позволяет сделать вывод о том, что алмазоносные вулканогенные породы образовались в результате проявления основного–ультраосновного вулканизма щелочного–субщелочного характера [2].

Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород уникален по широкому спектру цветовых разновидностей пиропов, а также повышенному содержанию хромшпинелидов, пикроильменита и рутила. Подобные количества минералов-спутников алмаза встречаются нечасто даже в высокоалмазоносных кимберлитах. В цветовом спектре пиропов доминируют индивиды оранжевого цвета. Содержание пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса редко превышает 1–2% [2]. В то же время, значительна доля (12,5%) гранатов эклогитового парагенезиса с примесью MnO >0,5 массовой доли %, что по Н.В.Соболеву [9] характерно для высокоалмазоносных пород.

Туффиты западного крыла Булкурской антиклинали выделяются ураганной алмазоносностью. Алмазы из них по среднему весу и распределению по классам крупности близки к таковым из коренных кимберлитов

или россыпей ближнего сноса [2]. Количественно преобладают кристаллы классов –2...+1 и 1 мм, а по массе –4...+2 мм. Средняя масса алмазов по участкам Булкурской антиклинали варьирует от 6,6 до 15,3 мг. По типоморфным особенностям алмазы из разных участков антиклинали довольно близки. Несущественные различия содержания отдельных разновидностей, скорее всего, обусловлены недостаточным представительным количеством изученных образцов. Среди кристаллов доминируют (70,6–84,8%) алмазы I разновидности (табл. 1). В этой популяции доля ламинарных кристаллов невелика от 11,2 до 21,6%, преобладают округлые индивиды уральского типа, составляя от 41,6 до 58,2% от общего количества алмазов I разновидности. Количество желтых кубов II разновидности и алмазов V и VII разновидностей сопоставимо с их содержанием в четвертичных россыпях [4] (см. табл. 1). Существенное отличие от четвертичных россыпей заключается в отсутствии алмазов III и VIII разновидностей [4].

По степени сохранности среди алмазов I разновидности в равной степени встречаются «целые+незначительно поврежденные» и «обломанные+расколотые» индивиды, 61,4% изученных образцов трещиноваты. Индивиды гранулометрических классов –4...+2 и –2...+1 мм наиболее трещиноваты. Доля алмазов с твердыми включениями составляет 59%. Чаще всего встречаются кристаллы с графит-сульфидными включениями, а также с групповым и многочисленным графитом. Количество двойников и сростков невелико (16,6%). Среди них в равной степени встречаются шпинелевые двойники и незакономерные сростки. Подавляющее количество алмазов прозрачные, «весьма прозрачные» кристаллы составляют 12,2%, доля полупрозрачных алмазов – 13,9%. Содержание окрашенных кристаллов невысокое – 15,3%, среди них преобладают дымчато-коричневые и лилово-коричневые. Содержание кристаллов с признаками природного травления 41,7%. Часто на алмазах встречаются шрамы, значительно реже поверхностная пластическая

1. Типоморфные особенности алмазов из туфогенно-осадочных пород карнийского яруса Булкурской антиклинали и четвертичных промышленных россыпей

Разновидности алмазов по работе [6], %										
Наименование участков	I					II	III	IV	V+VII	VIII
	Ламинарные	Округлые			Сумма I					
		Уральского типа	Жильного типа	Сумма						
Карнийские туффиты Булкурской антиклинали Приморского алмазоносного района										
Булкур, т.н. БГ1 (285)*	19,2	41,6	7,9	49,5	70,6	3,3	0,0	0,5	22,9	0,0
Булкур, т.н. ПГ2 (428)	19,7	49,1	4,8	53,9	75,1	2,3	0,0	2,0	22,5	0,0
Хатыстаах (121)	21,6	51,7	7,6	58,3	84,8	1,3	0,0	1,3	14,0	0,0
Улахан-Альджархай (174)	11,2	58,2	8,9	67,1	80,7	2,3	0,0	0,0	19,2	0,0
Четвертичные промышленные россыпи Анабарского алмазоносного района [4]										
Эбелях	14,1	16,2	20,3	36,5	62,9	3,6	0,2	0,5	30,9	0,3
Биллях	18,3	29,4	16,4	45,8	72,4	2,7	0,3	0,2	21,5	0,1

Примечание. В скобках – число изученных алмазов, шт.; * – исключены осколки.

деформация и в единичном случае коррозия. Механический износ на кристаллах I разновидности не наблюдается. Количественно преобладают кристаллы с розово-сиреневым цветом фотолюминесценции во всех классах крупности (67,5%). С сине-голубым (17,6%), желтым и желто-зеленым (в сумме 11,5%) свечением встречаются реже, что характерно для всех участков Булкурской антиклинали.

Алмазы II разновидности представлены желтыми кубами и тетрагексаэдрами, большая часть хорошей сохранности. Более половины из них имеют единичные трещины. Около трети алмазов полупрозрачны. В ультрафиолетовых лучах большинство образцов люминесцируют характерным желто-зеленым свечением. Встречены два куба с розово-сиреневым свечением и один несветящийся додекаэдр.

Алмазы IV разновидности состоят в равной степени из ромбододекаэдров, кубов и переходных форм, в основном желто-зеленого (75%), реже серого (25%) цветов. Встречаются как целые кристаллы, так и обломки. Преобладают непрозрачные (62,5%) алмазы, не светящиеся в ультрафиолетовых лучах. Более 30% содержат групповые и многочисленные включения графита.

Алмазы V разновидности – серые, забитые графитом полупрозрачные ромбододекаэдры и зерна переходных форм, имеющие бледно-розовую фотолюминесценцию или несветящиеся. Половину из них составляют целые и в незначительной степени поврежденные кристаллы.

Алмазы VII разновидности представлены прозрачными незакономерными сростками додекаэдров, на поверхности которых наблюдаются шрамы. Они имеют интенсивную розово-сиреневую фотолюминесценцию. Большинство зерен целые или незначительно поврежденные.

При изучении состава примазок на кристаллах из туфов Булкурской антиклинали [7], на кристалле VII разновидности обнаружена высокобарическая парагенетическая ассоциация кварц-жадеит (омфациит). Можно предположить, что образование этого алмаза происходило в эклогитах. По экспериментальным и расчетным данным геобарометра альбит-жадеит+кварц в системе клинопироксен-плаггиоклаз-кварц граница метастабильности альбита при распаде твердого раствора на жадеит-кварц соответствует области P - T параметров с минимумом давления от 13 кбар и температурой 400°C [8]. Температурные условия стабильности алмаза в ассоциации с кварцем и омфациитом (1000–1200°C) отвечают давлениям $2,8 \cdot 10^7$ – $3 \cdot 10^7$ ГПа [10]. Следовательно, появление альбита на поверхности кристаллов алмаза может отражать эволюцию фазового состава среды транспортировки алмаза из мантии. Рутил, сопровождающий данную высокобарическую ассоциацию минералов, вероятно, имеет с ней парагенетическую связь. На отдельных кристаллах наблюдается «послойное» распределение минералов на поверхности и в трещинах, что хорошо

отражает близость взаимоотношений обнаруженных минеральных фаз [7]. Поверхность алмаза бывает покрыта сплошным, плотным, чешуйчатым агрегатом железистых хлоритов – шамозита и тюрингита толщиной около 20 мкм. Поверх такого агрегата наблюдаются другие агрегаты смешанных кристаллических зерен – жадеита, кальцита, кварца с редкими зернами пирита. На кристалле также присутствуют кальцит, рутил и оксиды марганца, близкие по составу с пиролюзитом и биксбитом. Последние можно охарактеризовать как продукты изменения вулканогенных и пирокластических пород в морских условиях осадконакопления [7].

Дефектно-примесный состав алмазов участка Булкур исследован А.Е.Молотковым на инфракрасном фурье-спектрометре «ФТ-801» с инфракрасным микроскопом «МИКРАН-2» методом просвечивающей ИК спектроскопии [5]. Во всех изученных образцах присутствует микропримесь азота. Доминируют кристаллы алмаза с суммарной концентрацией ($N_{\text{tot}} = \text{A-дефекты} + \text{B1-дефекты}$) азотных дефектов $N_{\text{tot}} > 900$ ppm. Количество «среднеазотистых» алмазов заметно меньше, а образцов с концентрацией до 25 ppm < 2%. Доля азота в форме B1-дефектов у преобладающего числа образцов находится в интервале 20–50%. Среднее значение агрегированности примесного азота в B1-дефекты около 35%. Большая часть кристаллов обогащена пластинчатыми образованиями азота, на что указывают коэффициенты поглощения Р-центров, составляющие $> 4 \text{ см}^{-1}$ (в среднем 7 см^{-1}). Наличие небольших пиков 3107 см^{-1} , с коэффициентом поглощения не превышающим 3 см^{-1} (в среднем $0,9 \text{ см}^{-1}$) позволяет предположить малое содержание примеси водорода.

Исследованные октаэдры I разновидности в основном обогащены азотом. Только два октаэдра с полицентрическими гранями имеют низкие его концентрации. Октаэдры с высоким содержанием $N_{\text{tot}} \geq 1000$ ppm имеют повышенную долю азота в форме B1-дефектов (50–68%). Среди кристаллов переходных форм в основном наблюдаются «среднеазотистые» индивиды, присутствуют также один «безазотистый» алмаз со сноподобной штриховкой и один «высокоазотистый» с полицентрическим ростом граней. В кристаллах переходных форм, как и в октаэдрах, отмечается высокая агрегация азота в форму B1-дефектов. Ромбододекаэдры в большинстве «высокоазотистые». Ламинарные и округлые алмазы с шагренью и полосами пластической деформации чаще имеют суммарную концентрацию азотных дефектов $N_{\text{tot}} \leq 400$ ppm, что редко встречается у округлых скрытослоистых алмазов со сноподобной штриховкой и блоковой скульптурой. Степень агрегированности примесного азота в форму B1-дефектов у преобладающей части ромбододекаэдров находится в диапазоне 20–50%. Только у нескольких средне- и «высокоазотистых» алмазов этого габитуса доля B1-дефектов превышает 70%.

Кристаллы II разновидности характеризуются невы-

соким содержанием азотных дефектов ($N_{\text{tot}} < 300$ ppm). Два кристалла IV разновидности «среднеазотистые» ($N_{\text{tot}} \sim 600$ ppm) с малой степенью агрегированности азота в B1-дефекты (10–20%). Все изученные кристаллы V, VII разновидностей сильно обогащены азотом ($N_{\text{tot}} \sim 700$ –1900 ppm) с низкой долей B1-дефектов (20–30%) и содержат пластинчатые образования азота малых размеров (в среднем 24 нм).

В рамках комплексного изучения алмазов из туфогенных пород Булкурской антиклинали в 31 образце определен изотопный состав углерода (табл. 2). Установлено широкое распространение алмазов с легким изотопным составом и многомодальным характером распределения $\delta^{13}\text{C}$. В изученной выборке 18 кристаллов 58,0% имеют значение $\delta^{13}\text{C}$ менее $-17,2\text{‰}$ («изотопически легкие алмазы» [1]). В этой «легкой» части значения $\delta^{13}\text{C}$ узко локализованы в интервале от $-17,2$ до $-22,8\text{‰}$, при этом «легкими» являются как алмазы эбеляхского типа (V+VII разновидности), так и округлые кристаллы I разновидности. Значение абсолютного минимума ($-22,8\text{‰}$) приходится на скрытослоистые индивиды (см. табл. 2). Алмазы с тяжелым изотопным составом также варьируют в узком диапазоне значений от $-7,1$ до $-3,6\text{‰}$ (по работе [1] «алмазы нормального изотопного состава»). При этом наименьшие значения $\delta^{13}\text{C}$ $-3,6\text{‰}$ характерны для ламинарных кристаллов I разновидности. Переходные изотопные характеристики имеют кубы II

разновидности ($-10,1 \dots -7,2\text{‰}$) (см. табл. 2).

Анализируя изотопный состав углерода в алмазах из кимберлитов северо-востока Сибирской платформы, отметим, что в палеозойских трубках (Укукитское поле) присутствуют алмазы с тяжелым изотопным составом, значения $\delta^{13}\text{C}$ колеблются в интервале $-2,1 \dots -5,74\text{‰}$ (табл. 3), а «изотопно-легкие кристаллы» отсутствуют. Причем эта закономерность сохраняется как для ламинарных индивидов ряда октаэдр–додекаэдр, так и для округлых алмазов I разновидности уральского или жильного типов [1, 4, 6]. Для мезозойских кимберлитовых тел картина совершенно иная. Доля алмазов изотопно-легкого состава в трубке Малокуонапская составляет 14,3%, а в телах Лучаканского поля достигает 71,4% [1, 4] (см. табл. 3). При этом в составе I разновидности встречаются округлые алмазы как тяжелого, так и легкого изотопного составов.

Продоланное исследование приводит к следующим выводам.

1. Алмазы из туффитов Булкурской антиклинали и промышленных четвертичных россыпей [4] имеют много общего (см. табл. 1). Их отличие заключается в отсутствии кристаллов III и VIII разновидностей в туффитах и наличии таковых в четвертичных россыпях (в россыпи р. Эбелях сумма III+VIII разновидностей составляет 0,5% [4]), куда они, вероятно, поступали

2. Изотопный и микропримесный состав алмазов из туфогенно-осадочных пород Булкурской антиклинали

Участок, точка наблюдения	Морфологические разновидности по Ю.Л.Орлову	Номер изотопного анализа	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	Концентрация азота	
				A+B1, ppm	B1, %
I разновидность, изотопно-тяжелые					
Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр ламинарный тонкослоистый	17	−3,6	103,9	25
Булкур, БГ1	Октаэдр ламинарный переходной формы	16	−4,8	110,7	22
Булкур, ПГ2	Переходная форма псевдогемиморфный	27	−4,9	51,6	12
Булкур, БГ1	Округлый додекаэроид	9	−5,1	375,1	35
Булкур, БГ1	Куборомбододекаэдроид	18	−5,6	1009,1	17
Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр округлый с шагренью и ППД	4	−6,2	795,5	25
Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр округлый с шагренью и ППД	3	−6,9	747	50
Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	12	−7,1	932	14
Хатыстаах, ХГ5013	Округлый додекаэроид	31	−7	117,3	39
I разновидность, изотопно-легкие					
Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	13	−17,8	1299,8	25
Булкур, ПГ2	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	22	−18,4	1507,9	33
Булкур, ПГ2	Ромбододекаэдр округлый с шагренью и ППД	28	−19,3	293,5	29
Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	1	−19,5	1093	63
Булкур, ПГ2	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	20	−19,8	1977,3	70
Булкур, ПГ2	Округлый додекаэдроид	21	−21,3	1316,9	85

Продолжение таблицы 2

Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	11	–21,9	1955,4	80
Булкур, БГ1	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	5	–22,2	831,1	27
Булкур, ПГ2	Осколок додекаэдроид	19	–22,2	1214,7	21
Булкур, ПГ2	Ромбододекаэдр округлый скрытослоистый	23	–22,8	1279,3	29

II разновидность, изотопно-тяжелые и переходные

Булкур, ПГ2	Тетрагексаэдроид	25	–7,2	551,7	42
Булкур, ПГ2	Кубоид обломок	26	–7,5	267,3	10
Булкур, ПГ2	Куб	29	–8,8	293,1	14
Булкур, БГ1	Тетрагексаэдроид	14	–10,1	238,8	36

V и VII разновидности, изотопно-легкие

Булкур, БГ1	V, округлый додекаэроид	6	–17,2	900,8	25
Булкур, БГ1	V, ромбододекаэдр	10	–19,2	1728,2	22
Булкур, БГ1	V, округлый додекаэроид	7	–19,5	873,8	26
Булкур, ПГ2	V, то же, искаженной формы	24	–20,4	940,3	17
Булкур, БГ1	V, округлый додекаэроид	8	–20,5	1590,8	30
Булкур, БГ1	V, ромбододекаэдр	15	–20,8	1716,4	31
Булкур, БГ1	VII, додекаэдроид	2	–21,2	1838,2	30
Улахан-Альджархай, УАГ5002	V, округлый додекаэроид	30	–21,6	643	26

Примечание. ППД – признаки пластической деформации»; анализы ИК-спектров выполнены в ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, аналитик А.Е.Молотков; определения изотопного состава углерода – в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик В.Н.Реутский.

3. Изотопный состав алмазов из кимберлитовых трубок мезозойского и палеозойского возрастов

Название трубки	Лучаканское поле, Т ₂₋₃ (С.А.Прокопьев и др., АмГРЭ, 2001; [4]*)	Трубка Малокуонапская, Т ₂₋₃ (Б.С.Помазанский и др., 2007)				Трубка Ленинград, D ₃ –C ₁ (Б.С.Помазанский и др., 2007)	
	δ ¹³ C, ‰	Номер образца	δ ¹³ C, ‰	Номер образца	δ ¹³ C, ‰	Номер образца	δ ¹³ C, ‰
Двойная*	–5,3	843	–22,70	839	–5,55	365	–5,74
Двойная*	–4,9	776	–22,31	829	–5,53	372	–5,36
Двойная	–19,8	796	–17,53	820	–5,51	370	–5,29
Двойная	–18,7	794	–13,76	846	–5,46	358	–5,22
Двойная	–18,7	799	–11,24	834	–5,41	353	–5,19
Двойная	–19,1	795	–9,54	842	–5,40	364	–5,16
Двойная*	–20,7	781	–9,50	814	–5,37	363	–5,00
Отрицательная*	–25,0	798	–8,58	824	–5,37	367	–4,95
Отрицательная	–20,2	780	–8,33	832	–5,36	366	–4,91
Отрицательная	–5,0	797	–7,64	819	–5,27	362	–4,76
Отрицательная*	–17,2	815	–6,94	833	–5,23	357	–4,68
Отрицательная*	–17,12	845	–6,84	825	–5,19	360	–4,63
Флажок	–3,7	782	–6,83	817	–5,17	348	–4,51
Флажок	–18,4	778	–6,81	823	–5,07	351	–4,46
		790	–6,64	805	–5,06	345	–4,18
		826	–6,57	804	–5,02	359	–4,03

		784	-6,47	806	-5,01	356	-3,98
		807	-6,29	836	-4,99	347	-3,94
		785	-6,27	844	-4,98	369	-3,92
		809	-6,20	783	-4,97	368	-3,91
		808	-6,19	811	-4,76	352	-3,89
		818	-6,18	791	-4,75	355	-3,58
		800	-6,16	810	-4,69	346	-3,32
		779	-6,16	789	-4,31	350	-3,17
		812	-6,07	792	-5,77	373	-3,15
		801	-6,03	828	-5,77	375	-2,97
		837	-6,00	777	-5,76	343	-2,91
		793	-5,95	835	-5,74	374	-2,83
		841	-5,95	803	-5,74	344	-2,54
		822	-5,85	787	-5,73	354	-2,41
		788	-5,84	821	-5,70	361	-2,41
		816	-5,84	838	-5,67	349	-2,18
		813	-5,81	831	-5,66		
		802	-5,79	827	-5,60		
		830	-5,55	840	-5,58		

Примечание. Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, г. Москва, аналитик А.В.Уханов.

из малопродуктивных кимберлитов Куонамской минералогической зоны (трубки Гренада и Надежда, III разновидность 5,6%; трубки Дюкенского поля, VIII разновидность 4,8%; трубка Малокуонапская, VIII разновидность 2,9%) [4].

2. В четвертичных россыпях [1, 4] и туффитах Булкурской антиклинали установлено высокое содержание алмазов с легким изотопным составом углерода, в том числе среди округлых кристаллов I разновидности уральского или жильного типов, которые ранее все считались «изотопно-тяжелыми» [4, 6]. По-видимому, кристаллизация алмазов из триасовых туффов происходила вблизи термодинамической границы фазового перехода алмаз–графит при различных источниках углерода. Это отвечает эклогитовому парагенезису, который сопровождается высокими содержанием пиропов из алмазоносных эклогитов, а также рутилом и примазками жадеита (омфацита) на кристаллах алмаза.

3. Установлено, что большое количество алмазов (14,3–71,4%) с легким изотопным составом характерно для кимберлитов мезозойского возраста.

4. Полученные данные свидетельствуют о том, что для изотопного состава алмазов эклогитового парагенезиса характерна вариация значения $\delta^{13}\text{C} -22,8\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -17,2\text{‰}$, а ультраосновного – $-11\text{‰} < \delta^{13}\text{C} < -2\text{‰}$.

Работа выполнена по плану НИИ института, а также при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и генезис алмазных месторождений. Кн. 2. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
2. Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3–13.
3. Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56–64.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: «Недра-Бизнесцентр», 2003.
5. Молотков А.Е., Павлушин А.Д., Смелов А.П. и др. Дефектно-примесный состав кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 74–79.
6. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984.
7. Павлушин А.Д., Граханов С.А., Смелов А.П. Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 45–51.
8. Перчук А.Л. Новый вариант омфацил-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацила и альбита // Доклады АН СССР. Т. 324. № 6. 1992. С. 1286–1289.
9. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С. Минералогические критерии алмазоносности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1162–1178.
10. Litvin Yu.A. High pressure mineralogy of diamond genesis // Advances in High-Pressure Mineralogy. Geol. Soc. America Spec. Pap. 2007. Vol. 421. Pp. 83–103.

Генезис асимметричных скульптур микрорельефа растворения на кривогранных додекаэдрических кристаллах алмаза из россыпей северо-востока Сибирской платформы

А.Д.ПАВЛУШИН, О.Б.ОЛЕЙНИКОВ, С.А.ГРАХАНОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приведены результаты кристалломорфологического анализа асимметричных скульптур растворения на округлых додекаэдрах алмаза уральского типа из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Установлены дисконидный и реликтовый типы отрицательного микрорельефа поверхности алмазов, свидетельствующие о резорбирующем воздействии газообразной фазы и явлениях кавитационной коррозии, возникших вследствие декомпрессии транспортирующего флюидонасыщенного расплава в ходе его подъема. Перечисленные события являются заключительным этапом объемного растворения индивидов алмаза в водонасыщенном расплаве, ведущего к появлению кривогранных додекаэдрических форм кристаллов.

Ключевые слова: алмаз, микрорельеф, морфология, россыпь, Сибирская платформа.

Павлушин Антон Дмитриевич, a.d.pavlushin@diamond.ysn.ru

Олейников Олег Борисович, olei-oleg@yandex.ru

Граханов Сергей Александрович, s.grakhanov@rambler.ru

Genesis of asymmetrical sculptures of dissolution microrelief on the dodecahedral crystals of diamonds from placers of the north-eastern Siberian platform

A.D.PAVLUSHIN, O.B.OLEINIKOV, S.A.GRAKHANOV

The results of cristallomorphological analysis of asymmetrical sculptures of dissolution on rounded dodecahedrons of the Ural type diamond from placers of the north-eastern Siberian platforms are given. Discoid and relict types of negative microrelief of diamond surface, indicating the effect of resorption of gas phase and events of cavitation corrosion, which occurred due to decompression of the transporting fluid-saturated melt during its rise, are identified. Above-mentioned events are the final stage of volumetric dissolution of diamond individuals in water-saturated melt, leading to origin of dodecahedral shapes of crystals.

Key words: diamond, microrelief, morphology, placer, Siberian platform.

Кристалломорфологический анализ является основным инструментом в онтогенетических исследованиях минералов, позволяющим по скульптурным особенностям поверхности индивидов изучать геологические процессы, оставившие свой отпечаток на заключительном этапе формирования внешней огранки кристалла. С помощью электронной микроскопии обнаружены элементы микроморфологии алмазов, позволяющие учесть новые факты в обсуждении закономерных связей кристаллообразующей среды и условий формирования особенностей микрорельефа кривогранных додекаэдров алмаза, ставших типоморфным признаком его индивидов, из россыпей северо-востока Сибирской платформы с неустановленными коренными источниками.

Исследования морфологии кривогранных ромбододекаэдров алмаза «уральского» («бразильского») типа с преломленными вдоль короткой диагонали ромба поверхностями из россыпей Бразилии и Африки [8], Австралии [11, 12], Урала [3, 10] и северо-востока Сибирской платформы [3] показали, что данные формы являются результатом растворения. Этот вывод подтверж-

ден экспериментами по растворению плоскогранных октаэдрических кристаллов в водосодержащих силикатно-карбонатных расплавах, в ходе которых были получены аналогичные формы алмазов [9]. Специфическими элементами микрорельефа алмазов «уральского» типа, представляющих кривогранные додекаэдровиды I разновидности по Ю.Л.Орлову [3], являются сноподобная штриховка вдоль ребер октаэдра, прямые или зигзагообразные гранные швы, разделяющие грани округлого ромбододекаэдра. Криволинейные сфероидальные поверхности нередко осложнены шагреновым микрорельефом, округлыми кавернами и полосами так называемой «пластической деформации», которые трассируются вдоль плоскостей спайности алмаза по (111). К отрицательным формам микрорельефа относятся широко распространенные на кристаллах данного типа треугольные ямки травления, покрывающие реликтовые поверхности граней октаэдра, обратноориентированные относительно его ребер. Среди положительных форм рельефа отмечены округлые холмики и неориентированные конусы с криволинейной поверхностью.

Перечисленные формы и элементы рельефа являются типичными для кривогранных додекаэдров, в основном согласуются с кристаллической структурой алмаза и связаны с объемным физическим растворением его кристаллов. Весь спектр приведенных морфологических характеристик наблюдается и у додекаэдров алмаза из россыпей северо-востока Сибирской платформы. Однако при исследовании с помощью электронной микроскопии на их поверхности авторы данной публикации отметили более мелкие элементы, хаотично расположенные на гранях алмаза. Согласно системе микро-кристалломорфологического анализа, разработанной В.Г.Фекличевым [7], гранный микрорельеф, дезориентированный относительно очертания граней кристалла, относится к формам асимметричного микрорельефа. В рассматриваемом случае морфологические типы микроскульптур не подчиняются симметрии кристалла алмаза и симметрии криволинейных граней, на которых они развиты и, по-видимому, связаны с локальным химическим взаимодействием окружающей среды и алмаза на заключительном этапе формирования микрорельефа его кристаллов.

Исследования асимметричных типов микрорельефа на поверхности додекаэдров алмаза, отобранных из коллекции ИГАБМ СО РАН, проводились в отделе физико-химических методов анализа с помощью электронного сканирующего микроскопа JEOL JSM-6480LV (аналитик А.В.Попов). Химический состав сопутствующих минеральных пленок и примазок на поверхности алмазов определен с помощью энергетического дисперсионного спектрометра Energy 350 Oxford, при напряжении 20 кВ, ток 1 нА, диаметр пучка 1 мкм. Состав поверхностных минералов, обнаруженных на части исследованных алмазов, был изучен ранее, а также проведен подробный

парагенетический анализ их ассоциаций [4].

На кривогранных кристаллах алмаза I разновидности в форме додекаэдра из россыпи Маят Анабарского алмазоносного района и из туфогенных пород карнийского яруса Булкурской антиклинали Приморского алмазоносного района [4] были обнаружены два типа асимметричных отрицательных скульптур. Это достаточно редкий дисковидный микрорельеф травления (рис. 1) и значительно более распространенный реликтовый микрорельеф полостей с индукционными гранями оставшихся от включений минералов, вскрытых за счет растворения кристаллов алмаза (рис. 2). Кроме того на кристаллах наблюдался еще один из распространенных и широко известных специалистам видов асимметричного микрорельефа на поверхности кривогранных додекаэдров – неориентированные округлые конусы и бугорки (см. рис. 1, а), однозначно трактуемые исследователями как формы растворения, сопровождающие формирование их поверхности [3].

Дисковидный тип отрицательного микрорельефа представлен беспорядочно расположенными группами и отдельными углублениями с плоским ровным дном, имеющим идеально круглую форму. Часто он сконцентрирован у вершин :100: додекаэдра у выходов осей четвертого порядка (см. рис. 1, а). Диаметр разноразмерных ямок составляет от долей микрона до 50 мкм. Уступы углублений по окружности ровные, субвертикальные постоянной высоты, не превышающей 1 мкм. В ряде случаев наблюдаются частичные пересечения близко расположенных дисковидных углублений. При этом одна из ямок доминирует по глубине заложения (см. рис. 1, б). Иногда в более крупной асимметрично располагается дисковидная ямка меньшего диаметра. Очевидно, взаимоотношения деталей скульптур свидетельствуют

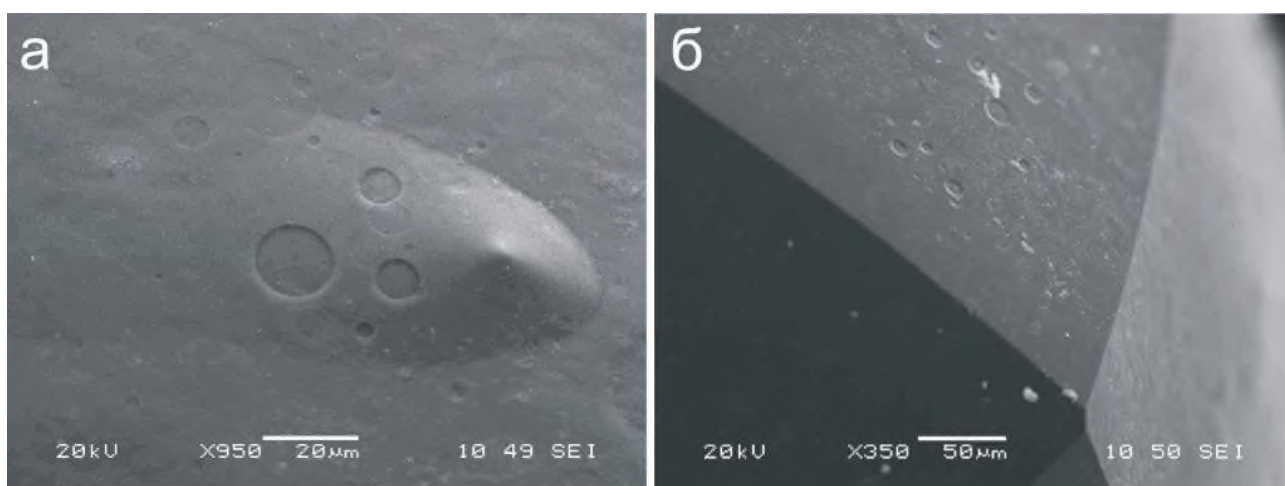


Рис. 1. Дисковидные ямки травления на поверхности додекаэдров алмаза из туфогенных пород Булкурской антиклинали:

ямки травления: а – на поверхности конуса растворения кристалла и б – сконцентрированные у вершины додекаэдра

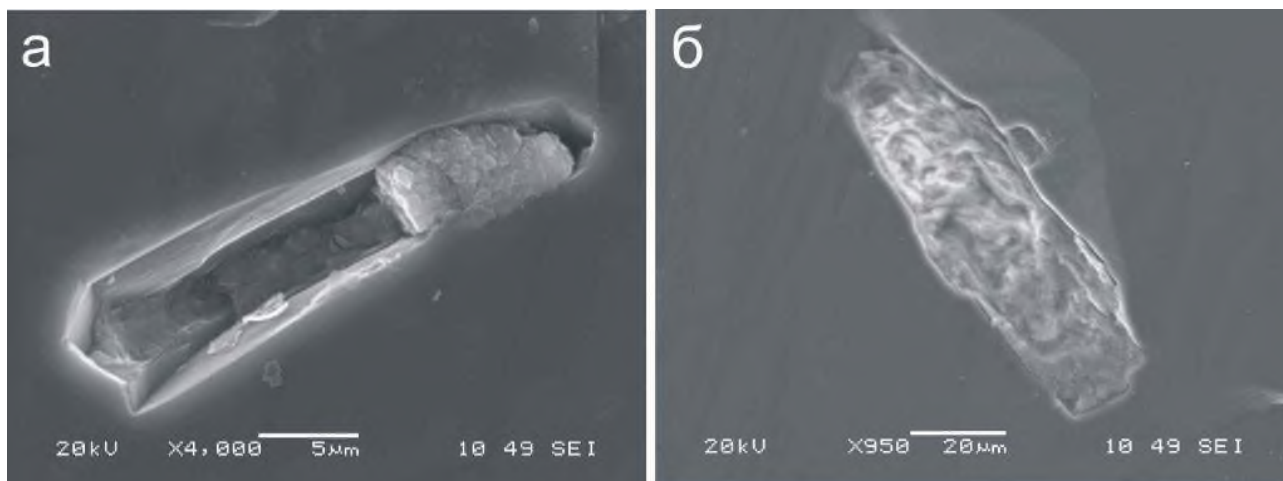


Рис. 2. Реликтовый микрорельеф полостей с индукционными гранями, оставшихся от включений минералов, вскрытых за счет растворения кристаллов алмаза из туфогенных пород Булкурской антиклинали:

полость: а – обнаженная на поверхности алмаза, оставшаяся от включения оливина и б – реликтовая, заполненная гипергенными минералами

о многостадийности их появления, и, несомненно, указывают на связь их образования с травлением поверхности алмаза.

Асимметричное положение дисковидных ямок позволяет предположить, что процесс травления в данном случае не зависел от дислокационных дефектов структуры и кристаллографического направления поверхности алмаза и связан исключительно с состоянием и формой вступившего во взаимодействие растворителя. В отличие от объемного физического растворения алмаза, в данном случае редкость и асимметричный характер рельефа говорят о локальном химическом растворении. Идеально ровная округлая в плане форма ямок и плоское дно указывают на то, что реагирующая субстанция вероятнее всего являлась контактирующими с алмазом микропузырьками газа. Во время реакции он мог быть одно- или поликомпонентным, но однозначно гомогенным. Ограниченные размеры дисковых углублений, не превышающих пределы 50 мкм, говорят в пользу существования определенного физического ограничения объема, реагирующего с алмазом вещества. По-видимому, размер газовых сферул, вступающих в плотный контакт с кристаллом алмаза, имел определенные пределы, а с его превышением происходил их отрыв от поверхности или схлопывание кавитационной полости, и заполнявший ее газ растворялся во флюидонасыщенном расплаве при уравнивании гидростатического давления в системе. Судя по размерам и глубине заложения следов микрорельефа, становится очевидно, что этот процесс занимал крайне незначительный промежуток времени. Систематическое нахождение дисковидного типа микрорельефа на кристаллах одного морфологического

типа из территориально разобщенных россыпей с неизвестным типом коренного источника со всей определенностью указывает на закономерное протекание процесса растворения. Так, подобный микрорельеф описан на додекаэдроидах алмаза из россыпного района Спрингфилд в Южной Австралии [11] и Ефимовского россыпного месторождения Урала [2]. Кроме того, авторы, описавшие его на додекаэдроидах алмаза Урала, как и в случае с описанными выше алмазами из туффитов Булкурской антиклинали, связывают происхождение с воздействием флюида и указывают в качестве источника россыпей туффизиты [2].

Еще одним видом наблюдавшихся асимметричных отрицательных скульптур являются вскрытые объемным растворением полости, в которых ранее находились включения в алмазах. В настоящее время они пусты или выполнены гипергенными минералами: гидрослюдами, иллит-сметитами и сульфат-карбонат-галогенидами, часть которых характерна для вмещающих их туффитов [4]. Как правило, они характеризуются изменчивым размером в пределах 5–300 мкм и произвольным положением на поверхности алмазов. Лишь в редких случаях они образуют параллельно-ориентированные группы с совпадающими очертаниями границ. Полости покрыты четко выраженными без следов коррозии ступенчатыми индукционными гранями и не имеют следов травления, что указывает на присутствие заполняющих их первичных минеральных фаз. В процессе объемного физического растворения вскрывавшиеся минералы включений препятствовали воздействию растворителя на микрорельеф полостей. Тотальное удаление включений произошло позднее

и, вероятно, связано с воздействием химически активной флюидо-газонасыщенной среды, которая была агрессивной как по отношению к алмазу, так и к вскрывшимся ранее включениям. Последнее отличает их от алмазов из кимберлитовых трубок, нередко имеющих на своей поверхности, хорошо сохранившиеся включения оливина и граната. Реликтовый микрорельеф имеет еще одну характерную особенность: полости вытянутых очертаний нередко образуют группы с взаимным параллельным положением. Исследования морфологии и структурной ориентировки включений оливина в алмазах уральского типа из россыпей северо-востока Сибирской платформы показывают, что большинство сингенетических включений имеют закономерное положение по отношению к структуре алмаза, и форма находится в прямой зависимости от их положения в объеме кристалла [5]. По-видимому, реликтовые ямки травления принадлежат сингенетическим включениям оливина, которые отличаются исключительной распространенностью среди кривогранных додекаэдров алмаза I разновидности.

Свидетельства процесса воздействия газифлюидной фазы обнаруживаются на еще одном, подробно изученном авторами, элементе додекаэдров алмаза – бронирующей их поверхность минеральных корочках. Следы кавитационной коррозии остались на них в виде густых скоплений хаотично расположенных кратерообразных углублений (рис. 3). Размеры кратеров сопоставимы с диаметром крупных дисковидных ямок травления и составляют порядка 20–30 мкм. Кроме того совпадает взаимоотношение кратеров – они также имеют общие пересечения границ, близки по глубине заложения и характерному плоскому дну. Единственное их различие – изъеденные границы

очертаний циркуобразных углублений. Авторы склонны предполагать, что дисковидный микрорельеф на поверхности алмаза и кратерообразные следы на минеральных корочках являются порождением одного процесса.

Как следует из обзора данных экспериментов [6], растворение алмаза происходит только в результате химических реакций со следующими газами: O_2 , CO_2 , NO , H_2 . Условием реакции является температура превышающая $1000^\circ C$, а с падением давления ниже 40 кбар, от условий соответствующих алмазообразованию, газобразная среда становится более агрессивна к алмазу. Исследованиями газово-флюидных включений в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы в них установлены фазы, содержащие CO_2 и N_2 [1].

Морфогенетический анализ описанных типов асимметричного микрорельефа свидетельствует о последовательном и закономерном течении процесса их образования, характерном для кристаллов уральского типа из россыпей, как правило, с необнаруженным коренным источником и не зависит от территориальной принадлежности. Очевидно, что как во время физического объемного растворения алмазов в водосодержащем расплаве, ведущего к появлению кривогранных форм [9], так и во время последующего этапа химического растворения, обусловившего появление отрицательного дисковидного микрорельефа, кристаллы алмаза находились в дезинтегрированном субстрате, что обеспечило доступ среды к поверхности алмазов. Появление дисковидного отрицательного рельефа связано с эффектом декомпрессии и вскипанием насыщенного флюидами алмазовмещающего субстрата во время его подъема и появлением реакционных газовых пузырьков, а также в тотальном удалении вскрытых растворением минеральных включений в алмазах при

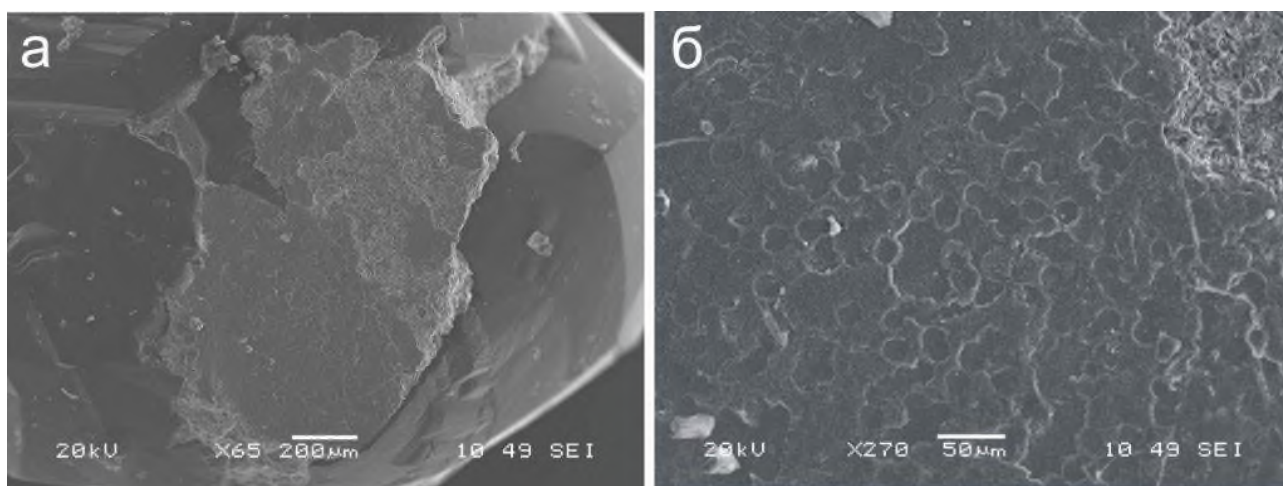


Рис 3. Следы кавитационной коррозии на поверхности минеральной корочки хлорита и жадеита, бронирующей поверхность додекаэдров алмаза из туфогенных пород Булкурской антиклинали:

а – минеральная корочка на поверхности кристалла; б – увеличенный фрагмент этой минеральной корочки

сопровождаяшем этот процесс явлении кавитационной коррозии. Последнее в свою очередь привело к образованию реликтового микрорельефа в виде полостей оставшихся от включений оливина.

Таким образом, периоды физического объемного растворения гранных октаэдрических-додекаэдрических и производных форм кристаллов алмаза, ведущего к образованию кривогранных додекаэдров уральского типа и последующего химического травления с образованием асимметричных скульптур их поверхности, вероятно, происходили в карбонатно-силикатном флюидонасыщенном расплаве с растворенными во флюиде активными к алмазу газовыми составляющими С-О-N. Процесс химического травления алмаза, связанный с газовыми кавитационными явлениями, протекал при температуре близкой к 1000°C во время резкого снижения гидростатического давления в расплаве.

Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л., Шацкий В.С. и др. Карбонатные и силикатные среды кристаллизации волокнистых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1649–1664.
2. Коротченкова О.В., Чайковский И.И. Морфологическая характеристика алмазов из туффзитов месторождения Ефимовское Вишерского района Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН. № 1 (9). – Сыктывкар, 2012. С. 64–67.
3. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. – М.: Наука, 1984.
4. Павлушин А.Д., Граханов С.А., Селов А.П. Парагенетические ассоциации минералов на поверхности кристаллов алмаза из отложений карнийского яруса северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 45–50.
5. Узапьева С.С., Павлушин А.Д., Горяйнов С.В. Типоморфные характеристики кристаллов алмаза с включениями оливина из россыпи Эбелях и кимберлитовых тел Якутской алмазоносной провинции // Наука и образование. 2015. №2 (78) С. 18–26.
6. Федосеев Д.В., Успенская К.С. Окисление алмаза // Синтетические алмазы. 1977. Вып. 4. С. 18–26.
7. Фекличев В.Г. Микроструктуроморфологический анализ. – М.: Наука, 1966.
8. Ферсман А.Е., Гольдшмидт В. Кристаллография алмаза. – М.: Наука, 1955.
9. Хохряков А.Ф., Пальянов Ю.Н. Морфология кристаллов алмаза, растворенных в водосодержащих силикатных расплавах // Минералогический журнал. 1990. Т. 12. № 1. С. 14–23.
10. Шафрановский И.И. Алмазы. – М.: Наука, 1964.
11. Gommers F.L. Diamonds from the Echunga Goldfield, South Australia // Records of the South Australia Museum. 1988. 22. Pp. 131–138.
12. Tappert R., Foden J., Stachel T. et al. The diamonds of South Australia // Lithos. 2009. 112S. Pp. 806–821.

Генезис россыпей с неизвестными коренными источниками алмазов

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Приведены доказательства кристаллизации алмазов из россыпей с неизвестными коренными источниками в очагах основных магм в мантийных плюмах. Выносившие их щелочные остаточные расплавы взрывались в приповерхностных условиях и формировали преимущественно покровы туфов и россыпи. Это объясняет отсутствие высокоалмазоносных кимберлитовых трубок в их окрестностях.

Ключевые слова: россыпи, алмазы, плюмы, мантия, щелочные магмы.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Genesis of placers with unknown diamond sources

V.S.SHKODZINSKIY

It was shown that diamonds of placers with unknown sources were crystallized in plume chambers of basic magmas. Alkaline residual melts, that took out diamonds, exploded in near-surface conditions and formed tuff covers and placers. These explain absence of rich diamond-bearing kimberlite pipes beside these placers.

Key words: placers, diamonds, plumes, mantle, alkaline magmas.

На большинстве континентов присутствуют очень крупные россыпи алмазов с неизвестными коренными источниками. Например, в северной Якутии (рис. 1) в бассейне р. Эбелях находятся россыпи, запасы которых в 2007 г. [3] оценивались в 52,3% россыпных алмазов России. Ближние к ним кимберлитовые трубки почти не содержат алмазов. Предположение об их привносе во время трансгрессии из удаленных на сотни километров гипотетических трубок в районе устья р. Лена или из Приверхоянского прогиба не согласуется с преимущественно местным составом гальки в россыпях. Кроме того, реки обычно текут к краям континентов. Поэтому предполагаемый перенос алмазов навстречу их течению выглядит невероятным. Трансгрессия не изменяла общего направления стока, поэтому она не могла способствовать переносу алмазов вглубь континента. В прибрежно-морских россыпях юго-западной Африки лишь 5% кристаллов алмаза имеют следы слабого механического износа [6], хотя они находятся в мощной волноприбойной зоне Атлантического океана. Это не согласуется с предполагаемой связью повышенной изношенности алмазов бассейна р. Эбелях с их обработкой в волноприбойной зоне во время переноса.

Другой пример – прибрежно-морские россыпи юго-западной Африки, протягивающиеся на 1500 км. Они содержат 1–3 млрд. карат крупных (в среднем до 2 карат) преимущественно ювелирных алмазов со средней ценой до 1000 долл. за 1 карат. Ближние к ним трубки изредка содержат незначительное количество мелких дефектных алмазов [6]. Предполагаемому их привносу в россыпи из удаленных на 1500 км промышленных трубок Южно-Африканской кимберлитовой провинции противоречат небольшой средний размер алмазов (0,12–

0,15 карат в трубках Кимберли, Премьер, Као [4]), редкость в россыпях индикаторных минералов кимберлитов и меньшая возможность переноса крупных алмазов по сравнению с мелкими [6]. Дифференциация алмазов по крупности при переносе привела бы к резкому уменьшению их размера по мере удаления от трубок. В дальних россыпях они были бы очень мелкими, а не уникально крупными, как в действительности.

Эти и другие данные вполне определенно указывают на то, что кимберлитовые трубки не служили источником алмазов рассматриваемых россыпей. Данный минерал обычно формировался при глубокой кристаллизации магм, поскольку при этом в остаточном расплаве накапливалось необходимое для алмазообразования количество углерода вследствие незначительного вхождения его в породообразующие минералы. Теоретически существует две области в мантии, благоприятные для кристаллизации алмазов (рис. 2). Первая – это нижние части континентальной литосферы, где при затвердевании перидотитового слоя постагрегационного магматического океана формировались кимберлитовые остаточные расплавы и выносимые ими алмазы [8]. Вторая – мантийные восходящие потоки (плюмы), в которых под влиянием декомпрессии при подъеме образовывались очаги толеитовых магм путем плавления идентичных им по составу эклогитов, поскольку последние являются на несколько сотен градусов более легкоплавкими, чем перидотиты. Эклогиты возникали путем быстрого компрессионного затвердевания расплавов малоглубинного синаккреционного магматического океана, существовавшего при формировании нижней мантии. Кристаллизация и дифференциация

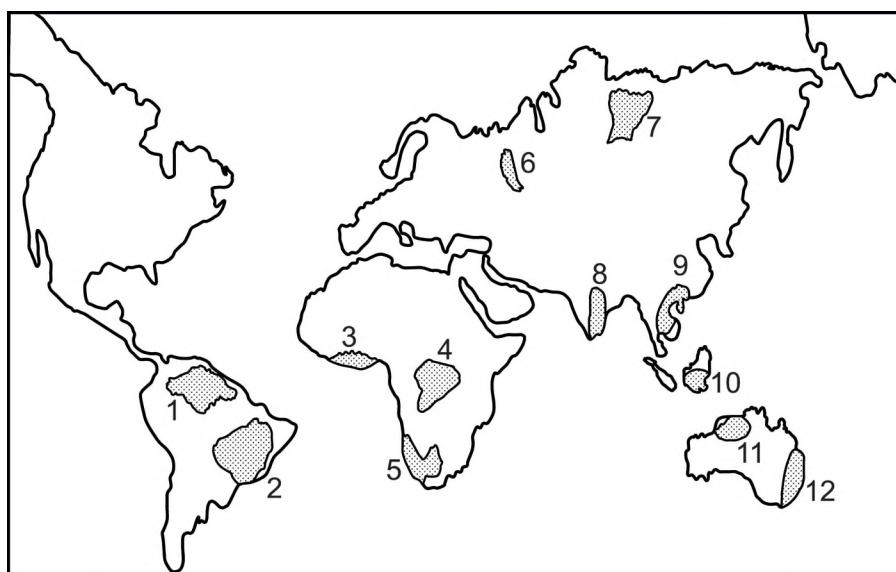


Рис. 1. Алмазоносные россыпные провинции мира:

1 – Гвианская; 2 – Бразильская; 3 – Западно-Африканская; 4 – Центрально-Африканская; 5 – Южно-Африканская; 6 – Уральская; 7 – Якутская; 8 – Индийская; 9 – Китайская; 10 – Индонезийская; 11 – Западно-Австралийская; 12 – Восточно-Австралийская [6]

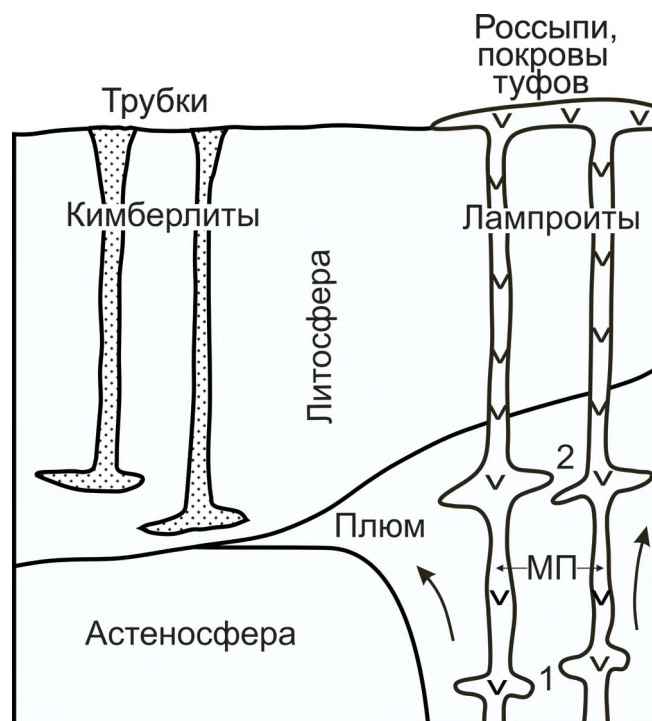


Рис. 2. Схема образования нижнелитосферных кимберлитовых и плюмовых лампроитовых магм:

места кристаллизации алмазов: 1 – нижнемантийных и 2 – верхнемантийных; МП – магмопотoki

возникавших очагов толеитовых магм при замедлении или прекращении подъема плюмов в условиях высокого давления под мощной континентальной литосферой могли приводить к образованию лампроитовых и других щелочных остаточных расплавов и к кристаллизации алмазов.

Все особенности россыпей с неизвестными коренными источниками подтверждают образование алмаза во фракционировавших очагах основных магм в плюмах. В россыпях северной Якутии и Вишерского Урала в таких алмазах резко преобладают включения минералов эколгитового парагенезиса [3], что прямо свидетельствует об основном составе их родоначальных магм. Казалось бы, установленное в алмазах подобных россыпей Бразилии, Гвинеи [5] сонахождение включений минералов как нижней (ферропериклаз, MgSi-перовскит, стишовит), так и верхней (пироп, пироксен) мантии парадоксально. Однако оно хорошо объясняется в случае кристаллизации алмазов в поднимавшихся плюмах сначала в условиях нижней, затем верхней мантии (см. рис. 2).

Кристаллизация алмазов в условиях высоких давлений и температур, благоприятных для их роста, и является чаще всего причиной большого размера и высокого качества кристаллов. Объемы тел пород щелочно-основного состава в среднем во многие десятки раз превосходят объемы кимберлитовых трубок [1]. Это объясняет большие размеры россыпей с некимберлитовыми алмазами и часто огромные запасы последних. В самых крупных плюмах, вызывавших образование наиболее грандиозных расколов литосферы и возникновение океанов, очаги основных магм вследствие огромных запасов тепла кристаллизовались очень медленно, что должно было приводить к кристаллизации особо крупных алмазов, как, например, в россыпях юго-западной Африки. Они, по-видимому, кристаллизовались в плюме, вызвавшем раскол Гондваны и формирование Атлантического океана. Приуроченность россыпей к приатлантическим частям Африки и Южной Америки (см. рис. 1) полностью подтверждает это предположение.

Крупные (в среднем 75–90 мг) преимущественно ювелирные алмазы Вишерского Урала, вероятно, кристаллизовались в плюме, вызвавшем образование Уральского палеоокеана. Формирование алмазов в плюмах, обусловивших расколы древних платформ, объясняет отмечавшуюся некоторыми исследователями [5] приуроченность россыпей с неизвестными коренными источниками к окраинам континентов (см. рис. 1). Алмазы россыпей северной Якутии, возможно, кристаллизовались в магматических очагах плюма, вызвавшего формирование траппов Тунгусской синеклизы. Об этом свидетельствует соответствие возраста цирконов в россыпях на этой территории (преимущественно 219–242 млн. лет [2, 3]) времени траппового магматизма (210–250 млн. лет). Этот

плюм был относительно маломощным, поскольку не привел к возникновению океана, что согласуется с относительно небольшой до 60 мг [3] средней массой алмазов в россыпях. Тем не менее, алмазы здесь в среднем значительно крупнее, чем в промышленных трубках Якутии (первые миллиграммы). Самые крупные алмазы, вследствие меньшей способности их к переносу, концентрировались в тех частях россыпей, которые располагались наиболее близко к коренному источнику.

В россыпях с неизвестным коренным источником преобладают округлые алмазы уральского (бразильского) типа [3, 4, 6]. Это связано с повышенным содержанием кремнекислоты в основных магмах по сравнению с кимберлитовыми. Увеличение ее количества в остаточных расплавах при кристаллизации приводило к возрастанию их вязкости и в связи с этим уменьшению скорости диффузии углерода. Поэтому на гранях кристаллов возникали все меньшие слои роста. Грани становились выпуклыми и формировались округлые кристаллы алмазов. Такое происхождение округлых алмазов подтверждается возрастанием их доли с увеличением содержания кремнекислоты в кимберлитах и лампроитах (рис. 3), а также в среднем их большим размером по сравнению с плоскогранными в одних и тех же породах [3, 8]. На ранних стадиях кристаллизации, когда вязкость расплавов была еще небольшой, кристаллизовалось также небольшое количество плоскогранных алмазов. Они обычно присутствуют в россыпях, наряду с преобладающими округлыми.

В процессе кристаллизации магматических очагов в остаточных расплавах интенсивно накапливались

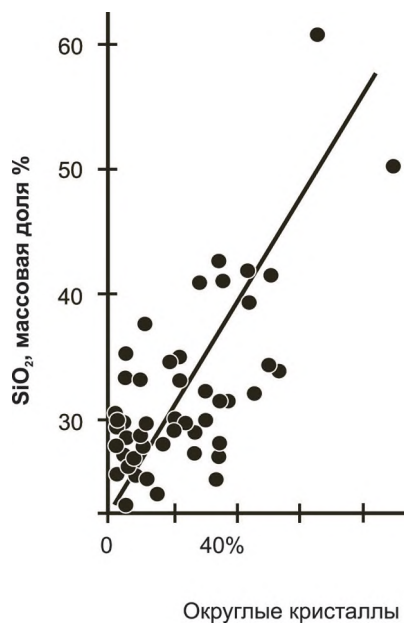
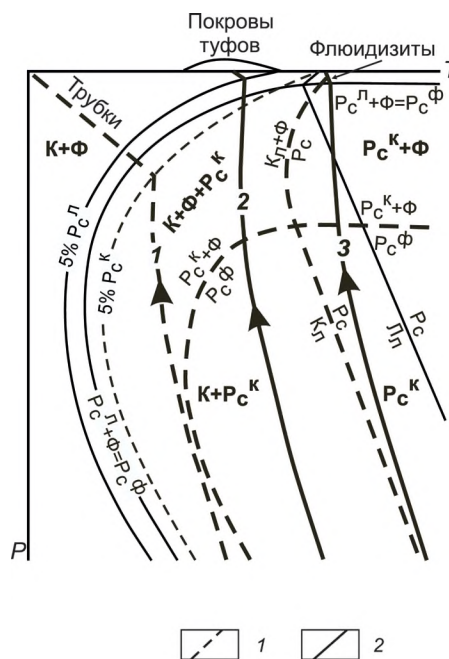


Рис. 3. Зависимость доли округлых кристаллов среди алмазов от содержания кремнекислоты во вмещающих кимберлитах и лампроитах [8]

летучие компоненты, что иногда приводило к образованию богатых флюидными включениями поздних алмазов разновидностей V и VII, а также борта. Последний широко распространен (до 60%) в россыпях Бразилии [6]. Присутствие указанных разновидностей алмазов показывает, что их выносили преимущественно поздние богатые щелочами и летучими компонентами остаточные магмы. Высокое содержание летучих является причиной интенсивного постмагматического замещения возникавших пород низкотемпературными минералами [3].

Протяженность диатрем в основном определяется температурой и содержанием летучих компонентов в магмах, особенно труднорастворимой в расплаве углекислоты. Вследствие зарождения в астеносфере лампроитовые магмы чаще имели более высокую первичную температуру, чем кимберлитовые, образовавшиеся в относительно низкотемпературной литосфере. Содержание углекислоты в лампроитах в среднем ~1%, а в кимберлитах ~18%. Из этого следует, что протяженность лампроитовых диатрем должна быть во много раз меньшей, чем кимберлитовых (см. рис. 4). Кимберлитовые трубки имеют первоначальную протяженность порядка 1–2 км. Лампроитовые диатремы обычно должны иметь глубину десятки–первые сотни метров (см. рис. 4, кривая 2). При такой небольшой протяженности они чаще всего должны были относительно быстро уничтожаться эрозией, поскольку срез промышленных трубок в Якутии составляет сотни метров, а в Африке достигает полутора километров. Поэтому диатремы в районе россыпей, по-видимому, в основном не сохранились. Подобные диатремы частично сохранились в Бразилии, где щелочной магматизм является относительно молодым (92–95 млн. лет) [5].

выбрасывалась на земную поверхность и формировала покровы туфов. Большая часть таких покровов, особенно расползшихся на возвышенностях и склонах, из-за их рыхлости и небольшой мощности быстро размывалась с перемещением алмазов в понижения, где возникали промежуточные коллекторы и алмазоносные россыпи. В условиях тропического климата, в которых формировалось большинство рассматриваемых россыпей, туфовый силикатный материал мог почти полностью оглиниться и выноситься. Площадь распространения продуктов взрыва крупного вулкана может достигать многих сотен тысяч квадратных километров. Это объясняет присутствие россыпей с неустановленными источниками на огромных площадях. В северной Якутии они распространены на площади около 400 000 км² [3], в Бразилии – несколько миллионов квадратных километров [6]. Остатки алмазоносных вулканических покровов могли сохраняться в том случае, если их материал падал в водоемы и быстро перекрывался более молодыми осадками. Сформированный из такого материала слой богатых алмазами туффзитов мощностью в десятки сантиметров обнаружен в триасовых породах



эволюции магм: 1 – кимберлитовых и 2 – лапроитовых; линии со стрелками – эволюции поднимающихся магм при образовании: 1 – трубок, 2 – покровов туфов и 3 – штокверков флюидизитов; твердые фазы: К – кимберлита и Л – лампроита; K_L и L_L – то же, в условиях ликвидуса; Rc^k , Rc^l и Rc^f – расплав соответственно кимберлита, лампроита и более богатый летучими компонентами; Ф – флюидная фаза

приустьева части р. Лена [2]. Алмазы в них полностью идентичны таковым в россыпях. Слой алмазоносных туфов обнаружен Компанией Diagem в местности Джуина в Бразилии [9], где широко распространены россыпи с неизвестными коренными источниками. Эти породы, а не кимберлитовые трубки являются главными источниками алмазов в рассматриваемых россыпях. Данный вывод не исключает возможности кимберлитовой природы части алмазов в некоторых участках крупных россыпей и образования небольших россыпей путем выноса алмазов из кимберлитовых трубок.

Очевидно, что самые высокотемпературные магмы, завершавшие свою эволюцию при подъеме в поле «расплав+флюид» (см. рис. 4, кривая 3), в общем случае не должны взрываться в связи с отсутствием процессов декомпрессионного затвердевания. Выделение и расширение в них флюидной фазы при декомпрессии должно было приводить к вспениванию магмы. Возникавшая преимущественно расплавно-газовая смесь вследствие большой подвижности могла прорываться сквозь трещины перекрывающих пород и формировать в них штокверки флюидизитов, содержащие алмазоносный магматический материал, сильно измененный под влиянием летучих компонентов. Такие породы описаны в Вишерском Урале [7]. Рис. 4 объясняет их происхождение.

Количество алмазов в среднем снижается с уменьшением содержания углекислоты в кимберлитах и лампроитах, что связано чаще всего с падением количества свободного углерода в системе (рис. 5). Оно уменьшается и с увеличением средней массы их кристаллов (рис. 6). Поэтому бедные углекислотой лампроитовые магмы и сформированные ими породы обычно имели невысокие содержания алмазов, но чаще всего крупных и высококачественных. Подводящие каналы магм, выносившие алмазы россыпей, должны быть представлены преимущественно небольшими интрузиями пород щелочно-основного состава, сильно измененных автометасоматическими процессами. Такие интрузии встречаются в бассейне р. Эбелях, где широко распространены алмазоносные россыпи [3].

Предположения о богатстве трубок, служащих источником алмазов россыпей, вероятно, ошибочны (см. рис. 5). Огромный труд и средства, затраченные на их поиски, во многом оказались напрасными. Наибольшую ценность представляют сами россыпи, а не питавшие их гипотетические трубки. Алмазоносный туфовый материал мог выпадать и в прибрежной зоне морей. Поэтому в них могут продолжаться алмазоносные россыпи. На юго-западном побережье Африки алмазы добывают с глубины 100–200 м [6]. Алмазы должны были формироваться и в плюмах, вызывавших образование палеоокеанов. Поэтому в областях их бывшего присутствия могут находиться захороненные туфы и россыпи, содержащие высококачественные

алмазы. Это расширяет перспективы открытия новых месторождений.

Разведанные запасы алмазов зарубежных кимберлитовых трубок оцениваются в >2 млрд. карат [1]. Эта величина близка к запасам только одной россыпи юго-западной Африки (1–3 млрд. карат). А подобных россыпей известно более десятка (см. рис. 1). Из этого следует, что запасы плюмовых алмазов могут превосходить запасы нижнелитосферных алмазов кимберлитовых трубок. С учетом часто уникально высокого их качества напрашивается вывод о том, что крупные алмазоносные россыпи с некимберлитовым источником являются не менее ценным и перспективным объектом, чем кимберлитовые трубки.

Таким образом, полученные результаты обосно-

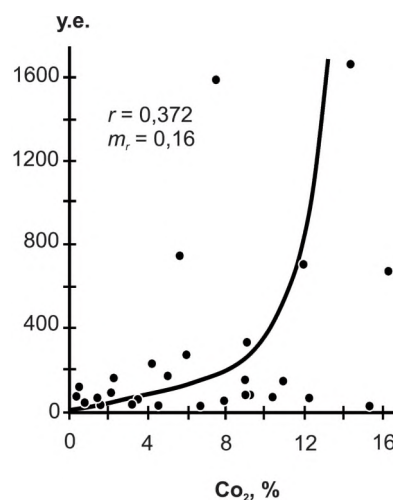


Рис. 5. Соотношение алмазоносности кимберлитов и лампроитов:

у.е. – условные единицы с содержанием в них SiO_2 [8]; r – величина коэффициента корреляции и m_r – его ошибка

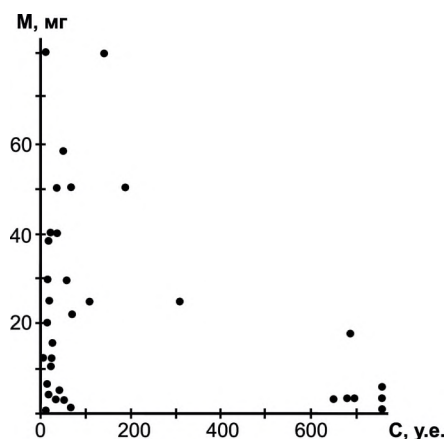


Рис. 6. Соотношение алмазоносности кимберлитов и лампроитов (у.е.) со средней массой кристаллов их алмазов (M), по данным работы [4]

вызывают существование принципиально нового плюмбового источника алмазов. Выносившие алмазы щелочные магмы взрывались в приповерхностных условиях, что обусловило формирование в основном алмазоносных туфовых покровов и россыпей при отсутствии диатрем в их окрестностях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минералогия платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). – Новосибирск: СО РАН, 2008.
2. Граханов С.А., Смелов А.П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмаза на севере Сибирской платформы // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 56–63.
3. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. – Новосибирск: Гео, 2007.
4. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М.: Недра, 2003.
5. Каминский Ф.В. Минералогия и геохимия нижней мантии. Чтения им. В.И.Вернадского. – М.: ГЕОХИ РАН, 2011.
6. Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Минорин В.Е. и др. Россыпи алмазов Мира. – М.: Геоинформарк, 2005.
7. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластов Вишерского Урала. – Пермь: ПГУ, 2001.
8. Шкодзинский В.С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014.
9. <http://www.mineral.ru/News/26883/html>

Связь магматизма и оруднения в Такалканском рудно-магматическом узле

В.А.ТРУНИЛИНА, Ю.С.ОРЛОВ, С.П.РОЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39).

Рассматривается связь рудопроявлений Au, Be, Sn с различными по составу магматическими образованиями Такалканского рудно-магматического узла. Доказывается, что формирование золоторудных проявлений генетически связано со становлением диорит-плагиогранитного массива, кристаллизовавшегося в условиях высокой активности хлора. Комплексные рудопроявления бериллия и олова парагенетически связаны с гранитными очагами, эволюционировавшими при постоянном поступлении тепла и флюидов из мантийного базальтоидного источника.

Ключевые слова: гранитоиды, лампрофиры, субстраты магмогенерации, геохимическая специализация, рудопроявления, олово, золото, бериллий.

Трунилина Вера Аркадьевна, v.a.trunilina@diamond.ysn.ru

Роев Сергей Прокопьевич, s.p.roev@diamond.ysn.ru

Relation between magmatism and mineralization in the Takalkan ore-magmatic cluster

V.A.TRUNILINA, Yu.S.ORLOV, S.P.ROEV

Discussed is the relation between Au, Be and Sn mineralization and magmatic rocks of the Takalkan ore-magmatic cluster, which range widely in composition. It is established that formation of gold deposits in the region is genetically related to the diorite-plagiogranite massif which crystallized in the conditions of high Cl activity. Complex Be and Sn mineralization is paragenetically related to granitic chambers which evolved under conditions of constant supply of heat and fluids from a deep-mantle basaltoid source.

Key words: granitoid, lamprophyre, magma generation substrata, geochemical specialization, ore manifestation, tin, gold, beryllium.

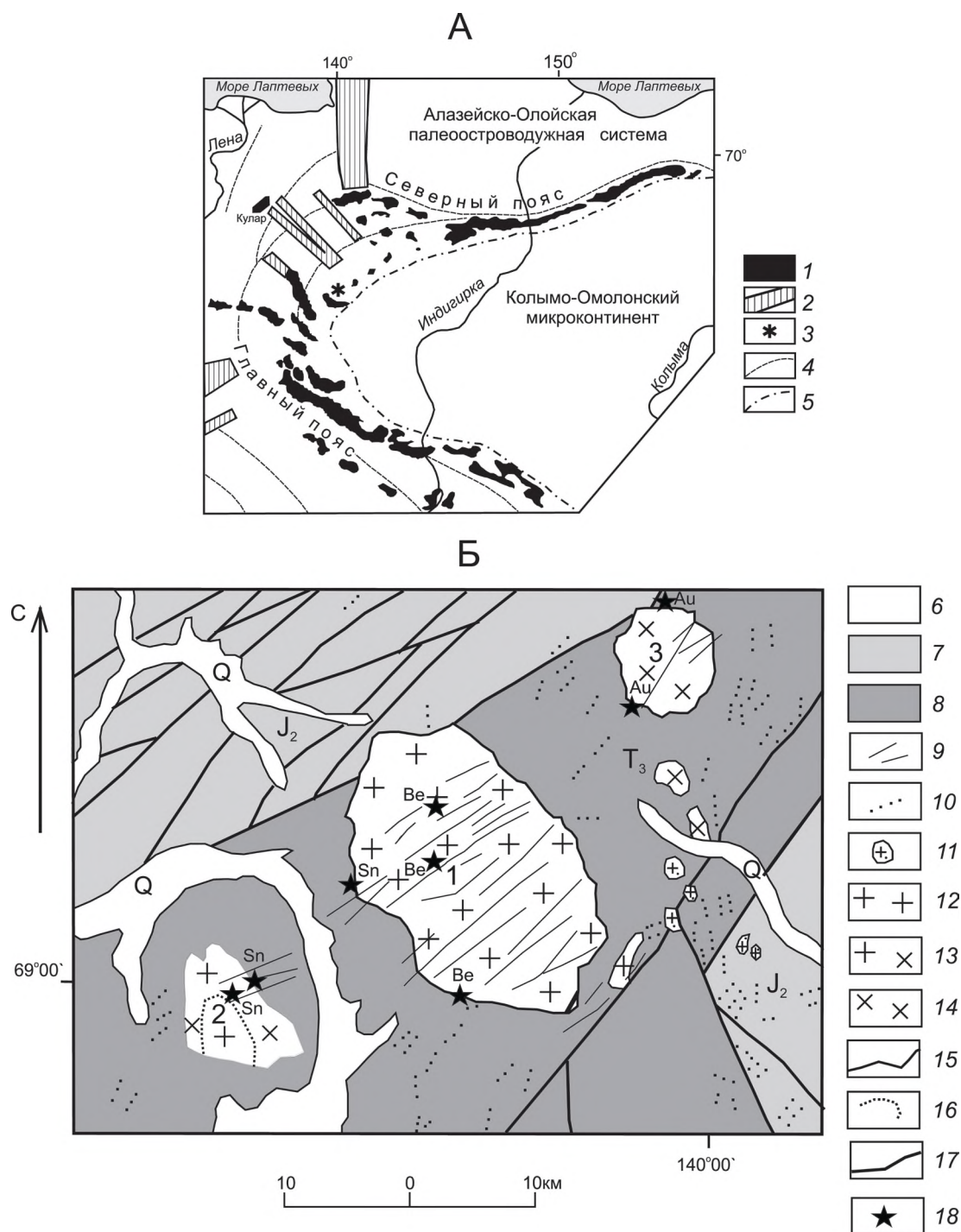
Вопросы связи магматизма и оруднения не теряют своей актуальности, поскольку решение их позволяет целенаправленно проводить поисково-оценочные работы. В то же время, одни исследователи признают генетический или парагенетический характер этой связи, другие полностью ее отрицают. В данной статье авторы пытались решить этот вопрос для Такалканского рудно-магматического узла (РМУ), в пределах которого известны рудопроявления и рудные точки с Au, W, Be, Sn.

Такалканский РМУ локализован в юго-западной части Полоусненского синклинария [14]. Здесь сложно дислоцированные песчано-глинистые отложения верхнего триаса и средней юры интродуцированы тремя гранитоидными массивами и многочисленными дайками (см. рисунок). Кинели-Тасский и Коханахский массивы принадлежат к позднеюрской-раннемеловой тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой ассоциации, производные которой во всех изученных авторами районах северо-востока Якутии характеризуются геохимической и металлогенической специализацией на Au, а Такалканский массив – к ранне-позднемеловым гранитам А-типа, которым присуща специализация на редкие и редкоземельные элементы [16–18].

Среди даек различают догранитоидные диабазы и дациты, апофизы гранитоидных массивов и постгранито-

идные дайки, возрастная последовательность которых неодинаково трактуется разными исследователями. По Л.Н.Индолеву [5], наиболее ранними из них являются дайки кварцевых порфиров (риолит-порфиров), далее следуют дайки базальтов, диабазов, трахиандезитов, и завершается магматическая деятельность внедрением даек лампрофиров щелочно-базальтоидной формации. При этом дайки кислого состава рассматриваются как внутрирудные, а андезиты, базальты и лампрофиры – как пострудные. Иная последовательность развития этих даек и оруднения дана И.Я.Некрасовым [10]: базальты и андезибазальты → топаз-слюдисто-кварцевые грейзены с редкометалльно-редкоземельным оруднением → дайки роговообманковых андезитов → кварц-турмалиновые и хлорит-кварцевые жилы с оловянным оруднением → пироксеновые и пироксен-роговообманковые долериты → стратифицированные дайки тоналит-порфиров, вогезитов, спессартитов → зоны дробления с полиметаллическим оруднением → керсантиты.

По данным работы [16], среди даек присутствуют догранитоидные диабазы, микродиориты и риодациты; апофизы гранитоидных массивов; постгранитоидные дайки субщелочного ряда, в том числе, композитные дайки с составом от риолитов до трахиандезитов и



Схемы расположения гранитоидных образований северо-востока Верхояно-Колымских мезозойд (А) и геологического строения Такалканского узла, по работе [1] (Б):

1 – массивы продольных гранитоидных поясов; 2 – поперечные пояса гранитоидов; 3 – Такалканский массив; 4 – направление основных складчатых структур; 5 – граница Колымо-Омолонского микроконтинента; отложения: 6 – четвертичные аллювиальные и песчано-глинистые; 7 – средней юры, 8 – верхнего триаса; интрузивные образования: 9 – дайки субщелочного и щелочного ряда, 10 – дайки нормального ряда, 11 – субвулканические риолит- и гранит-порфиры, 12 – граниты, 13 – гранодиориты, 14 – диориты-плагиограниты; границы: 15 – геологические и 16 – фациальные; 17 – тектонические нарушения; 18 – рудопроявления; массивы гранитоидов: 1 – Такалканский, 2 – Коханахский, 3 – Кинели-Тасский

трахибазальтов и завершающие магматическую деятельность в пределах РМУ лампрофиры щелочного ряда.

Рудопоявления золота, приуроченные к зонам окварцевания и пропилитизации в экзоконтактах Кинели-Тасского массива, авторы относят к наиболее ранним и связывают их формирование с процессами становления этого массива [16]. Массив имеет зональное строение с диоритами по периферии, гранодиоритами и плагиогранитами в центре. Породы характеризуются высокими концентрациями Au, Sb, Bi, As, W (табл. 1) и содержат единичные знаки самородного золота. Кристаллизация их проходила в окислительных условиях при высокой активности воды и хлора, что близко параметрам формирования золотоносных магматических систем [20]: $-\log fO_2=11-12$; $\log fH_2O=3,1-3,3$; $\log fHCl=4,1-4,7$ [18] (расчеты по работам [15, 23]). Известно, что одним из важнейших экстрагентов Au является хлор, а хлоридные растворы раньше других отделяются от расплава [4]. Для Кинели-Тасского массива это фиксируется по строению зерен плагиоклаза, в которых корродированные ядра окаймлены зонами, насыщенными газово-жидкими пузырьками с микрокристалликами NaCl в наиболее крупных из них. При последующей постмагматической пропилитизации содержание Au в породах уменьшалось в среднем от 15 до 3,7 мг/т. Вынесенное в этих процессах золото переотлагалось в породах экзоконтактового ореола, где резко возрастало содержание H_2O от 1,2 до 3,3%, S от 0,05 до 0,5% и Au от первых мг/т до 0,1г/т. По данным лазерного анализа, выполненного Л.М.Щербиной в лаборатории ИГАБМ СОРАН, сульфиды концентрируют здесь рудные элементы, определяющие и геохимическую специализацию пород массива (в г/т): Bi 1600, Sn 200, Sb 1000, W 150, Ag 100.

Коханахский массив сложен гранитами, плагиогранитами и гранодиоритами, в зоне восточного контакта сменяющимися кварцевыми диоритами и тоналитами. Как и в Кинели-Тасском массиве, породы характеризуются повышенными концентрациями Sb, Bi, As, W и Au. Содержание последнего снижается по мере роста кремнекислотности. Кристаллизация ранней генерации биотита (f 37,5–57,1%) проходила в окислительных условиях при высокой активности воды и хлора ($-\log fO_2=12,8$; $\log fH_2O=2,8-2,9$; $\log fHCl=3,8-4,1$) [18]. Таким образом, и здесь возможно формирование золоторудных проявлений, которые пока не найдены.

Рудопоявления и рудные точки с Be и сопутствующим ему W локализованы в пределах Такалканского массива и его экзоконтактов и представлены пегматитами и грейзенами слюдисто-флюорит-берилловой рудной формации, обычно ассоциирующей с дифференцированными гранитными массивами [3, 6]. Такалканский массив сложен биотитовыми и лейкократовыми щелочнополевошпатовыми гранитами, включающими многочисленные дайки, штоко- и пласто-

образные тела мелкозернистых лейкогранитов и гранит-порфиров – производных того же магматического очага [16]. Многочисленные дайки риолитов, риодацитов, трахиандезитов, трахибазальтов, щелочных лампрофиров пересекают граниты и гранит-порфиры и почти не прослеживаются за контур массива (см. рисунок).

Среднее содержание Be во всех породах массива лишь незначительно превышает кларк (см. табл. 1). Однако, вследствие того, что Be с трудом входит в решетки порообразующих минералов, он способен даже при низких содержаниях в гранитном расплаве накапливаться к концу процесса его кристаллизации. Дальнейшая его судьба зависит от активности галогенов – главных экстрагентов и переносчиков Be в магматических и гидротермальных процессах. Ведущую роль в кремнекислых средах играет фтор, а с повышением щелочности среды возрастает роль Cl [6, 9].

Согласно расчетам по химическому составу пород [8, 21], материнский для гранитов Такалканского массива расплав генерировался в нижнекоровых субстратах при температуре 900–950°C и давлении 0,8–1 ГПа [17]. Породы главной фации средне- и крупнозернистые, в апикальных и наиболее эродированных горизонтах преимущественно мелкозернистые. Процесс кристаллизации начинался с выделения кварца, к которому затем присоединялся олигоклаз или олигоклаз-андезин средней степени структурной упорядоченности. В гранитах апикальной зоны, а также наиболее глубоко эродированных горизонтов (около 1 км от кровли) отмечены реликты раннемагматического неупорядоченного андезин-лабрадора (an 46–54%). Санидин и высокий (участками грубопертитовый) ортоклаз образуют изометричные и неправильные зерна и каймы вокруг плагиоклаза. Содержание альбитового минала в калишпате снижается от центра к периферии зерен от 33 до 13%. Максимальная температура двухполевошпатового равновесия 850°C. Биотит позднемагматический, высоко железистый (f 80–85%), кристаллизовался при средних значениях активности воды и низких – галогенов (табл. 2). Соотношения в нем железистости и содержаний фтора отвечают таковым в биотитах поздних производных габбро-гранитных серий [1].

Еще более высокотемпературным (950–1020°C) был расплав, сформировавший гранит-порфиры. Последние отличаются от гранитов главной фации как правило более высокой щелочностью (K_2O 5,16% против 4,66%). Наиболее крупные вкрапленники в них сложены кварцем и санидином, более мелкие – умеренно железистым биотитом (f 52%). Образование биотита проходило в восстановительных условиях при низкой активности фтора, но при резко возросшей активности хлора (см. табл. 2), то есть при более благоприятных для формирования рудопоявлений бериллия условиях. Соответственно, для пород характерны многочисленные

1. Средний состав магматических пород Такалканского рудно-магматического узла

Компо- ненты	Дiorиты и Кинели- Тасского массива	Коханахский массив			Такалканский массив				Постгранитоидные дайки				
		Диориты эндокон- такта	Гранодиориты	Граниты	Граниты главной фации	Мелкозернистые граниты	Гранит- порфиры	Грейзены	Риолит- и гранит- порфиры	Дацил- и гранодио- рит-порфиры	Андезиты и диоритовые порфиры	Андезба- зальты и базальты	Лампро- фиты
	(n=24)	(n=6)	(n=12)	(n=4)	(n=31)	(n=7)	(n=4)	(n=40)	(n=4)	(n=10)	(n=12)	(n=11)	(n=4)
SiO ₂	60,21	60,74	65,96	70,75	73,38	75,04	72,26	He опр.	69,53	66,02	58,16	49,17	48,34
TiO ₂	0,76	0,74	0,55	0,28	0,20	0,14	0,25	He опр.	0,42	0,52	0,81	1,32	1,09
Al ₂ O ₃	16,27	16,79	15,99	15,93	12,79	12,79	14,66	He опр.	15,23	15,2	17,25	15	13,99
Fe ₂ O ₃	1,12	1,18	0,39	0,52	0,94	0,49	0,54	He опр.	0,49	1,04	2,29	2,75	2,72
FeO	5,58	5,60	3,98	1,54	1,90	1,63	1,86	He опр.	3,05	3,4	3,98	5,56	5,09
MnO	0,12	0,11	0,07	0,06	0,04	0,03	0,04	He опр.	0,05	0,06	0,11	0,13	0,13
MgO	3,16	2,85	1,67	0,68	0,18	0,15	0,53	He опр.	0,92	1,2	2,8	5,14	6,72
CaO	5,34	5,42	3,98	3,52	0,75	0,62	1,26	He опр.	1,4	2,18	4,7	8,12	9,45
Na ₂ O	2,34	2,40	3,03	3,89	2,80	3,1	2,98	2,01	2,5	2,54	3,5	2,46	2,34
K ₂ O	2,44	2,51	2,40	1,27	4,66	4,81	5,16	3,12	3,49	4,11	2,64	2,55	3,6
H ₂ O ⁺	1,93	1,26	1,42	0,42	1,22	0,93	1,09	He опр.	2,03	2,16	2,01	2,66	2,9
H ₂ O ⁻	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,12	0,19	He опр.	0,15	0,12	0,29	0,45	0,41
F	0,07	0,10	0,06	0,05	0,16	0,21	0,22	1,49	0,09	0,2	0,18	0,26	0,35
P ₂ O ₅	0,11	0,19	0,11	0,12	0,07	0,05	0,08	He опр.	0,1	0,16	0,41	0,52	0,62
S общ	0,07	0,03	0,10	0,05	0,03	0,05	0,01	He опр.	0,02	0,04	0,05	0,07	0,09
CO ₂	0,26	0,27	0,18	0,14	0,34	0,25	0,08	He опр.	0,95	0,84	1,05	3,09	2,85
Сумма	99,78	100,19	99,89	99,22	99,46	100,41	101,21	He опр.	99,79	99,79	100,23	99,25	100,69

Элементы, г/г; Ас, мг/г

B	37	28	19	21	23	29	23	179	17	19	17	12	12
	3,1	2,4	1,5	1,6	1,8	2,3	1,8		1,3	1,5	1,4	2,4	2,4
Li	33	51	45	28	74	52	56	140	65	75	65	79	65
	1,2	1,9	1,7	0,8	2	1,4	1,5		1,8	2,9	2,4	5,3	4,3
Rb	100	126	103	81	408	413	400	430	305	153	162	180	258
	1,2	1,5	0,8	0,45	2,3	2,3	2,2		1,7	1,3	2,1	4,9	7
Be	He опр.	He опр.	He опр.	2,7	8,4	6,8	7,1	30->1%	5,2	8,4	6	7	9,6
				0,7	2,2	1,7	1,8		1,3	4	3,3	12,5	17,1
Sn	1,5	3,2	2,7	4,8	1,8	1,8	1,9	52	2,3	2,6	1,5	1,5	1,8
	1,2	2,2	1,4	1,6	0,6	0,6	0,6		0,8	1,3	0,8	0,4	0,5
W	5,4	5,5	5,4	7,7	9,9	7,9	5,9	5-1000	4,8	7,3	4,3	6,8	6,3
	5	5	3,4	3,5	4,5	3,6	2,7		2,2	4,6	2,7	8,4	7,9
Mo	0,7	0,7	0,9	1	1,1	0,9	1	2,6	1,1	1	1,1	1,3	1,3
	0,7	0,7	0,9	0,7	0,8	0,6	0,7		0,7	1	1	0,9	0,9

Pb	13	27	15	16	15	15	15	11	30	15	15	11	14	14
	1,2	2,5	1	0,8	0,7	0,7	0,7	0,6		0,7	1	1	2,3	2,3
Sb	10,1	11,5	8,4	7,9	6,1	5,3	7,7	7,7	15	5,4	7,6	3,2	6,6	6,6
	48	55	42	38	30	27	38	38		27	33	15	19,4	19,4
Bi	0,5	0,5	1,15	0,71	0,61	0,61	0,5	0,5	1,4	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5
	56	56	115	71	60	120	50	50		50	50	64	72	72
As	15,4	21	18,5	14,8	31,1	11,4	13,9	13,9	10–70 000	9,2	14,8	6,8	21,6	21,6
	7	9,5	10	9	19	7	9	9		6	8	3,1	11	11
Ag	0,15	0,12	0,14	0,12	0,09	0,07	0,08	0,08	0,6	0,1	0,08	0,08	0,12	0,12
	1,6	1,3	1,2	2,5	2,4	1,8	2,1	2,1		2,6	1,4	0,9	1	1
Au	15	11	3,2	3,5	2,9	1,8	3	3	20	1	3	2	3	1,3
	5,4	3,9	1,2	1,5	1,1	0,7	1,1	1,1		0,4	1,1	0,8	0,8	0,4

Примечание. n – число проб; микроэлементы: верхняя строка – среднее содержание, нижняя – превышение над кларками [13]; силикатные анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, спектральные – в лаборатории ПГО «Якутскгеология».

пегматоидные обособления, выполненные по периферии кварц-полевошпатовым агрегатом, а в центре – крупными зернами флюорита, сидерита и кварца с включениями берилла. Развитый по биотиту железистый хлорит (f 88%) несет мелкие включения берилла и касситерита.

Ассоциация аксессуарных минералов гранитов и гранит-порфиров одинакова и специфична: пироп-альмандин до 55% ру, F-апатит с высокой до 1,2% суммой редких земель; метамиктный циркон (ZrO_2/HfO_2 17; UO_3 5,7%); высокохромистая шпинель; титаномагнетит; самородное железо; самородный свинец; сульфиды, обогащенные (в %): Bi до 0,6, Ag до 0,1 и Sb до 0,4 [16]. В гранит-порфирах, присутствуют также флюорит и берилл. Близок и редкоэлементный состав пород. И те, и другие характеризуются незначительно превышающими кларк концентрациями Be, низкими – Sn (в среднем 1,8 г/т) и высокими Sb, Bi, As, W (см. табл. 1).

Наиболее характерный процесс изменения пород – грейзенизация, обусловленная остаточными растворами гранитного расплава. Она проявлена в замещении биотита мусковитом, альбитизации и серицитизации полевых шпатов, появлении кварц-турмалиновых и, реже, топаз-флюоритовых с вольфрамитом новообразований. При этом содержания большинства микроэлементов, в том числе Sn (1,8 и 1,9 г/т) почти не изменялись, а содержания Be (8,4 и 13,7 г/т) и W (9,9 и 19 г/т) возрастали всего в 1,5–2 раза.

Вдоль зон тектонических нарушений граниты преобразованы в турмалин-мусковит-кварцевые и топаз-мусковит-кварцевые с флюоритом грейзены с вкрапленностью берилла, хризоберилла, берtrandита, вольфрамита и касситерита. Формирование их сопровождалось привнесом щелочей (преимущественно, калия), H_2O до 2,7 и S до 1,2%, F до 1,5%, при среднем – 0,37%. Содержание Be в грейзенах широко варьирует (30–500 г/т), превышая в отдельных образцах 1%. Одновременно существенно (в 2–30 раз) увеличивались концентрации B, Sn, Bi, Sb, Ag, Sn, W (см. табл. 1). Грейзены рассекаются кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами и прожилками с топазом, флюоритом, вольфрамитом, молибденитом, арсенопиритом, крупными выделениями и гнездовыми скоплениями берилла. Концентрации Be в них от 20 до 5000 г/т.

По данным авторов данной публикации (Ю.С. Орлов и др., 1988), грейзенизация, развитая вдоль зон тектонических нарушений, охватывает не только граниты и гранит-порфиры, но и постгранитные дайки риолит- и дацит-порфиров. Расчетная температура материнского для этих даек расплава достигала 1120°C, давление 1,2 ГПа [16]. Кристаллизация биотитов в них шла при близких для биотитов гранитов параметрах (см. табл. 2), неблагоприятных для формирования бериллиевых проявлений.

В дайках лампрофиров субщелочного ряда в пределах рудопроявления бериллия Южное в экзо- и

2. Состав и параметры кристаллизации биотитов магматических пород Такалканского рудно-магматического узла

Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O	Сумма	f, %	T, °C	log fO ₂	log fH ₂ O	log fHF	log fHCl
О-41	33,08	3,29	14,96	He обн.	4,91	25,39	0,15	4,17	0,24	0,51	7,04	0,84	1,87	4,16	100,61	80,0	600	-17,5	2,40	-0,85	1,15
	33,93	3,76	14,22	0,02	4,41	26,54	0,20	3,05	0,46	0,21	7,39	0,44	2,76	3,85	101,24	84,9	600	-17,7	2,65	-0,35	1,07
P-1096/1	37,99	3,74	14,34	0,00	1,96	18,95	0,26	10,68	0,04	0,11	9,40	0,55	0,04	2,14	100,20	52,1	730	-15,9	2,32	-0,40	3,97
О-43/17	35,68	4,89	13,53	0,05	2,49	22,03	0,19	7,96	0,05	0,45	9,80	0,39	0,32	1,27	99,10	63,1	700	-16	2,68	-2,03	1,36
P-1129/4	35,07	3,88	16,04	0,12	2,86	18,79	0,28	8,51	0,30	0,38	7,09	0,54	0,66	4,72	99,24	58,5	690	-15,7	2,22	-2,82	0,86
	34,73	4,51	13,51	0,09	2,60	19,81	0,26	8,48	0,16	0,31	9,00	0,62	0,51	3,76	98,35	59,4	700	-15,8	2,74	-1,51	1,59

Примечание. T, °C, log fO₂ – по работе [15]; log fH₂O, log fHF, log fHCl – по работе [23]; обр. О-41 – Такалканский массив, главная фация, P-1096/1 – гранит-порфир, Такалканского массива, О-43/17 – риолит-порфирит, P-1129/4 – дацит-порфир постгранитоидных даек; анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro C.П.Роевым в лаборатории физико-химических методов анализа в ИГАЕМ СО РАН.

эндоконтакте Такалканского массива наблюдались жеоды, на стенках которых кристаллизовался топаз, а в центре – флюорит. Эти дайки также рассечены кварц-турмалиновыми и кварц-серицит-хлоритовыми с пиритом и арсенопиритом жилами и прожилками, вдоль зальбандов которых развиты тонкие просечки флюорита и тонкопластинчатого берилла или турмалина с бериллом. Следует отметить, что геохимическая специализация на Be максимально проявлена именно в постгранитоидных дайках основного состава, и именно они характеризуются максимальными содержаниями фтора (см. табл. 1). По данным лазерного анализа, сульфиды даек, как и граниты, концентрируют (в %): Pb до 1, Ag до 0,1, Sb до 0,4, Bi до 0,4, Sn до 1, а W до 360 г/т и, кроме того, в них установлена примесь Be.

Как показано выше, граниты Такалканского массива кристаллизовались из высокотемпературного пересыщенного кремнеземом расплава. Расплав, сформировавший гранит-порфиры, имел еще более высокую температуру. Признаки повышения температуры фиксируются и в гранитах наиболее вскрытых горизонтов массива по мелкозернистой структуре и низкой степени структурной упорядоченности полевых шпатов. Эти факты, вместе с типоморфизмом акцессорных минералов гранитов и гранит-порфиров, четкой приуроченностью поздних даек основного состава к выходу массива и близостью геохимической специализации всех магматических пород РМУ позволяют сделать вывод об эволюции гранитного расплава при длительном воздействии высокотемпературных флюидов, продуцируемых глубинными мантийными магмами. Они были способны как поддерживать жизнь гранитных очагов, так и поставлять дополнительные комплексные соединения рудных элементов. Исходя из этого, авторы рассматривают рудопроявления бериллия Такалканского РМУ как парагенетически связанные и с эволюционировавшим гранитным расплавом, и базальтоидным субщелочным магматизмом.

Рудопроявления и рудные точки с оловом на территории РМУ представлены кварц-турмалин-хлоритовыми жилами и минерализованными зонами дробления с вкрапленностью и гнездами сульфидов, касситерита и, реже, станнина. Они локализованы в эндо- и экзоконтактах всех гранитоидных массивов РМУ, а по наблюдениям И.Я.Некрасова [10] и Ю.С.Орлова (1988), пересекают и постгранитоидные дайки (за исключением лампрофиров щелочного ряда), и кварц-турмалиновые жилы бериллиевых рудопроявлений. Меньшее значение имеют рудопроявления олова в грейзенах, где оно ассоциирует с Be и W.

Для формирования значимых проявлений Sn оловоредкометалльной рудной формации благоприятны повышенный фон его в породах, восстановительный характер среды и высокая активность воды и фтора при кристаллизации [7, 11]. Средние содержания

3. Баланс в магматических породах Такалканского рудно-магматического узла

Образцы	Массив	Порода	Минеральный состав						Содержание Sn в минералах, г/т						Содержание Sn по минеральным фракциям, г/т						Сумма Sn по минералам, г/т	Содержание Sn в породе, г/т	Остаточное концентрирование, %
			Q	Pl	Kfsp	Amf	Bt	Q	Pl	Kfsp	Amf	Bt	Q	Pl	Kfsp	Amf	Bt						
O4/11 P1090/8	Кинели-Тасский	Тоналит	18,9	47,6	2,6	9,6	19,2	0	3,5	1,5	7	3,9	0	1,7	0,1	0,7	0,7	3,2	3,4	8			
			13,8	59,8	4,9	10	7,5	0	0	3,6	8	7	0	0	0,2	0,8	0,5	1,5	1,2	0			
			14,9	51,7	10,6	11,5	11,3	0	2,8	7,8	14	11	0	1,44	0,82	1,61	1,24	5,12	4,8	0			
P1123/2 43/3	Коханах-ский	Плагтиогранит	40,3	35	10,9	13,3		1	3	1,9		7,2	0,4	1,05	1,07		0,96	3,48	3,2	0			
			31,8	39	23,3		5,3	0	8	1,3		22	0	3,12	0,3		1,17	4,59	7	34			
			57,4	22,1	19,7		0,8		28	2,6		9,9	0	0,19	0,51		0,1	6,8	10	32			
P1114/2 O114/6	Такалкан-ский	Лейкогранит	43,8	9,8	35,6		9,3	1,5	3,2	2,2		11	0,7	0,3	0,8		1	2,8	2,8	0			
			26,5	39,1	20,6		11,7	0	7,9	3,9		9	0	3,09	0,8		1,05	4,94	4,6	0			
			4,1	55,1	28,5		10,1	4	3	1,2		5	0,31	2,24	0,34		0,51	3,4	8,6	58			

Примечание. Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Kfspr – калишпат, Amf – амфибол, Bt – биотит; остаточное концентрирование рассчитано по разности между суммарным содержанием по минеральным фракциям и по породе; анализы выполнены З.А.Хохряковой в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН.

Sn во всех магматических породах РМУ ниже кларковых или близки к ним (1,5–4,8 г/т). Вместе с показанными выше параметрами кристаллизации гранитоидных расплавов, это обуславливает преимущественное кристаллохимическое рассеивание Sn в породообразующих минералах (табл. 3), и только при образовании жильных грейзенов интенсивный привнос фтора способствует появлению вкрапленности касситерита в ассоциации с бериллом и вольфрамитом.

В постгранитоидных дайках среднего и основного состава субщелочной серии распределение рудных компонентов практически идентично таковому во всех предшествовавших магматических образованиях (см. табл. 1), но Sn обнаруживает здесь значимую прямую корреляцию в основном с Pb и Ag (коэффициент корреляции 0,3–0,5) (Ю.С.Орлов и др., 1988), что отражает вхождение его преимущественно в сульфиды. По расчетам баланса Sn, степень его остаточного концентрирования в этих породах достигает 58%, тогда как в гранитах Такалканского массива варьирует от 0 до 34%, а в породах Кинели-Тасского и Коханахского массивов – от 0 до 8% (см. табл. 3). Повышенная основность и щелочность расплава усиливают халькофильные свойства металлов и способствуют формированию сульфидоносных гидротерм, которые могут быть мобилизованы при возникновении тектонических нарушений и способны послужить источником для формирования сульфидных парагенезисов рудных месторождений [2, 11, 12].

Авторы далеки от мысли связывать все оловорудные проявления РМУ именно с этими дайками, но они вполне могли послужить дополнительными источниками тепла и растворов, экстрагирующих олово из ранее образованных гранитоидных пород и из пород фундамента. Следует отметить, что в ксеноблоках лейкогранитов и биотит-гранатовых сланцев кристаллического фундамента, вынесенных к поверхности экструзией р. Ыганья, расположенной на удалении от месторождений и рудопоявлений олова [22], сульфиды также концентрируют Sn до 0,2, Bi до 0,3 и Pb до 1%; W 510 и Ag 230 г/т; Zn до 0,9%, а степень остаточного концентрирования Sn в них достигает 50%.

Завершающие магматическую деятельность на территории РМУ щелочные лампрофиры геохимически специализированы на те же элементы, что и все остальные магматические породы РМУ. Наиболее поздние постмагматические процессы обусловили образование карбонатно-кварцевых жил с вкрапленностью сульфидов, флюорита и редкоземельных минералов. Они установлены во всех породах, включая и лампрофиры щелочного ряда. При этом концентрация фтора участками повышалась до 2,4, а CO₂ – до 1,2%, но без дальнейшего привноса воды. Учитывая, что щелочные лампрофиры характеризуются максимальными средними содержаниями F 0,35% и максимальными температурами исходного расплава >1300°C [16], этот этап метасоматоза логично связать с

продуцируемыми им флюидами.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Золоторудные проявления в пределах Такалканского РМУ генетически связаны с процессами становления Кинели-Тасского массива диоритов-плагиогранитов и сформированы в результате проработки вмещающих пород золотосодержащими хлоридными растворами раннемагматического этапа и обогащенными серой и рудными элементами гидротерм постмагматического этапа.

2. Процессы становления гранитных расплавов не могли обеспечить формирование значимых проявлений редких металлов как в силу низких их концентраций, так и в силу низкой активности их главного комплексообразователя фтора.

3. Идентичность геохимической специализации гранитоидов Такалканского массива и постгранитоидных даек указывает на интенсивное мантийно-коровое взаимодействие на протяжении всего времени эволюции магматизма РМУ.

4. Комплексные рудопоявления бериллия сосредоточены в грейзенах, сформированных по гранитоидным породам и парагенетически связанных как с эволюционировавшим гранитным расплавом, так и с базальтоидным субщелочным магматизмом.

5. При формировании оловорудных проявлений РМУ дополнительными источниками тепла и растворов, экстрагирующих олово из ранее образованных гранитоидных пород и из пород фундамента, являлись базальтоидные магмы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Бушляков И.Н., Холоднов В.В. Галогены в петрогенезисе гранитоидов. – М.: Недра, 1986.
2. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. – М.: Наука, 1977.
3. Государственная Геологическая карта, масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-53-(55)–Депутатский. Объяснительная записка. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 1993.
4. Диман Е.Н., Некрасов И.Я. Высокотемпературная растворимость золота в воде и генезис золоторудных месторождений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1987. № 11. С. 66–74.
5. Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. – М.: Наука, 1979.
6. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск: Наука, 1977.
7. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. – Новосибирск: Наука, 1985.
8. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск, 2001.
9. Куприянова И.И., Шпаков Е.П. Бериллиевые месторождения России. – М.: ГЕОС, 2011.
10. Некрасов И.Я. Петрология Такалканского массива аляскитовых гранитов в хребте Полоусном // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – Якутск: ЯФСО АН СССР, 1960. С. 25–48.
11. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах. – М.: Наука, 1984.
12. Некрасов И.Я., Трунилина В.А., Роев С.П. Типоморфные особенности акцессорных сульфидов из гранитоидов Восточной Якутии как критерий оценки их рудоносности // Минералогический журнал. 1990. № 4. С. 16–26.
13. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001.
15. Трошин Ю.П., Гребенищикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
16. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. – Якутск: Изд-во Якутского научного центра СО РАН, 1996.
17. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Зайцев А.И. Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 99–109.
18. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды батолитовых поясов северо-востока Верхояно-Колымских мезозоид. – Якутск: Медиа Холдинг «Якутия», 2013.
19. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1976.
20. Foerster H.J. Halogen Fugacities (HF, HCl) in Melts and Fluids. A. Surv. of Published Data // Z. geol. Wissenschaft. 1990. Vol. 18. Pp. 255–266.
21. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // European Journal of Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5–40.
22. Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Fedotov M.V. Composition of the crystalline basement of the Verkchoyansk-Kolyma Mesozoides // Zeitschrift Geol. Wissenschaft, Berlin. 1994. Marz. Pp. 147–152.
23. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. Pp. 1228–1272.

Состав и рудоносность магматических образований Гирибдичанского интрузивного ряда (Верхояно-Колымская орогенная область)

Ю.С.ОРЛОВ, В.А.ТРУНИЛИНА, С.П.РОЕВ, А.И.ИВАНОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, 39).

Сравнивается специфика магматических образований Гирибдичанского интрузивного ряда Полоусненского синклинория и Дербек-Нельгехинского ряда, с которым ассоциируют крупные месторождения олова. Показано, что в обоих интрузивных рядах ведущей является диорит-гранодиорит-гранитная формация. Основное различие заключается в широком распространении в Дербек-Нельгехинском ряду даек и массивов субщелочных базальтоидов и лампрофиров – производных мантийного базальтоидного очага, обеспечившего длительное функционирование гранитоидных систем и формирование рудоносных растворов. В пределах Гирибдичанского ряда такие дайки проявлены крайне скудно, что и обусловило отсутствие в нем значимых проявлений олова.

Ключевые слова: гранитоиды, лампрофиры, условия и субстраты магмогенерации, геохимическая специализация, рудопроявления, олово.

Трунилина Вера Аркадьевна, v.a.trunilina@diamond.ysn.ru

Роев Сергей Прокопьевич, s.p.roev@diamond.ysn.ru

Иванов Алексей Иванович

Composition and ore content of magmatic rocks of the Giribdichan intrusive series (Verkhoyansk-Kolyma orogenic region)

Yu.S.ORLOV, V.A.TRUNILINA, S.P.ROEV, A.I.IVANOV

Specificity of magmatic formations of Giribdichan intrusive series in the Polousny synclinorium and Derbeke-Nel'gekhe belt, with which associated of large deposits of tin is compared. It is shown, that in both intrusive lines of the leader the formation is diorite-granodiorite-granite. The basic distinction consists in a wide distribution in Derbeke-Nel'gekhe belt dykes and massifs of subalkaline basaltoids and lamprophyres - the derivatives of mantle basaltoid chamber, which has provided long functioning of granitoids systems and formation of ore-bearing solutions. In limits of Giribdichan lines such dykes are shown extremely poorly, as has caused absence in it of significant deposits of tin.

Key words: granitoids, lamprophyres, condition and substrata of magma generation, geochemical specialization, ore manifestations, tin.

Гранитоидные массивы Верхояно-Колымской орогенной области образуют продольные пояса, вытянутые параллельно границам главных тектонических элементов, и поперечные пояса, или интрузивные ряды, ориентированные поперек или под углом к ним. К последним приурочены основные из известных в регионе месторождений олова касситерит-силикатно-сульфидной формации, критерии прогнозирования которых разработаны при изучении магматизма Дербек-Нельгехинского и Арга-Ыннах-Хайского поперечных поясов Адычанского антиклинория [15, 18]. Поэтому сравнительное изучение специфики магматизма поперечных поясов, в пределах которых такие месторождения пока не найдены, представляется актуальной задачей научных исследований.

Гирибдичанский ряд интрузий хр.Полоусный вытянут в северо-западном направлении на расстояние около 85 км в междуречье Иргичян – верховьев Селенных [5]. Здесь среди юрской осадочной толщи, разбитой многочисленными северо-западными и субширотными тектоническими нарушениями, обнажа-

ются три относительно крупных массива – Тельбукский, Гирибдичанский и Антигский, серия мелких массивов и более сотни даек (рис. 1). Первые два массива и большинство мелких выходов и сопровождающих их даек относятся к ведущей для поперечных поясов региона диорит-гранодиорит-гранитной формации, Антигский массив и дайки риолит- и гранит-порфиров – к формации щелочно-полевошпатовых гранитов. Изотопный К-Аг возраст по биотиту гранодиоритов Гирибдичанского массива 133 млн. лет, гранитов Антигского массива – 115 млн. лет (анализы выполнены по образцам авторов в лаборатории ИГАБМ СО РАН под руководством Н.И.Ненашева). Продукты догранитоидного магматизма представлены единичными дайками диабазовых порфиров и андезибазальтов, постгранитоидного – единичными дайками трахиандезибазальтов и субщелочных лампрофиров.

Тельбукский массив имеет форму штока с площадью выхода 15 км². Остальные массивы только начинают вскрываться на дневной поверхности. По геофизическим данным они представлены апикальными выступами более

крупных плутонов, залегающих на глубине 3–3,5 км. В их составе преобладают диориты и гранодиориты. Первые составляют большую часть мелких выходов и 200-метровой мощности эндоконтактовую зону Тельбукского массива, в котором на глубине быстро сменяются гранодиоритами. Фрагменты гранитов встречаются в самых эродированных его горизонтах. В пределах остальных массивов обе разновидности наблюдаются совместно. Контакты между ними резкие, но без зон закалки, что говорит о последовательном, но близком по времени их внедрении. Жильная фация состоит из редких маломощных крутопадающих тел лейкогранитов. В экзоконтактах гранитоидных тел установлены многочисленные рудные точки и небольшие рудопроявления Au, Sn, W, Co, Pb, Zn, Sb. Специфика составов пород рассматривается на примере наиболее вскрытых массивов и даек.

Петрография и минералогия магматических пород. Догранитоидные дайки *диабазовых порфиритов* и *андезибазальтов* сложены лейстами и пластинками

зонального лабрадор-битовнита, в промежутках между которыми наблюдаются зерна субкальциевого магнезиавегита (табл. 1) и их скопления. Пироксен замещается магнезиальной роговой обманкой, по которой развиваются актинолит и хлорит.

Диориты и кварцевые диориты порфировидные с единичными выделениями плагиоклаза и пироксена на фоне основной массы из изометричных табличек плагиоклаза, шлировых скоплений амфибола, биотита и ксеноморфного кварца. Плагиоклаз наблюдается в двух генерациях. Первая – редкие оплавленные зерна на андезине (48–56% *an*), насыщенные микро-включениями пироксена, апатита и ильменита, вторая – таблички ритмично-зонального андезин-олигоклаза (36→30→20→30→20% *an*) с оплавленными ядрами, аналогичными плагиоклазу первой генерации. Субпризматические зерна пироксена заметно ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и состоят из магнезиавегита и энстатита. Расчетные [31] параметры

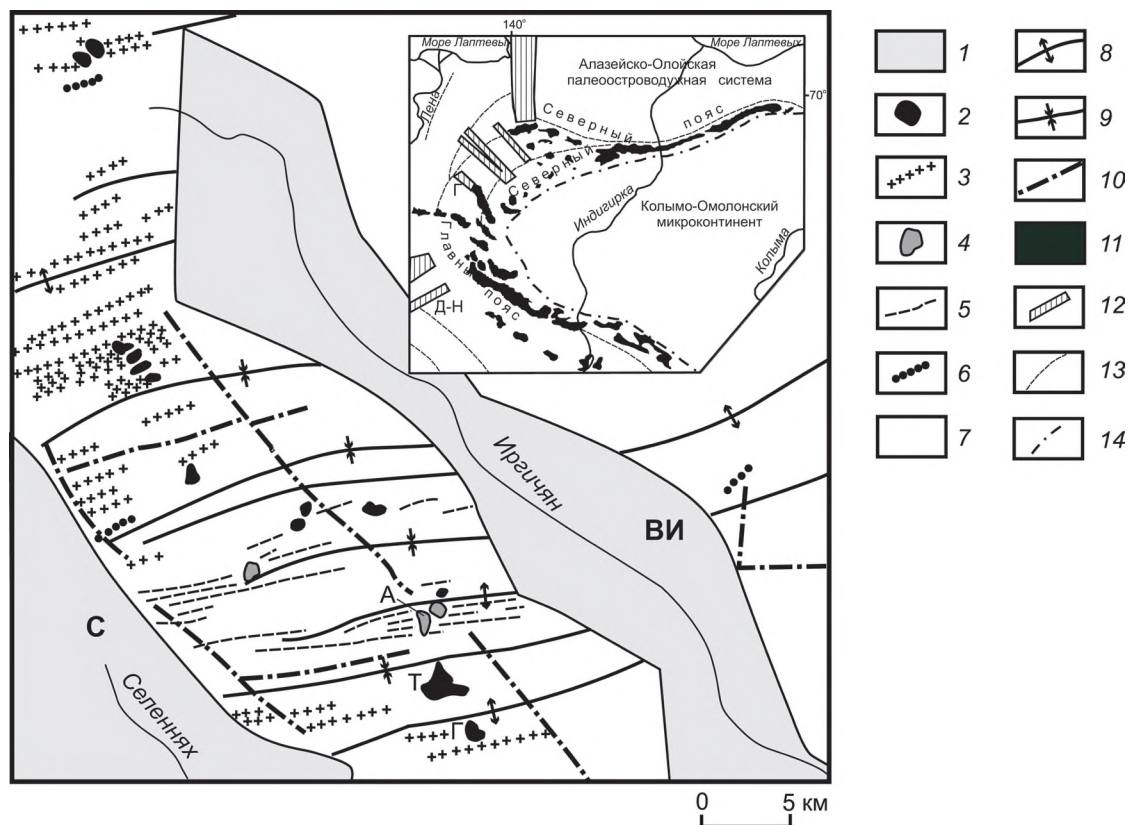


Рис. 1. Схема тектонического строения западной части хр. Полоусный, по [3]:

1 – кайнозойские наложенные впадины: С – Селенняхская, ВИ – Верхне-Иргичанская; 2 – штоки и 3 – дайки диорит-гранодиорит-гранитной формации; 4 – массивы и 5 – дайки гранитов и риолитов; 6 – дайки трахиандезибазальтов и субщелочных лампрофиров; 7 – юрские осадочные отложения; оси: 8 – антиклиналей, 9 – синклиналей; 10 – тектонические контакты; массивы гранитоидов: Т – Тельбукский, Г – Гирибдичанский, А – Антигский; на врезке: 11 – массивы продольных гранитоидных поясов; 12 – поперечные пояса гранитоидов (Г – Гирибдичанский, Д-Н – Дербек-Нельгехинский); 13 – направление основных складчатых структур; 14 – граница Колымо-Омолонского микроконтинента

1. Состав породообразующих минералов магматических пород Гирбичанского ряда, %

Пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O	Сумма	f, %	P, ГПа	T, °C	Минерал				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21				
Пироксены																								
O-77/3	Диабаз	52,11	0,30	3,16	0,01	Не обн.	17,30	0,24	13,48	11,13	0,51	0,26	Не опр.	Не опр.	Не опр.	100,54	41,9	0,63	1218	Субкальциевый магнезиовит				
		53,65	0,21	3,27	0,12		12,47	0,34	14,34	11,94	0,23	0,07					32,8	0,65	1043					
P-1131/12	Диорит	50,99	0,29	0,93	0,09	1,96	19,00	0,45	17,61	7,30	0,16	Не обн.					39,8	0,49	1038	Магнезиовит				
		51,52	0,23	0,36	Не обн.	1,20	25,67	0,60	18,85	1,29	0,01						44,3	0,55	1065	Mg-энстатит				
O-73/9	Диорит	51,88	0,31	0,41		Не обн.	27,88	0,76	17,26	1,42	0,03	Не обн.					47,6	0,44	969					
		50,84	0,14	0,81	0,03		30,12	1,25	13,02	1,04	0,14	0,16	56,5				1,02	1135	Fe-энстатит					
P-1131/11	Гранодиорит	53,56	0,00	1,35	Не обн.	19,48	0,98	12,11	11,47	0,27	0,07	0,10	0,15	Не опр.	99,56	47,4	0,58	966	Субкальциевый магнезиовит					
		50,48	0,12	1,83		Не обн.		28,27	1,63	12,22	1,48	0,39	0,03			Не обн.	Не обн.			56,5	0,46	941	Fe-энстатит	
		51,26	0,17	1,42		0,03	28,28	1,01	12,71	0,95	0,25	55,5	0,47							995				
		52,38	0,74	2,70	0,26	0,26	5,40	0,23	17,03	20,31	0,09	Не обн.	Не обн.			0,15	99,29	15,1	0,64	1100	Магнезиовит			
O-75/3	Гранит-порфир	50,26	1,20	3,08	0,02	3,74	6,41	0,21	14,75	19,31	0,52					0,18	99,68	27,1	1	1102				
		52,09	0,48	3,13	Не обн.	Не обн.	13,76	0,55	15,78	10,95	0,67	0,07	0,22			0,13	99,89	32,9	0,72	1098	Субкальциевый магнезиовит			
Амфиболы																								
O-77/3	Диабаз	48,90	0,81	4,31	0,04	3,00	15,35	0,42	12,17	10,62	1,03	0,49	1,99	Не	1,48	100,61	45,5			Mg-роговая обманка				
		49,59	0,72	4,11	0,07	2,67	10,09	0,28	15,36	12,73	0,87	0,14	2,03	опр.	1,51		31,3							
73/9	Диорит	51,65	0,32	4,02	0,05	1,96	14,73	0,82	12,61	11,90	0,58	0,27	0,51	0,06	1,90	101,38	42,4			Грюнерит				
		50,84	0,14	0,81	0,00	Не обн.	30,12	1,25	13,02	1,04	0,14	Не обн.	0,16	Не	1,91		99,43				56,6	Эденит		
P-1131/11	Гранодиорит	44,59	0,39	10,58	0,10	3,40	14,90	0,68	9,74	11,85	1,73	0,81	0,76	опр.	1,80	101,33	50,8	0,54	758	Mg-роговая обманка				
		51,65	0,32	4,02	0,05	1,96	14,73	0,82	12,61	11,90	0,58	0,27	0,51	0,06	1,90		42,4	Mg-роговая обманка						
		48,92	1,13	5,41	0,27	5,75	14,73	0,17	15,34	20,58	0,28	Не обн.	Не обн.	Не	2,06	99,91	16,1		0,06	833				
		48,68	1,04	5,60	0,43	5,43	14,73	0,09	15,10	20,98	0,22			опр.	2,05		99,62	15,3	0,08	856	Канилоит			
O-75/3	Гранит-порфир	49,10	0,57	4,02	0,04	2,99	17,02	0,41	10,38	11,95	0,52	0,38	0,38	0,17	1,80	99,73	51,7			Mg-роговая обманка				
		42,59	0,51	12,16	0,07	4,15	12,17	0,24	11,25	11,11	2,42	1,09	2,03	Не	1,51		101,30				44,3	0,66	765	
		47,94	0,25	11,04	0,00	3,95	6,59	0,03	16,15	9,74	2,38	0,21	0,01	опр.	2,09	100,39	26,4			Барроизит				
		52,09	0,48	3,13	0,00	2,84	11,20	0,55	15,78	10,95	0,67	0,07	0,22	0,13	1,95		33,1							
Биотиты																								
O-77/3	Диабаз	35,77	4,92	16,56	0,04	0,53	11,31	0,06	15,76	0,05	0,65	9,18	0,10	0,36	2,18	97,47	29,6	0,22	1020	Mg-биотит				
		34,84	6,24	16,74	0,00	0,32	14,09	0,10	14,22	0,01	0,60	8,84	0,15	0,17	1,70		98,02	0,23	1000					
		35,41	4,73	13,39	0,07	1,74	19,80	0,28	10,33	Не обн.	0,17	10,31	Не опр.	Не опр.	2,30	98,53	53,7	0,15	800	Fe-биотит				

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
P-113/12	Диорит	37,98	5,03	14,40	0,08	0,88	16,57	0,09	14,25	He обн.	0,16	9,98	He обн.	He обн.	0,35	99,77	40,6	0,11	920	Mg-биотит
		36,88	4,46	14,35	0,04	1,25	17,06	0,10	13,87		He обн.	9,80			1,62	99,43	42,4	0,15	900	
		38,29	4,58	14,48	0,02	1,05	17,02	0,07	13,72		0,13	10,04			0,40	99,80	42,4	0,13	900	
		36,86	4,98	14,18	0,06	1,10	16,42	0,15	13,10		0,19	9,78			1,74	98,59	42,7	0,14	900	
O-77/19	Гранит-порфир	34,73	2,52	13,94	0,06	3,53	22,96	0,33	8,79	0,02	0,13	9,67	1,21	0,27	2,92	101,08	62,5	0,16	700	Fe-биотит
O93/3	Лампрофир	37,04	3,22	11,58	0,06	3,49	13,26	0,14	15,07	He обн.	0,74	9,34	0,45	0,93	4,00	99,32	37,9		850	Mg-биотит

Примечание. T°С рассчитана для пироксенов [31], амфиболов [22], биотитов [11]; P ГПа рассчитано для пироксенов [31], амфиболов [22], биотитов [26]; расчеты составов биотитов – по работам [11, 25]; анализы выполнены С.П.Росевым на рентгеновском микроанализаторе Camebax-micro в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН; He обн. – не обнаружено; Не опр. – не определялось.

кристаллизации варьируют в довольно широких пределах ($T=1135-969^{\circ}\text{C}$, $P=1,02-0,44$ ГПа), что обусловлено неравномерной уралитизацией минерала. Магнезиальная роговая обманка замещает пироксен и образует мелкие шпирсы. Состав ее в большинстве образцов не валиден вследствие развития по ней вторичных каннилоита или грюнерита в ассоциации с кварцем и сидеритом. Биотит позднемагматический, вместе с редкими зернами промежуточного ортоклаза ($2V_{\text{Нр}} = 60-70^{\circ}$) выполняет интерстиции даже между зернами кварца. Согласно расчетам по [11, 29], биотит кристаллизуется при повышенной фугитивности кислорода ($-\log f \text{O}_2=12,5-12,7$) и воды ($\log f \text{H}_2\text{O}=2,6-3$) и, судя по высокому (4,46–5,03%) содержанию TiO_2 , в условиях гипабиссальной фации при давлении не более 0,15 ГПа и температуре $900-920^{\circ}\text{C}$ (см. табл. 1).

Гранодиориты отличаются от диоритов главным образом значительно большим содержанием калиевого полевого шпата (10–12% против 1–4%) и несколько более высокой железистостью темноцветных минералов. Граниты амфибол-биотитовые, порфировидные и невадитовые. Во вкрапленниках наблюдаются плагиоклаз, кварц и амфибол в соотношениях, характерных для кварцевых диоритов и гранодиоритов, а в основной массе калиевый полевой шпат составляет до 50%.

Антигский массив – трещинное тело мощностью около 300 м, сложенное гранитами и гранит-порфирами. Породы интенсивно грейзенизированы, поэтому первичные минералы присутствуют в основном в реликтах. Плагиоклаз – незональный олигоклаз-андезин (31–33% *an*) и олигоклаз. Обычно деанортитизирован до олигоклаз-альбита. Ортоклаз наблюдается в виде включений в порфиробластах кварца. Биотит почти нацело замещен мусковитом или серицитом в ассоциации с рудным минералом. В интерстициях зерен кварца развивается рудный минерал, чешуйчатые и пластинчатые агрегаты серицита и мусковита, дающие также гнездовые скопления.

Многочисленные дайки в большинстве своем являются апофизами гранитоидных массивов и отличаются от пород массивов соответствующего состава только мелкозернистыми порфировыми и субвулканическими структурами. Мощность их от первых метров до 150 м, протяженность до 5–6 км. Постгранитоидные дайки гранит- и риолит-порфиров маломощные (0,5–2 м), пересекают дайки диоритовых порфиритов и андезибазальтов и сами пересекаются дайками трахиандезибазальтов и лампрофиров, содержащих их ксенолиты.

Риолит-порфиры в зальбандах флюидалные, криптокристаллические или микрофельзитовые. В мощных дайках к центру они сменяются массивными гранит-порфирами с гранофиро-сферолитовым, аплитовидным, микрогранитным или аллотриоморфнозернистым сложением. Породы

обычно преобразованы в кварц-серицит-карбонатные метасоматиты. В наименее измененных образцах плагиоклаз порфировых выделений – олигоклаз или альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат – высокий ортоклаз, биотит железистый ($f=62,5\%$), низкотемпературный (700°C), кристаллизовался в условиях умеренных значений активности кислорода, воды и галогенов ($-\log f\text{O}_2=15,8$; $\log f\text{H}_2\text{O}=2,5$; $-\log f\text{HF}=1,4$; $\log f\text{HCl}=2,5$). В одной из даек отмечены реликты уралитизированного магнезиоавгита. Судя по аномально низкой железистости ($f=15,1\text{--}32,9\%$), они в данной породе являются ксеногенными.

Трахиандезибазальты массивные, мелкопорфировые, с выделениями андезин-лабрадора ($55\% \text{ an}$) на фоне основной массы из тонких лейст плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены хлоритом и карбонатом. Реже сохраняются реликты энстатита и субкальциевого магнезиоавгита и магнезиального ($f\ 29\%$) биотита.

Лампрофиды такситовые с лампрофидовой структурой. Сложены изометрично-таблитчатыми зернами плагиоклаза ($30\text{--}50\% \text{ an}$), гломеропорфировыми скоплениями призмочек субкальциевого авгита и табличек магнезиального биотита ($f\ 37,9\%$). Темноцветные минералы обладают большей частью ясным идиоморфизмом к плагиоклазу. Биотит-калишпатовая основная масса насыщена пересекающимися игольчатыми зернами апатита. Калишпат представлен высоким ортоклазом ($2V_{\text{np}}=40\text{--}45^\circ$).

Петрохимические и генетические особенности магматических пород. Состав материнских расплавов пород догранитоидных даек соответствует известково-щелочному базальту (табл. 2). Породы диопсид-гиперстен-нормативные с небольшим (около 1%) содержанием нормативного кварца. Состав нормативного плагиоклаза – $61\% \text{ an}$. Уровень зарождения магмы [4, 7] определен в $1,5\text{ ГПа}$, температура исходного расплава [4] в 1200°C , а температура начала его кристаллизации [20] в 1150°C (см. табл. 1). Величины отношений в породах $\text{La/Yb} - \text{Yb}$ ($8,3 - 3$) указывают на генерацию магматического очага в слабо метасоматизированных шпинелевых лерцолитах [19]. Судить о геохимической специализации пород сложно, поскольку, как правило, они интенсивно пропилитизированы. Наименее измененные образцы характеризуются низкими содержаниями (в г/т): $\text{Sn } 2$, $\text{Mo } 1$, $\text{Ag } 0,1$, $\text{W } 0,2$, $\text{Zn } 110$; $\text{Au } 0,6\text{ мг/т}$ и повышенными – $\text{Pb } 20$ и $\text{Sb } 0,7$ (здесь и далее – спектральные анализы, выполнены в лабораториях ИГАБМ СО РАН и ПГО «Якутскгеология»).

Состав пород Гирибдичанского и Тельбукского массивов варьирует от диоритов до гранитов (см. табл. 2). Породы принадлежат преимущественно к среднекалиевой известково-щелочной серии (рисунки 2, 3). Величина железистости $[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})]$ резко изменяется от диоритов к гранодиоритам и

гранитам (в среднем $58, 86$ и 79%) вследствие ранней кристаллизации плагиоклаза. Граниты и гранодиориты гиперглиноземистые, диориты дают отклонения к метаглиноземистым (рис. 4). Состав всех пород гиперстен-, реже диопсид-гиперстен-нормативный с незначительным количеством нормативного корунда (в среднем 2%) и с преобладанием альбитового минала над ортоклазовым (23 и 17%). Основные петрохимические параметры определяют их как гранитоиды I-типа континентальных дуг [6]. Расчетное [1] давление на уровне магмогенерации $1,2\text{--}1,4\text{ ГПа}$, расчетная [23] температура исходного расплава $1100\text{--}1200^\circ\text{C}$. Соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) - \text{CaO}/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}) \text{ mol.}$ ($0,4\text{--}1$ к $0,5\text{--}0,8$) в наиболее основных членах ассоциации указывают на генерацию исходного расплава в амфиболитах нижней коры [21]. Существенно коровые метки получены и по значениям K/Rb в подавляющем большинстве образцов ($114\text{--}184$) [9]. Коровому гранитному тренду отвечает и эволюция составов пород (рис. 5).

Породы бедны минерализаторами ($\text{S } 0,02\text{--}0,1$ и $\text{F } 0,04\text{--}0,11\%$) и характеризуются низкими концентрациями $\text{Sn } 2,2\text{--}3,5\text{ г/т}$, несколько повышенными $\text{Au } 3,1\text{--}5,5\text{ мг/т}$ и высокими $\text{Bi } 0,5\text{--}0,6$, $\text{Sb } 5\text{--}10$ и $\text{As } 12\text{--}15\text{ г/т}$. В процессе кристаллизационной дифференциации заметного перераспределения рудных элементов не происходит, а при постмагматических процессах в $2\text{--}5$ раз возрастают содержания Au , Sb , As . Таким образом, массивы этой группы обладают неотчетливо выраженной металлогенической специализацией на Au , Sb , As , что и реализовано в формировании небольших рудопроявлений золота в ассоциации с арсенопиритом и антимонитом в их экзоконтактах.

Олово почти полностью рассеяно в порообразующих минералах. Из четырех проанализированных проб лишь в одной степень его остаточного концентрирования, рассчитанная по разнице суммарного содержания в минеральных фракциях и в валовой пробе, составляет 28% , в остальных пробах – нулевая (табл. 3). Низкое содержание Sn в породах, отсутствие его накопления в процессе дифференциации расплава и перераспределения при метасоматозе определяет эти массивы как бесперспективные в отношении оловянного оруденения.

Наименее измененные образцы гранитов Антигского массива, гранит- и риолит-порфиров даек соответствуют монцогранитам и сиеногранитам высококалиевой известково-щелочной серии. На петрохимических диаграммах точки их составов намечают секущие по отношению к эталонным тренды (рисунки 2, 3), что характерно для гранитов А-типа региона. Породы гиперстен-нормативные с преобладанием альбитового минала над ортоклазовым (в среднем 26 и 17%), вероятно, вследствие интенсивной альбитизации полевых шпатов. Нормативный состав плагиоклаза не основнее $26\% \text{ an}$. Породы железистые ($f=77\text{--}$

2. Химические составы магматических пород Гирбидчанского поперечного ряда, %

Пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	F	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	S	Сумма	K/Rb
Догранитоидные дайки																				
P-1134/3	48,95	1,41	17,39	1,44	7,14	0,15	8,03	9,44	1,38	0,67	0,27	He опр.	3,41	0,05	0,004	0,004	He опр.	He опр.	99,738	154
O92/1	55,70	0,66	15,10	0,50	6,22	0,13	6,04	7,21	1,83	2,70	0,12	0,78	2,70	0,03	0,009	0,015	0,002	0,78	100,51	166
Тельбукский массив																				
P1131/3	56,27	0,88	17,69	0,41	7,41	0,15	5,30	8,63	0,35	1,33	0,08	He опр.	1,19	0,06	0,010	0,008	0,002	He	99,76	153
P1130/13	57,02	0,72	17,52	1,37	6,55	0,15	5,29	8,79	0,84	1,26	0,04		0,68	0,04	0,007	0,007	0,002	опр.	100,28	175
P1130/16	65,85	0,51	16,68	0,31	4,40	0,10	1,50	3,82	2,99	2,79	0,08		1,23	0,07	0,011	0,014	0,002	0,05	99,16	184
P1131/2	66,76	0,45	15,93	0,17	4,27	0,10	1,40	3,60	3,15	2,83	0,04		1,13	0,04	0,009	0,016	0,002	0,02	99,89	163
O-75/3	68,78	0,35	15,66	2,2	1,29	0,03	0,98	2,9	3,14	3,47	0,09		1,88	0,11	0,06	0,0075	He опр.	He	100,948	423
Гирбидчанский массив																				
O90/3	58,80	0,68	16,05	0,21	6,50	0,12	4,68	7,00	2,33	1,75	0,11	0,22	1,77	0,10	0,008	0,013	0,002	He	100,33	124
O90/8	60,80	0,66	16,05	0,84	6,07	0,08	3,09	4,20	2,64	3,64	0,12	0,28	2,14	0,06	0,007	0,021	0,004	опр.	100,68	160
O90/5	61,40	0,64	16,10	1,41	4,78	0,06	3,10	4,76	2,67	2,85	0,12	0,44	2,24	0,05	0,007	0,018	0,003	0,10	100,73	146
O87/4	66,10	0,61	16,05	0,74	2,34	0,02	1,66	4,34	3,56	1,49	0,16	0,99	1,77	0,10	0,013	0,012	0,002	He	99,94	114
K-102-6	67,65	0,19	16,4	0,52	3,09	0,05	0,81	3,25	3,54	2,88	0,14	He опр.	1,79	He	He опр.	He опр.	0,01	опр.	100,32	
T-560/2	70,44	0,37	15,39	0,06	1,13	0,04	0,88	6,42	3,32	0,21	0,13	0,44	0,53	опр.		0,0005	He опр.	0,04	99,40	
Антигский массив																				
P1135/8	73,73	0,11	14,18	2,54	0,01	0,07	0,05	1,15	3,17	2,29	0,05	1,08	2,23	0,09	0,004	0,011	0,001	0,04	100,79	192
P1135/5	73,83	0,11	14,38	1,60	0,57	0,06	0,05	0,88	3,25	2,26	0,02	0,35	1,56	0,09	0,002	0,012	0,001	0,03	99,04	174
P1135/9	73,98	0,11	14,16	1,90	0,28	0,05	0,03	0,01	4,49	2,62	0,03	0,41	1,94	0,09	0,002	0,011	0,001	0,02	100,12	189
P1135/3	74,20	0,12	14,28	1,59	0,86	0,05	0,00	0,79	3,04	2,33	0,03	0,25	2,24	0,08	0,002	0,012	0,001	He опр.	99,86	179
P1135/6	74,45	0,11	14,24	2,39	0,01	0,01	0,01	0,50	3,44	2,30	0,02	0,53	2,27	0,09	0,002	0,012	0,001	0,02	100,39	177
P1135/12	74,78	0,10	14,07	2,50	0,57	0,09	0,12	0,01	3,41	2,23	0,01	0,04	2,55	0,12	0,009	0,015	0,001	0,03	100,64	137
Дайки риолит- и гранит-порфиров																				
T565/1	72,13	0,40	15,17	1,06	1,79	0,03	0,90	2,51	4,23	1,44	0,10	0,27	1,43	0,08	0,007	0,009	0,002	He опр.	101,55	148
K92/7	75,6	0,02	13,94	0,87	1,02	0,02	0,19	0,44	4,04	2,01	0,08	He опр.	1,55	He опр.	0,004	0,007	0,001	0,01	99,80	265
Постгранитоидные дайки																				
T-45/1	52,83	1,16	16,54	4,21	3,83	0,13	4,46	5,76	2,4	3,74	0,56	1,61	2,87	0,35	0,017	0,034	He опр.	He	100,55	101
O83/1	52,6	1,19	14,60	3,00	4,49	0,14	6,89	4,90	2,83	3,82	0,68	0,47	2,41	0,23	0,020	0,025	0,003	0,05	98,348	141

Примечание. Силикатные анализы выполнены Д.А.Кулагиной и М.Т.Слепцовой в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН. В таблице даны наиболее представительные анализы.

99%), высокоглиноземистые (см. рис. 4). Расчеты [1] определяют давление на уровне магмогенерации в 0,5–0,6 ГПа, а соотношения в наименее измененных разностях $Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)-CaO/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$ mol. (3,8–4 – 0,85–0,93) указывают на генерацию исходного расплава при парциальном плавлении дацитов-тоналитов или метаграувак [21]. Определенная с

учетом состава субстрата температура расплава 940–1040°C [23], а при начале его кристаллизации – 820–850°C [4]. Величины K/Rb (137–265) отражают коровое происхождение пород. Средние значения основных петрохимических коэффициентов промежуточные между таковыми гранитов А- и S-типов гранитов [6]: $K/(Na+K)=0,46$, $(Na+K)/Al=0,72$, $Ca/(Na+K)=0,09$,

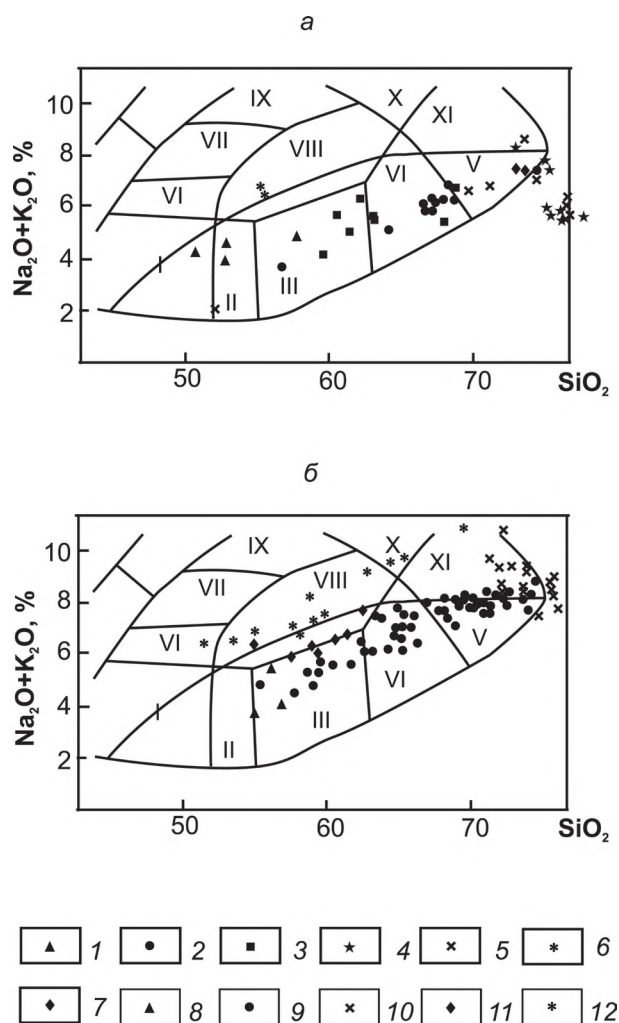


Рис. 2. Классификационная диаграмма для магматических пород Гирибичанского (а) и Дербек-Нельгехинского (б) рядов:

а: 1 – догранитоидные дайки; породы: 2 – Гирибичанского, 3 – Тельбукского массивов; 4 – граниты Антигского массива, 5 – риолит- и гранит-порфиры постгранитоидных даек, 6 – постгранитоидные лампрофиры; б: 8 – догранитоидные дайки, 9 – породы массивов диорит-гранодиорит-гранитной формации, 10 – лейкограниты, 11 – постгранитоидные диорит-лампрофиры, 12 – производные габбро-монзонит-сиенитовой формации; поля диаграммы [28]: I – габбро; II – габбро-диориты; III – диориты, IV – гранодиориты, V – граниты; VI – субщелочное габбро; VII–VIII – монзониты; IX–X – сиениты; XI – щелочные граниты

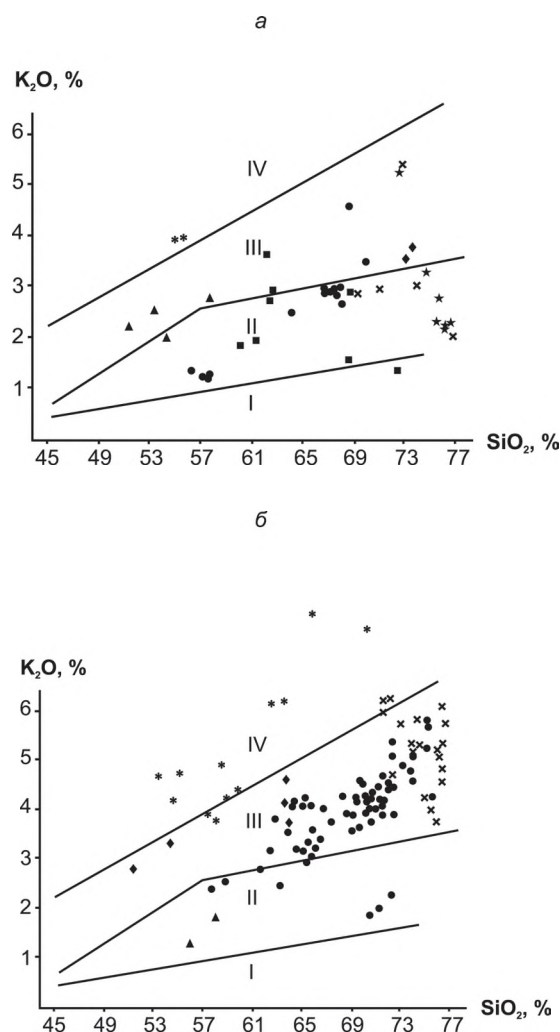


Рис. 3. Соотношение K_2O-SiO_2 в магматических породах Гирибичанского (а) и Дербек-Нельгехинского (б) рядов:

поля диаграммы [27]: I – низкокалевая толеитовая, II – среднекалевая известково-щелочная, III – высококалевая известково-щелочная, IV – шононитовая серии; см. услов. обозн. к рис. 2

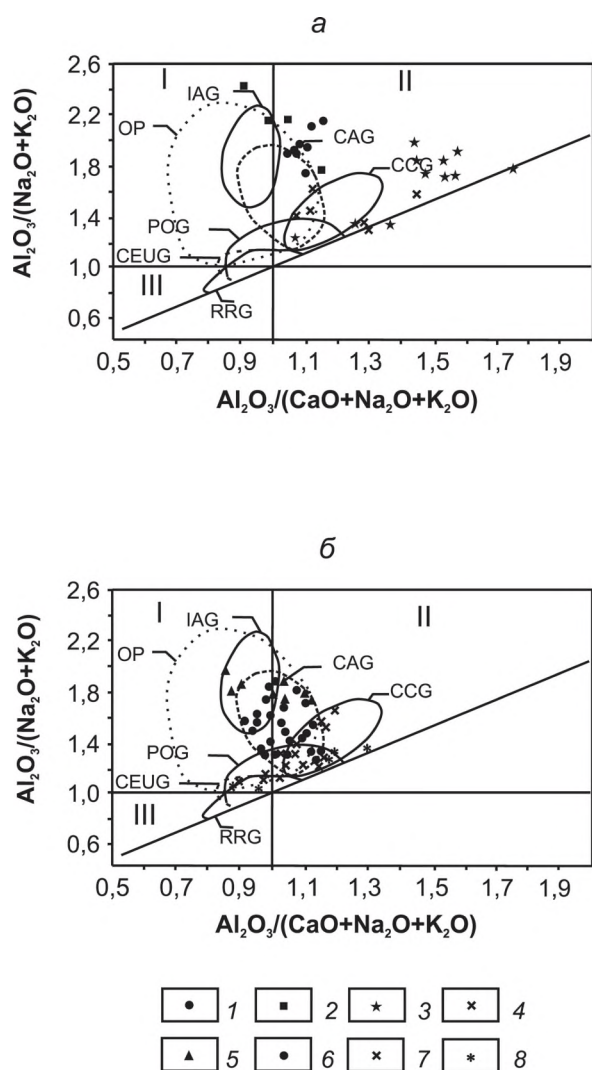


Рис. 4. Глиноземистость и геодинамические обстановки формирования гранитоидов Гирибдичанского (а) и Дербек-Нельгехинского (б) интрузивных рядов:

а: 1 – гранитоиды Гирибдичанского и 2 – Тельбукского массивов, 3 – граниты Антигского массива, 4 – риолит- и гранит-порфиры даек; б: 5 – догранитоидные дайки, 6 – гранитоиды массивов, 7 – лейкограниты, 8 – сиениты; поля на диаграмме [24]: OP – океанических плагиогранитов, гранитоиды (IAG – островодужные, CAG – континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные, POG – посторогенные, CEUG – континентального эпйрогенического воздымания, RRG – рифтогенные); I – метаклиноземистые, II – гиперглиноземистые, III – щелочные породы

$Al/(2Ca+Na+K)=1,12$, $FeO/(FeO'+MgO)=0,87$. В целом, все дайки и породы массива, в том числе и интенсивно измененные, обладают низкими содержаниями Sn 1,2–3,4 г/т и не обнаруживают ни геохимической, ни

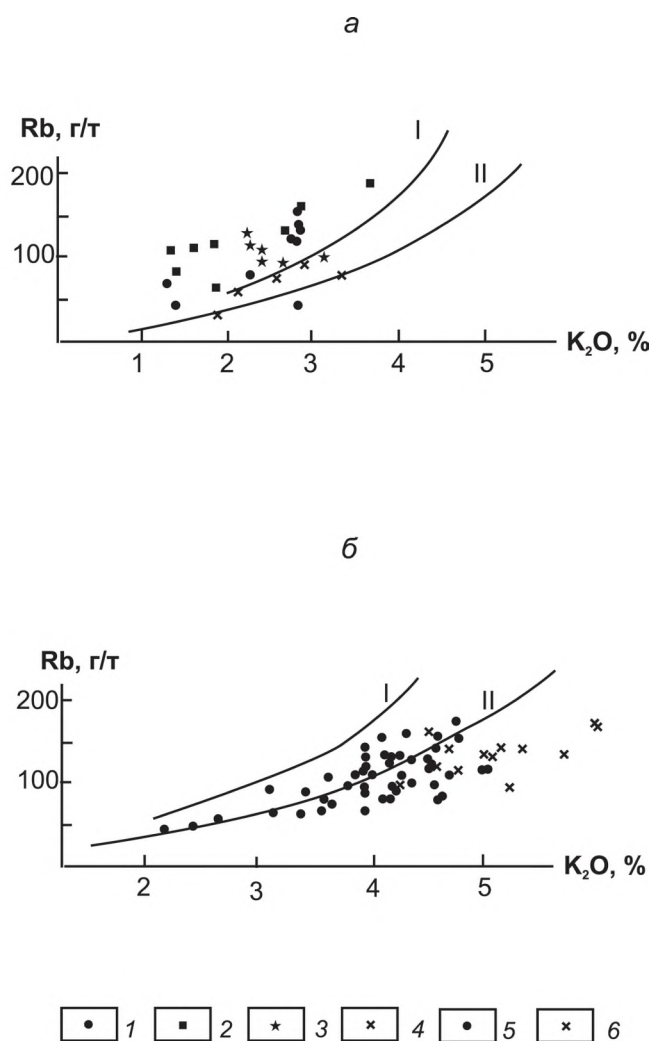


Рис. 5. Соотношения Rb – K_2O в магматических породах Гирибдичанского (а) и Дербек-Нельгехинского (б) интрузивных рядов:

а: 1 – породы Гирибдичанского и 2 – Тельбукского массивов, 3 – граниты Антигского массива, 4 – риолит- и гранит-порфиры постгранитоидных даек; б: 5 – породы массивов диорит-гранодиорит-гранитной формации, 6 – лейкограниты; тренды [17]: I – гранитный, II – базальтовый

металлогенической специализации на него. Но при постмагматических процессах происходит интенсивный привнос F от 0,08 до 0,2%, В от 16 до 50 г/т и W, содержание которого в грейзенах достигает 0,3%.

3. Баланс олова в породах Гирбичанского и Тельбукского массивов

Образцы	Массив	Порода	Минеральный состав, %						Содержание Sn												Сумма Sn по минералам	Sn, г/т в породе	Остаточное концентрирование		
									в минералах, г/т						по минеральным фракциям, г/т										
			Q	Pl	Kfsp	Bt	Amf	Px	q	Pl	Kfsp	Bt	Amf	Px	q	Pl	Kfsp	Bt	Amf	Px					
11131/11	Тельбуковский	Гранодиорит	27,8	39,9	11,6	17,9	2,6		0	2,5	1,2	10	23		0	1	0,3	1,8	0,5				3,6	3,2	0
11131/12		Диорит	10,1	57,8	2	11,7	3,5	14,1	1	1,5	1,4	2,2	2,4	2,1	0,1	0,82	0	0,27	0,08	0,3			1,63	1,7	
568/1		Гранодиорит	29,3	40,7	13,5	9	4,2	3,1	5	1,9	2,7	9	68	25	1,47	0,78	0,36	0,9	2,86	0,78	7,2			7	
566/1	Гирибичанский	Гранит	31,6	29,2	26,3	12,6			9	1,6	9,2	9,3			2,84	0,47	2,42	1,18				6,91	11	28	

Примечание. Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Kfsr – калиевый полевой шпат, Vt – биотит, Amf – амфибол, Px – пироксен; остаточное концентрирование рассчитано по разности между суммарным содержанием Sn по минеральным фракциям и валовому в породе; содержание Sn по данным количественного спектрального анализа; анализы выполнены 3.А.Хохряковой в спектральной лаборатории ИГАБМ СО РАН.

Постгранитоидные дайки основного состава относятся к субщелочным образованиям шошонитовой серии (см. рисунки 1, 2). Их объединяют высокие содержания (в г/т): Ba 1060–1200, Sr 1120–1500, Rb 225–306, относительно высокая железистость 53–63%, F 0,23–0,35% и обязательное присутствие в составе пород биотита в ассоциации с пироксеном, что отражает повышенную щелочность среды. Породы кварц-нормативные (1–5%) с близкими содержаниями (в %): альбитового (21–23) и ортоклазового (23–25) миналов и резким преобладанием гиперстенового минала (13–21) над диопсидовым (1–3), а магнетитового (4,5–6,3) над ильменитовым (2,2–2,3). Состав нормативного плагиоклаза – 52–54% *an*. Уровень давления при зарождении расплавов определен в 1,5 ГПа, температуры – в 1250–1350°C. Породы характеризуются повышенными концентрациями, (в г/т): W 8, Sb 9,9, Bi 0,6, As 16,7 и низкими – Sn 1,5.

Обсуждение результатов. Сопоставление магматических образований Гирибдичанского и ранее изученного Дербек-Нельгехинского рядов [15, 16] (табл. 4, см. рисунки 2–5) показывает, что диорит-гранодиорит-гранитная формация является ведущей в обоих случаях. Исходные расплавы генерировались в амфиболитовых горизонтах нижней коры при близких *P-T* условиях. Становление массивов начиналось с формирования диоритов, а завершалась лейкогранитами. Однако в первом случае дайки лейкогранитов единичны, во втором – обычны, что отражает значительно более интенсивную дифференциацию расплава. Соответственно, индекс дифференциации в первом случае варьирует от 32 до 73, во втором – от 30 до 89. Породы главных фаций массивов формации в обоих интрузивных рядах не обнаруживают признаков геохимической специализации на олово. В то же время, с массивами Гирибдичанского ряда известны лишь мелкие его проявления, с массивами Дербек-Нельгехинского – крупные оловорудные месторождения.

Установлено, что в фанерозое кондуктивные тепловые потоки литосферы ослабевают и не могут обеспечить гранитообразование в коре без дополнительного разогрева, который возможен при подъеме в нижние горизонты коры мантийных диапиров [2, 10, 17]. Производными таких диапиров могли быть известные в обоих рядах догранитоидные дайки основного состава. Один из признаков взаимодействия мантийных расплавов с коровыми субстратами – появление в корунд-нормативных породах ортопироксена [10]. Последний присутствует в корунд-нормативных гранодиоритах Тельбукского и Гирибдичанского массивов Гирибдичанского ряда и Хатакчанского и Безымянного массивов Дербек-Нельгехинского ряда. Но эволюция составов первого идет по коровому гранитному тренду, второго – по базальтовому (см. рис. 5), что говорит о значительно

4. Основные параметры магматизма Гирибдичанского и Дербек-Нельгехинского поперечных рядов

Интрузивный ряд	Гирибдичанский	Дербек-Нельгехинский [16]
Ведущая магматическая формация	Диорит-гранодиорит-гранитная	Диорит-гранодиорит-гранитная
Субстраты магомгенерации	Амфиболиты нижней коры	Амфиболиты нижней коры
Температуры исходных расплавов	1200°C	1200°C
Давление при магомгенерации	1,2–1,4 ГПа	1,2 ГПа
Петрогенетический тип гранитоидов	I-тип	I-тип
Индекс дифференциации	32–72	30–89
Эволюция расплавов	По гранитному тренду	По базальтовому тренду
Дайки лейкогранитов	Единичные	Широко распространены
Содержания Sn в гранитоидах главных фаций массивов	Околосларковые	Околосларковые
Догранитоидный основной магматизм	Единичные дайки	Единичные дайки
Постгранитоидный субщелочной магматизм	Единичные дайки	Дайки диорит-лампрофиров, массивы и дайки габбро-монзонит-сиенитовой формации
Признаки взаимодействия базальтоидного и гранитоидного расплавов	Проблематичны	Ярко выражены
Оловорудные проявления	Мелкие рудопоявления и рудные точки	Крупные месторождения

большой роли глубинных источников при эволюции магматизма последнего.

В составе магматических образований Дербек-Нельгехинского ряда установлены многочисленные постгранитоидные дайки субщелочных диорит-лампрофиров, а также массивы и дайки габбро-монзонит-сиенитовой формации. Генерация материнского для постгранитоидных даек диорит-лампрофиров расплава происходила при давлении 1,4 ГПа и температуре 1250°C в результате плавления нижнекоровых или верхнемантийных субстратов под воздействием щелочно-основного диапира, давшего начало становлению производных габбро-монзонит-сиенитовой формации. Соотношение в основных производных этой формации La/Yb (16–31) – Yb (2–2,5 г/т) отвечает зарождению расплава в метасоматически обогащенном лерцолите [19] при расчетных параметрах 1300°C и 2 ГПа [16]. Породы кристаллизуются при высокой активности воды и галогенов ($\log f_{\text{H}_2\text{O}}$ 2,7–3,2; $\log f_{\text{HF}}$ варьирует от –0,17 до +0,4; $\log f_{\text{HCl}}$ от 3,3 до 4,2) (рассчитано по материалам [8]), благоприятствующей переходу рудных элементов из расплава во флюид.

Аналогичная ситуация имела место и при эволюции магматизма Депутатского и Джахтардахского оловорудных полей [12, 13, 14]. На основе петро-геохимических и изотопных данных для Депутатского рудного поля показано, что водонасыщенные рудоносные остаточные расплавы и растворы формировались во внутренних частях гранитоидного магматического очага в условиях глубокой диф-

ференциации. Это происходило в результате поступления дополнительного тепла и летучих при внедрении постгранитоидных даек субщелочного и щелочного ряда, обогащенных Ag, Sb, Bi (2,5–3,5; 31,7–38,4; 70–71 г/т), сопутствующими Sn в рудных телах [12]. В пределах Джахтардахского поля интенсивное мантийно-коровое взаимодействие протекало на протяжении всего времени проявления вулканической и интрузивной деятельности [13, 14].

Таким образом, глубинный расплав, производными которого были дайки, мог служить источником не только тепла, но и растворов, поддерживающих длительное функционирование гранитоидных систем и обусловивших дополнительную мобилизацию рудного вещества из окружающих пород, а в ряде случаев и дополнительным источником рудных элементов. Крайне скудное развитие таких образований в составе интрузивных пород Гирибдичанского ряда в совокупности с отсутствием в них геохимической и металлогенической специализации на олово обуславливают бесперспективность рассмотренного района в отношении оловянного оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. – Л.: Недра, 1978.
2. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Лазько Е.Е. Сравнительный анализ магматизма современных геодинамических обстановок и их палеоаналогов // Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. С. 237–259.

3. Вишневский А.Н. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Яно-Индигирская. Лист R-54-XIX-XX. Объяснительная записка. – М.: МинГеоСССР, 1978.
4. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. – Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001.
5. Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. – М.: Наука, 1962.
6. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. – М.: Роскомнедра, 1992.
7. Перчук Л.Л., Аранович Л.А., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм // Вестник МГУ. Сер. геол. 1982. № 4. С. 3–26.
8. Роев С.П. Минералогия гранитоидов Дербек-Нельгехинского интрузивного ряда и ее генетические аспекты. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997.
9. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. и др. Щелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268. № 6. С. 1463–1466.
10. Рябчиков И.Д. Физико-химические условия процессов генерации и дифференциации кислых и средних магм // Магматические горные породы. Кислые и средние породы. – М.: Наука, 1987. С. 345–358.
11. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Антонов А.Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности. – Л.: Наука, 1981. С. 73–83.
12. Трунилина В.А., Зайцев А.И., Орлов Ю.С., Иванов А.И. Петрогенетические особенности магматических пород Депутатского рудного поля // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 34–41.
13. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. – Якутск: Якутский научный центр СО РАН, 1996.
14. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Меловой вулканизм Джахтардахского поля (Верхояно-Колымская орогенная область) // Отечественная геология. 2007. № 1. С. 83–92.
15. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. – Новосибирск: Наука, 1985.
16. Трунилина В.А., Роев С.П. К петрологии магматических образований Дербек-Нельгесинской рудно-магматической зоны // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 80–88.
17. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987.
18. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. – Новосибирск: Наука, 1976.
19. Drill S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition // Marine Geology. 1997. Vol. 142. № 1–4. Pp. 57–83.
20. French W.J., Cameron E.P. Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic welts // Mineral. Mag. 1981. Vol. 44. № 333. Pp. 523–546.
21. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. Pp. 577–587.
22. Hammerstrom J.M., Zen E. Aluminium in Hbl: An empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral. 1986. Vol. 71. № 11–12. Pp. 1297–1313.
23. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // European Journal of Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5–40.
24. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. Pp. 635–643.
25. Tischendorf G., Forster H.J., Gottesmann B. The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li₂O estimation from MgO data // Mineral. Magazine. 1999. Vol. 63. № 417. Pp. 57–74.
26. Uchida E., Endo S., Makino M. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits // Resource Geology. 2007. Vol. 57. № 1. Pp. 47–56.
27. Whiteford D.G., Nicholls I.A., and Taylor S. R. Spatial variations in the geochemistry of quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 70. Pp. 341–356.
28. Wilson M. Igneous petrogenesis. – London: Unwin Hayman, Cambridge University Press, 1989.
29. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1985. № 9. Pp. 1228–1272.
30. Yavuz F. A revised program for microprobe-derived amphibole analyses using the IMA rules // Computers & Geosciences. 1999. Vol. 25. № 8. Pp. 909–927.
31. Yavuz F. Win Pyrox: A Windows program for pyroxene calculation, classification and thermobarometry // American Mineralogist. 2013. Vol. 98. Pp. 1338–1359.

Литохимия верхнекаменноугольных отложений Южного Верхоянья

Л.И.ПОЛУФУНТИКОВА (ФГАОУ ВПО Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова; 677000, г. Якутск, ул. Белинского, д. 58), В.Ю.ФРИДОВСКИЙ (ФГБУН Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук; 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Анализ содержаний породообразующих, редких и редкоземельных элементов в верхнекаменноугольных отложениях Южно-Верхоянского синклиория показал смену вверх по разрезу аноксидной обстановки дисоксидной и оксидной, что привело к формированию аутигенной минерализации и насыщению терригенных отложений рудными компонентами. Химический состав верхнекаменноугольных отложений отличается повышенными содержаниями кальция и щелочей при постоянном преобладании натрия, высокой магнезиальностью, увеличением содержания РЗЭ от нижних горизонтов к верхним. Высокие соотношения LREE/HREE (среднее значение $9,77 \pm 1,76$) и $(La/Yb)_n$ (среднее значение $16,43 \pm 4,23$) позволяют предполагать существенную роль магматических пород кислого состава как источников сноса терригенного материала.

Ключевые слова: литология, геохимия, каменноугольные отложения, песчаники, алевролиты, окислительно-восстановительные обстановки, Южное Верхоянье.

Полуфунтикова Лена Идененовна, pli07@list.ru

Фридовский Валерий Юрьевич, 710933@list.ru

Lithochemistry of the Upper Carboniferous deposits of the Southern Verkhoyansk

L.I. POLUFUNTIKOVA, V.Y. FRIDOVSKY

Contentsofrockforming, rareandrare-earth elements in theUpper Carboniferous deposits of the South-Verkhoyansk synclinerium are studied. It is determinedthat, anoxic conditions were replaced by disoxide and oxide conditionsup the section, that was favorable for the formation of authigenic mineralization and saturation of terrigenous deposits with ore components. Chemical composition of the Upper Carboniferous deposits is uniform, having somefeatures – increased contents of calcium and alkalies, with permanent prevalence of sodium, high magnesium, increased content of the rare-earth elements from low to upper horizons. High ratios of LREE/HREE (average value $9,77 \pm 1,76$) and (La/Yb) (average value $16,43 \pm 4,23$) suggest the significant role of magmatic rocks of acid composition in provenances of terrigenous material.

Key words: lithology, Carboniferous deposits, sandstones, aleurolites, redox conditions, South-Verkhoyansk.

Верхнекаменноугольные терригенные отложения Южного Верхоянья, сформированные на пассивной континентальной окраине, сменяют преимущественно карбонатные толщи ранне-, среднепалеозойского этапа развития восточной окраины Северо-Азиатского кратона. Условиям седиментации, постседиментационным преобразованиям и геохимии терригенных толщ района посвящены работы А.В.Кокина и М.К.Силичева [4, 5], А.В.Кокина, В.И.Сухорукова, П.Р.Шишигина [6]. Показано, что для них характерны литологическая неоднородность, накопление в условиях дельтовых фаций, обогащение рядом рудогенных элементов и их перераспределение между толщами с различным гранулометрическим составом. В зонах интенсивных складчато-разрывных деформаций происходили структурно-метаморфические преобразования пород [11, 13].

Изучение литохимических особенностей отложений предпринято в связи установлением литолого-стратиграфического контроля для ряда золотокварцевых

месторождений Южного Верхоянья [7]. Для уточнения характеристик отложений, реконструкции источников сноса и условий преобразования кластогенного материала проанализированы содержания породообразующих, редких и редкоземельных элементов, использованы современные классификационные диаграммы и наиболее информативные геохимические коэффициенты и модули. Содержания элементов определены А.С.Васильевой на эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой в лаборатории «Геохимических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» геолого-разведочного факультета СВФУ им. М.К.Аммосова.

Верхнекаменноугольные отложения Южного Верхоянья, развитые в узкой до 25 км и протяженной ~500 км полосе вдоль западной границы Южно-Верхоянской тектонической зоны (рис. 1), являются рудовмещающими для многочисленных мало-сульфидных золотокварцевых месторождений [12, 14]. В их составе выделены хатыннахская, натальинская,

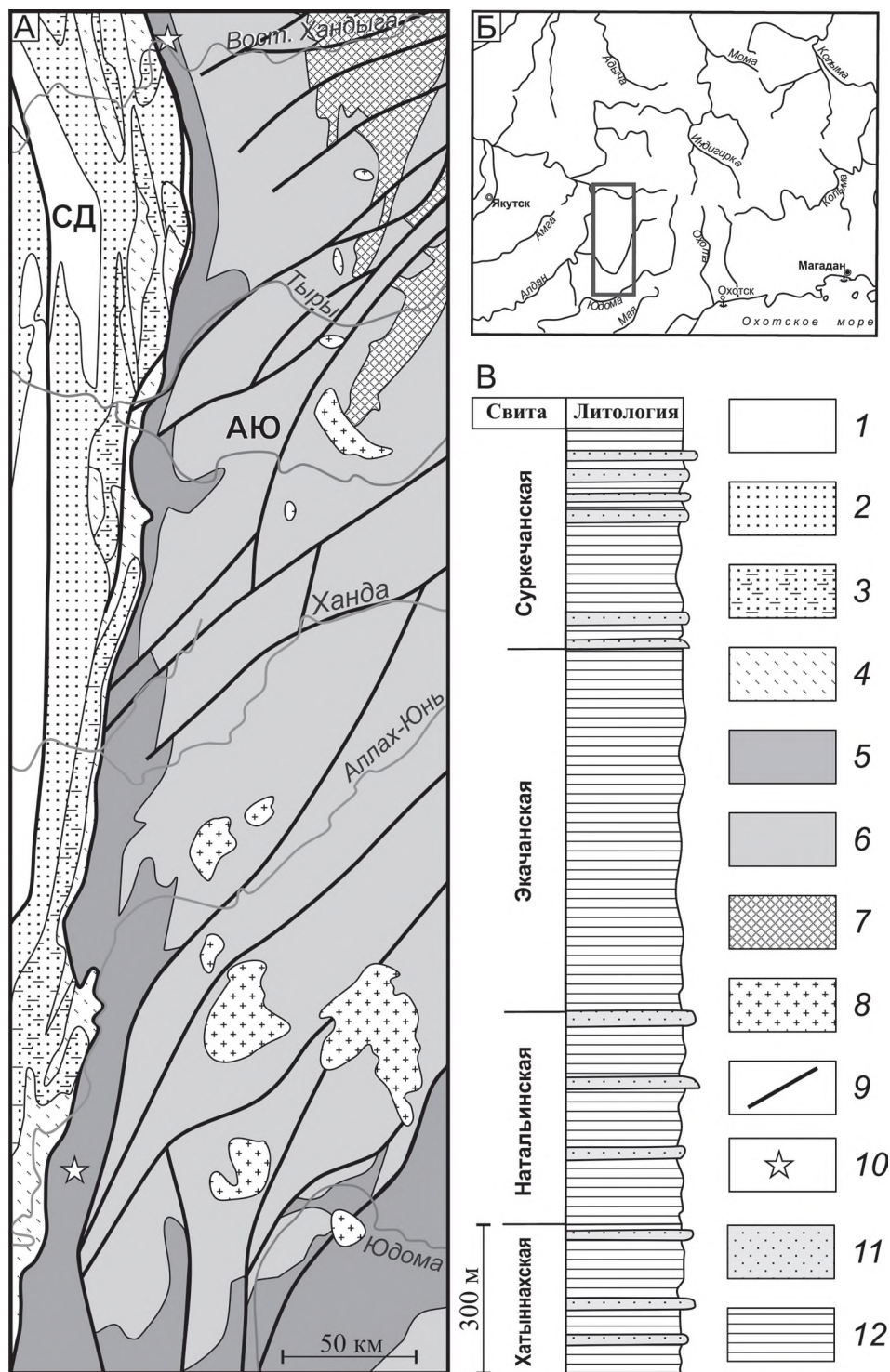


Рис.1. Схема геологического строения центральной части Южного Верхоянья (А) (построена на основе геологической карты Якутской АССР 1:1 500 000), ее расположение на обзорной карте (Б), стратиграфическая колонка каменно-угольных отложений (В):

возраст отложений: 1 – кембрийские, 2 – ордовикские, 3 – силурийские, 4 – девонские, 5 – каменноугольные, 6 – пермские, 7 – триасовые; 8 – гранитоиды; 9 – разломы; 10 – участки отбора проб; 11 – песчаники; 12 – алевролиты; тектонические зоны: СД – Сетте-Дабанская, АЮ – Аллах-Юньская

экачанская и суркечанская свиты [2]. Хатыннахская свита мощностью 300–350 м сложена преимущественно темно-серыми алевролитами с прослоями аргиллитов, песчаников и редкими линзами черных известняков, наталинская (мощность 400–460 м) — алевролитами с пластами известковистых песчаников, экачанская (мощность 700–750 м) характеризуется преимущественно алевролитовым составом, с прослоями и линзами известковистых песчаников. Суркечанская свита мощностью 540–1100 м состоит из ритмически чередующихся более грубообломочных прослоев (10–20 м) песчаников с алевролитами и глинистыми сланцами, образующих градационную текстуру.

Проанализированы песчаники и алевролиты различных фациальных обстановок осадконакопления (участки работ см. рис. 1). Песчаники представлены мелко- и среднезернистыми полимиктовыми разностями. Обломочный материал хорошей и средней сортировки и окатанности сложен кварцем (40–65%), плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами (20–40%) и обломками пород (до 20%). Цемент преимущественно пленочно-поровый или конформно-регенерационный, по составу углистый, хлорит-гидрослюдисто-серицитовый (рис. 2, а). По петрографическому составу выделены полевошпат-кварцевые граувакки, мезомикто-кварцевые и граувакк-аркозовые разности песчаников (рис. 3, а) [16]. Алевролиты глинистые, от крупно- до мелкозернистых, по составу обломков олигомиктовые, имеют близкий с песчаниками минеральный состав (кварц 50–70%; полевые шпаты до 20–30%) и характерную алевролитовую и порфиробластовую структуру. Цементирующая масса (20–40%) состоит из агрегатов хлорита, гидрослюды и дисперсной органики. Регенерированные или серицитизированные порфиробласты кварц-полевошпатового состава заключены в углисто-гидрослюдистую матрицу (см. рис. 2, б). В алевролитах в разной степени развита сланцевато-линзовидная текстура. В целом, для отложений характерно преобладание алевропелитового материала над псаммитовым, близкая минералогическая характеристика разрезов. Повсеместно наблюдаются различные типы слоистости (косая и волнистая) и седиментогенные текстуры (линзовидная, градационная), отражающие накопление осадков на дифференцированном морском дне из мутьевых потоков и донных течений.

Преобразования пород отвечают стадиям позднего катагенеза – раннего метагенеза. В алевропесчаниках широко распространены структуры гравитационного уплотнения, коррозии, регенерации и кристаллобластеза, возникающие вследствие внутрислойного растворения на стыках зерен под давлением и переотложения растворенного вещества в поровых пространствах. О степени преобразования можно судить по типам межзерновых контактов. Конформ-

ные и инкорпорационные границы, возникающие в результате механического уплотнения и химического растворения сдавливаемых зерен минералов, развиваются на ранних стадиях постседиментационных преобразований. Регенерационные шиповидные и «бородатые» структуры появляются при повышенных P – T условиях при завершении катагенеза, кристаллобластез периферии обломочных зерен начинается на стадии метагенеза (см. рис. 2, в, г) [18].

Химический состав отложений в изученных разрезах достаточно выдержанный, но с рядом особенностей (табл. 1). В породах повышено содержание щелочей при практически равном содержании K_2O и Na_2O в алевролитах и преобладании Na_2O в песчаниках ($Na_2O/K_2O=1,62\pm0,63$). Магнезиальность пород изменяется от 0,99 до 3,87%, но в отдельных случаях достигает 5%. Отмечается повышенное содержание кальция (в песчаниках $Ca_{ор.} - 3,53$, в алевролитах – 3,47), связанное с присутствием в разрезе прослоев известковистых разностей. На петрохимической диаграмме (см. рис. 3, б) фигуративные точки составов верхнекаменноугольных отложений в основном расположены в поле полимиктовых песчаников и частично – вулканокластических пород [8].

Для оценки петрохимической специализации отложений и анализа состава обломочного материала различного генезиса рассчитаны петрохимические модули по методике Э.Я.Юдовича и М.П.Кетрис [17]. Анализ полученных результатов показал, что среднее значение гидролизантного модуля (ГМ) не превышает 0,35, что характерно для полимиктовых песчаников (группа гипо- и нормосиаллитов). Высокий модуль нормированной щелочности (НКМ) (среднее значение 0,41), контрастный щелочной (ЩМ) от 0,79 до 4,59 и низкий титановый (ТМ) до 0,01 при ГМ < 0,30, а также содержание $K_2O+Na_2O > 5\%$ свидетельствуют о присутствии в породах туффоидов кислого состава. Низкий титановый модуль (0,01–0,04) типичен для плохо сортированных терригенных осадков [5], интенсивно накапливавшихся в различных фациальных обстановках от прибрежно-дельтовых до глубоководных конусов выноса. Признаки размыва и переотложения части осадков, наличие вулканомиктового материала, резких фациальных колебаний состава и мощности пород, следов конседиментационной складчатости указывают на накопление осадков в условиях тектонической активизации. Средние значения $Se/Se^*=1,25$ соответствуют окраинно-континентальным обстановкам осадконакопления [9].

Периодические изменения уровня моря, большие скорости захоронения осадка, насыщенность его $S_{орг}$ [19] отразились на изменении окислительно-восстановительных условий придонных вод, существовавших в период формирования осадочных толщ. При оценке редокс-обстановок использовано отношение $V/(V+Ni)$, значение которого 0,65–0,7

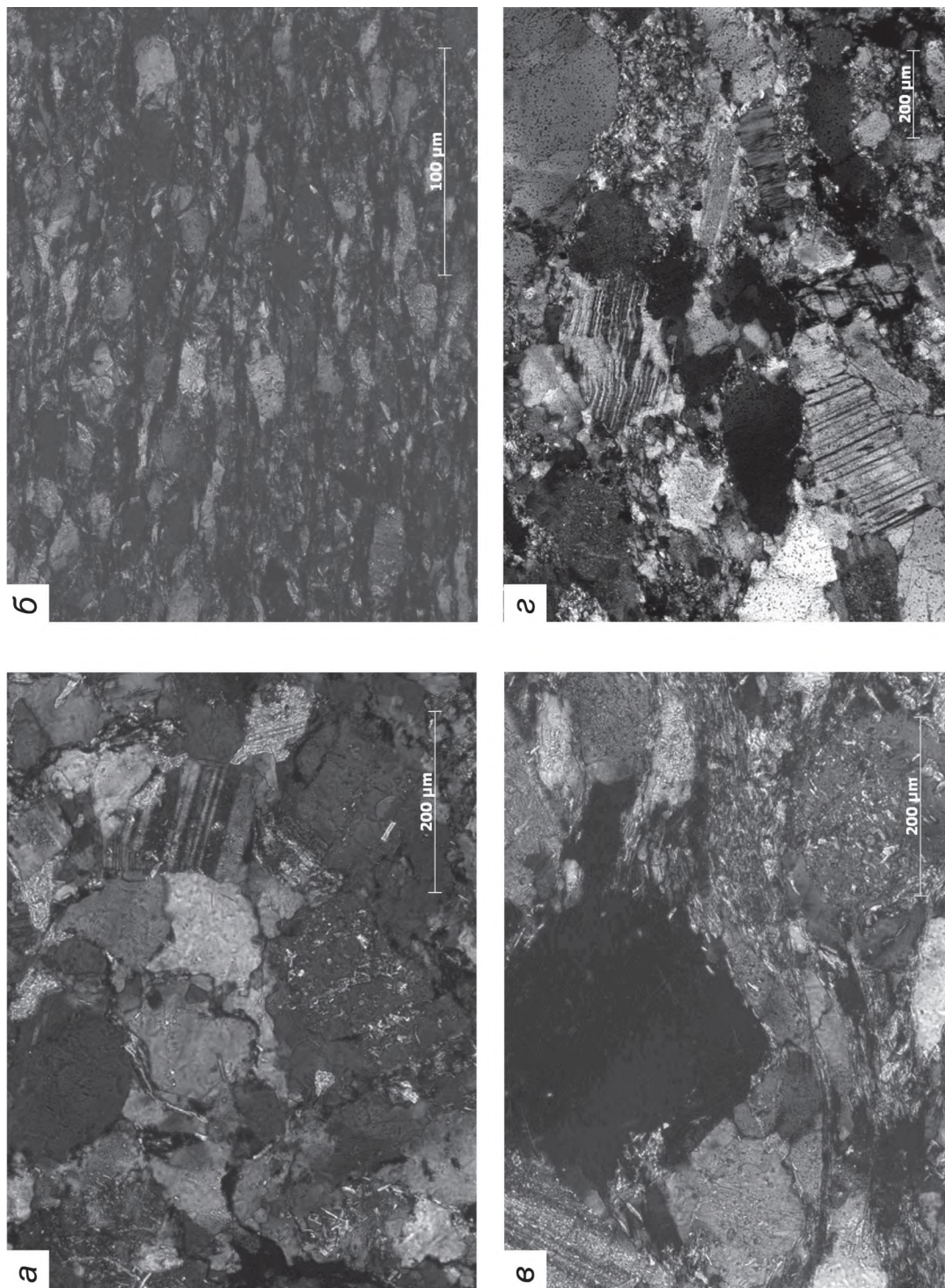


Рис. 2. Микрофотографии верхнекаменноугольных пород:

прозрачные шлифы, николи скрещены; а – песчаник, суркечанская свита; б – алевролит, экачанская свита; в – регенерационные шпиковидные и бородачатые структуры, натальинская свита; г – кристаллобластез периферии обломочных зерен и деформация зерен плагиоклаза, экачанская свита

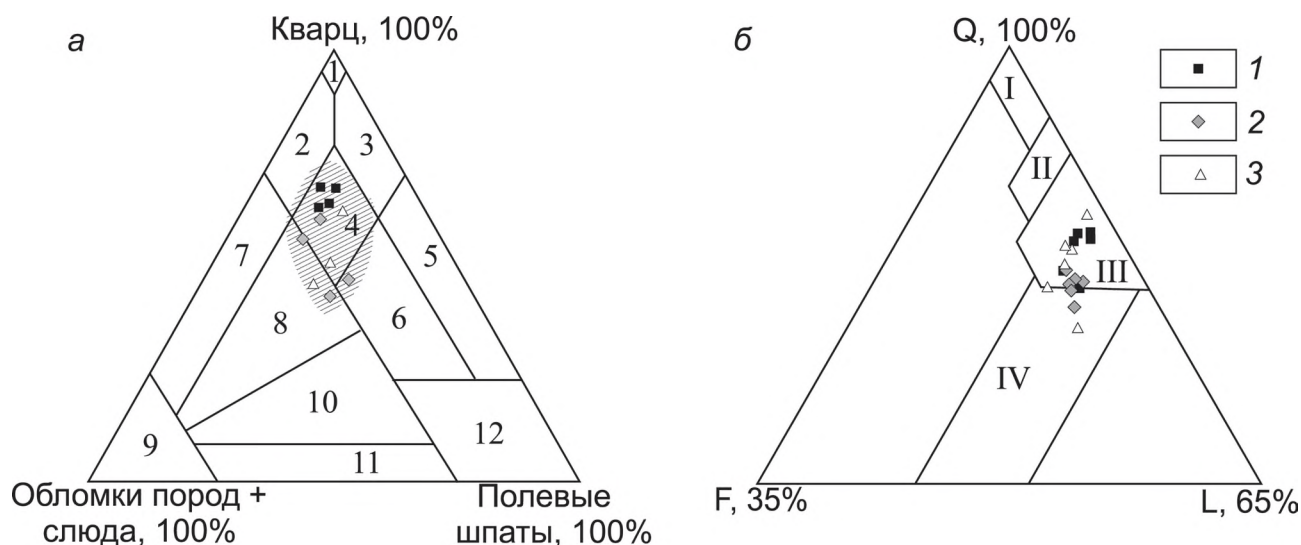


Рис. 3. Положение фигуративных точек верхнекаменноугольных песчаников и алевролитов на классификационной диаграмме В.Д.Шутова [17] (а) и петрохимической диаграмме А.Г.Косовской и М.И. Тучковой [8] (б):

породы свит (1 – наталинской, 2 – экачанской, 3 – суркечанской); поля на диаграммах: кварцевая группа пород: 1 – мономинеральные кварцевые, 2 – кремнекlastо-кварцевые, 3 – полевошпатово-кварцевые, 4 – мезомикто-кварцевые; аркозавая группа: 5 – собственно аркозы, 6 – граувакковые аркозы; граувакковая группа: 7 – кварцевые, 8 – полевошпато-кварцевые, 9 – собственно граувакки, 10 – кварцево-полевошпатовые, 11 – полевошпатовые; 12 – поле пород нетерригенного происхождения; I – кварцевые песчаники; II – олигомиктовые песчаники; III – полимиктовые песчаники; IV – вулканокластические песчаники; $Q=SiO_2$; $F=Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO+TiO_2$; $L=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$

1. Средний химический состав (в массовых долях %) и петрохимические модули верхнекаменноугольных отложений Южного Верхоянья

Компоненты	C_{2-3}^{sr}		C_{2-3}^{ek}		C_{2-3}^{nt}
	Алевролиты	Песчаники	Алевролиты	Песчаники	Песчаники
SiO ₂	61,22	68,48	59,48	62,50	64,14
TiO ₂	0,37	0,25	0,39	0,36	0,21
Al ₂ O ₃	14,15	12,92	14,62	13,92	12,86
FeO _{общ}	5,50	4,18	5,65	4,86	4,62
MnO	0,09	0,07	0,07	0,08	0,11
MgO	3,14	1,95	3,02	2,16	1,89
CaO	4,00	3,74	3,07	3,71	3,30
Na ₂ O	2,98	4,01	2,50	3,27	2,72
K ₂ O	2,58	1,73	3,14	2,25	2,51
P ₂ O ₅	0,17	0,12	0,18	0,16	0,14
Na ₂ O/K ₂ O	1,15	2,32	0,80	1,45	1,08
Na ₂ O+K ₂ O	5,56	5,74	5,65	5,52	5,22
ГМ	0,33	0,26	0,35	0,31	0,28
АМ	0,23	0,19	0,25	0,23	0,20
ФМ	0,15	0,09	0,15	0,11	0,10
ТМ	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
ЩМ	1,19	3,40	0,80	2,15	1,45
НКМ	0,39	0,45	0,39	0,41	0,41

2. Средний состав элементов-примесей верхнекаменноугольных отложений Южного Верхоянья (в г/т)

Элементы	C_{2-3}^{sr}		C_{2-3}^{ek}		C_{2-3}^{nt}
	Алевролиты	Песчаники	Алевролиты	Песчаники	Песчаники
As	3,63	15,04	12,55	13,86	30,07
Au	0,77	0,24	0,58	0,40	0,14
Mn	709,50	629,57	543,35	681,74	858,45
Ba	627,97	579,44	773,75	552,18	820,59
Co	9,57	10,58	8,98	9,14	7,81
Cr	175,17	203,98	158,80	239,68	207,39
Cu	27,40	23,52	28,28	40,40	24,13
Mo	0,40	0,70	0,05	0,26	0,10
Ni	26,87	24,54	29,25	30,30	18,66
Pb	24,27	22,40	23,75	25,40	16,62
S	710,03	788,36	954,73	2552,64	1452,93
Sb	0,00	1,42	3,63	12,62	0,32
Sn	0,37	0,02	0,15	0,00	0,00
V	84,40	71,46	89,10	86,52	73,13
W	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12
Zn	71,23	66,04	105,38	66,96	84,87
Zr	69,13	82,42	81,68	68,64	46,24
V/(V+Ni)	0,76	0,71	0,75	0,74	0,79

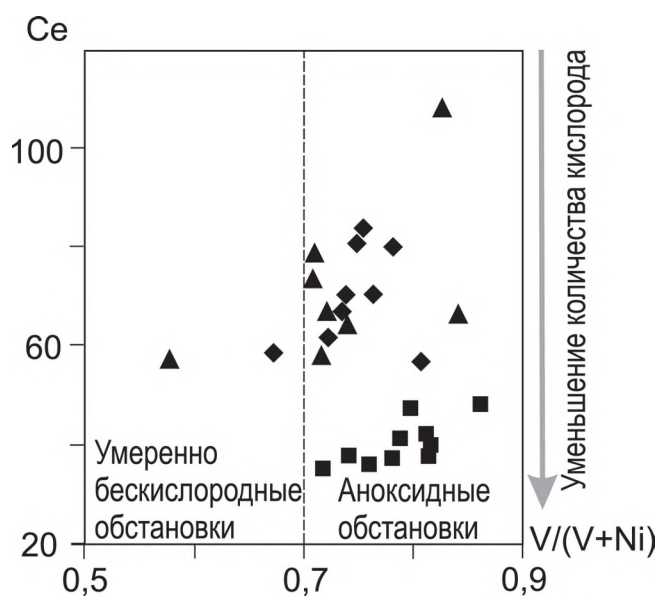


Рис. 4. Вариации индекса V/(V+Ni) и концентрации Ce в верхнекаменноугольных отложениях Южного Верхоянья:

см. услов. обозн. к рис. 3

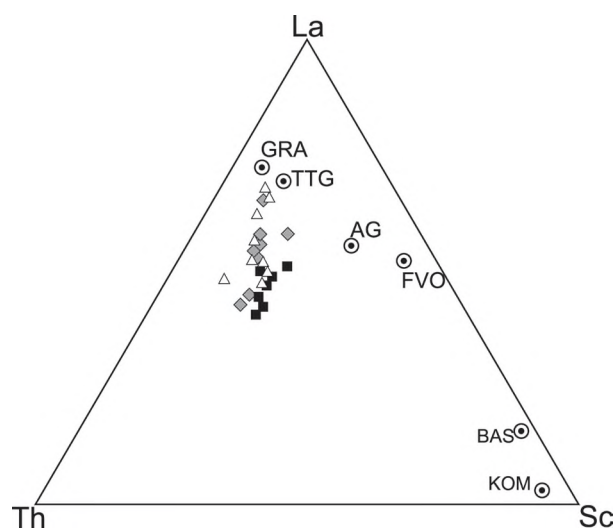


Рис. 5. Диаграмма La – Th – Sc [25] для верхнекаменноугольных алевропесчанистых пород:

GRA – граниты; TTG – тоналит-трондьемит-гранодиориты; AG – архейские граувакки; FVO – продукты кислого вулканизма; BAS – базальты; KOM – коматииты; см. услов. обозн. к рис. 3

характерно для осадков, формировавшихся в умеренно бескислородных обстановках, в аноксидных оно повышено до 1,0 [20]. В исследованных отложениях среднее значение $V/(V+Ni)$ $0,75 \pm 0,06$ (табл. 2) при $\min=0,58$ и $\max=0,86$. Концентрация Се в осадочных породах также указывает на условия осадконакопления в бассейне [1]. Увеличение содержания этого элемента указывает на окислительную обстановку в период регрессии, в то время как уменьшение — на восстановительные или бескислородные условия периода трансгрессии. Анализируя изменения этих показателей в разновозрастных отложениях, можно сделать вывод, что вверх по разрезу аноксидная обстановка сменялась дисоксидной и оксидной (рис. 4), что создавало благоприятные условия для формирования аутигенной минерализации и насыщения терригенных отложений рудными компонентами.

Сумма РЗЭ в верхнекаменноугольных отложениях в среднем составляет $141,61 \pm 41,48$, от нижних горизонтов к верхним содержания РЗЭ повышаются (табл. 3). Отношения LREE/HREE (среднее значение $9,77 \pm 1,76$) и $(La/Yb)_N$ (среднее значение $16,43 \pm 4,23$) позволяют предполагать существенную роль в составе источников сноса терригенного материала магматических пород кислого состава, для которых характерны $(La/Yb)_N > 8$ и крутой наклон спектра РЗЭ [22]. О подобном составе источников сноса также можно судить по диаграмме La–Th–Sc, на которой фигуративные точки составов пород тяготеют к вершинам Th и La (рис. 5) [10, 25]. Для анализируемых пород характерно отсутствие ярко выраженной европиевой аномалии, значения индикатора Eu/Eu^* (за редким исключением) изменяются пределах $0,52–0,77$. На диаграмме $Eu/Eu^* – Gd_N/Yb_N$ фигуративные точки составов пород располагаются в области постархейских кратонных осадков или вблизи

нее, а достаточно высокие содержания Yb_N $5,88–12,35$ и низкие $(La/Yb)_N$ $9,86–12,68$ позволяют определить породы в источниках сноса как постархейские гранитоиды (рис. 6) [21]. В этот период в бассейн осадконакопления (БО) поступал большой объем терригенного материала с преобладанием продуктов кислого магматизма.

Большинство рудных элементов присутствует в надкларковых или близких к кларку содержаниях (табл. 2). Постоянно отмечается повышенное содержание As (рис. 7). Такая специализация терригенных осадочных пород Южного Верхоянья стала основанием выделения мышьяковой геохимической провинции [4]. Принимая во внимание представленные выше данные, можно предположить, что поступающий из областей сноса терригенный материал был изначально обогащен рядом рудных элементов. Дальнейшие метагенетические изменения осадочных толщ с массовым развитием регенерационно-грануляционного бластеза и межзернового кливажа создают предпосылки мобилизации рудных компонентов (в частности золота), их дальнейшей миграции и осаждения на новых геохимических барьерах [5, 18, 19].

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

Для верхнекаменноугольных отложений Южного Верхоянья характерны близкий минералогический состав и примесь вулканогенного материала. Песчаники представлены полевошпат-кварцевыми, мезомикто-кварцевыми и граувакк-аркозовыми разностями, алевролиты по вещественному составу обломочных компонентов относятся к олигомиктовой группе. Осадки накапливались в различных фациальных обстановках (от прибрежно-дельтовых до глубоководных конусов выноса) при варьирующих окислительно-восстановительных режимах.

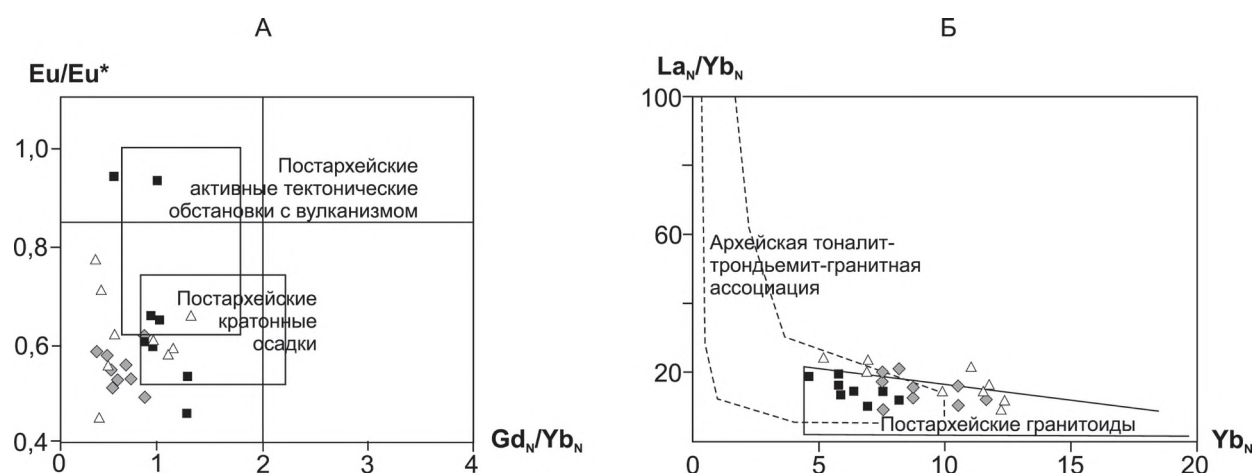


Рис. 6. Положение фигуративных точек составов верхнекаменноугольных алевропесчаников на диаграммах $Eu/Eu^* – Gd_N/Yb_N$ (А) и $(La/Yb)_N – Yb_N$ (Б) [22]

В составе источников сноса терригенного материала преобладали продукты кислого магматизма. Питающими провинциями Южно-Верхоянского седиментационного бассейна в позднекаменноугольный период были Центрально Азиатский складчатый пояс, Ангаро-Витимский батолит и Алданский щит [15, 23].

Верхнекаменноугольные отложения обогащены рядом рудных компонентов, что благоприятно для их дальнейшей мобилизации при метаморфогенно-гидротермальных процессах, связанных с позднеюрскими событиями на восточной окраине Северо-Азиатского кратона.

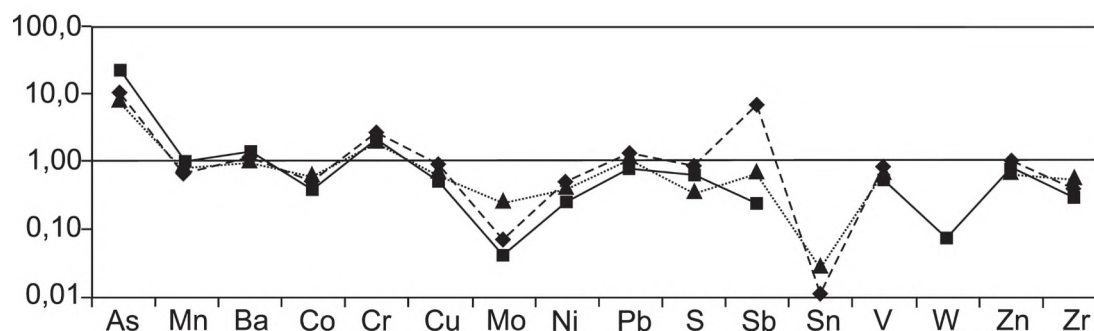


Рис. 7. Нормализованные к кларку средние содержания элементов-примесей в верхнекаменноугольных отложениях:

коэффициент концентрации рассчитан нормированием по кларкам элементов в породах по К.Таркяну, К.Ведеполю [2]; см. услов. обозн. к рис. 3

3. Средний состав редкоземельных элементов верхнекаменноугольных отложений Южного Верхоянья (в г/т)

Элементы	C_{2-3}^{sr}		C_{2-3}^k		C_{2-3}^{nt}
	Алевриты	Песчаники	Алевриты	Песчаники	Песчаники
La	44,93	35,43	41,20	31,20	21,72
Ce	83,70	65,73	75,58	59,02	40,64
Pr	3,20	6,35	0,00	5,66	0,38
Nd	35,77	28,73	33,43	26,64	19,81
Sm	7,80	6,30	7,20	6,14	4,19
Eu	1,00	0,78	0,83	0,72	0,62
Gd	1,13	1,23	1,08	1,10	1,20
Tb	0,00	0,15	0,20	0,06	0,02
Dy	2,73	1,68	1,58	1,60	1,02
Ho	0,57	0,35	0,48	0,38	0,29
Er	1,27	0,63	0,95	0,90	0,09
Yb	1,70	1,38	1,50	1,54	1,09
Lu	0,27	0,25	0,28	0,26	0,19
Y	10,17	7,80	8,28	8,32	5,42
Сумма	194,23	156,75	172,55	143,54	96,69
LREE/HREE	9,86	10,69	11,25	9,05	9,71
La_n/Yb_n	19,24	17,71	19,91	14,32	14,64
Gd_n/Yb_n	0,59	0,73	0,60	0,59	0,93
Ce/Ce*	1,27	1,03	1,42	1,09	1,40
Eu/Eu*	0,62	0,62	0,54	0,55	0,64

Примечание. *Содержания элементов нормализованы по хондриту [24].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 14-17-00465), по плану НИР ИГАБМ СО РАН при частичной поддержке РФФИ-Дальний Восток (проект № 15-45-05094 р_восток_a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балашев Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976.
2. *Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000.* Листы Р-53-XXIV, Р-53-XXX, Р-53-XXXVI, Р-54-XIX (новая серия). – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2001.
3. *Краткий справочник по геохимии.* – М.: Недра, 1977.
4. *Кокин А.В.* Мышьяковая Южно-Верхоянская геохимическая провинция // *Геология и геофизика.* 1985. № 1. С. 74–81.
5. *Кокин А.В., Силичев М.К.* Литолого-петрохимические и геохимические особенности отложений, вмещающих стратиформное оруденение в юго-восточной Якутии // *Литология и полезные ископаемые.* 1987. № 3. С. 119–128.
6. *Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р.* Региональная геохимия (Южное Верхоянье). – Ростов-на-Дону: Ростиздат, 1999.
7. *Константинов М.М., Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю.* и др. Факторы локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения // *Геология рудных месторождений.* 1988. № 5. С. 59–69.
8. *Коссовская А.Г., Тучкова М.И.* К проблеме минералогопетрохимической классификации и генезиса песчаных пород // *Литология и полезные ископаемые.* 1988. № 2. С. 8–24.
9. *Маслов А.В., Гареев Э.З.* Использование петрохимических данных для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере стратотипического разреза рифея) // *Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Мат-лы 3-го Всероссийского литологического совещания.* – М., 2003. С. 228–231.
10. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988.
11. *Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.* Структурно-метаморфические преобразования пород в зонах скалывания // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 2000. № 2. С. 16–20.
12. *Фридовский В.Ю.* Металлогения коллизионных месторождений золота Верхояно-Колымской орогенной области // *Изв. вузов. Геология и разведка.* 2000. № 4. С. 53–67.
13. *Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.* Микродеформационные структуры аккреционно-коллизионных золоторудных месторождений (на примере Восточной Якутии) // *Вестник ЯГУ.* 2007. Т. 4. № 1. С. 23–27.
14. *Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.* Условия локализации золотого оруденения Маринского рудного поля (Южное Верхоянье) // *Отечественная геология.* 2011. № 6. С. 13–20.
15. *Худoley А.К., Гурьев Г.А., Ганелин В.Г.* Южное Верхоянье: состав и эволюция позднепалеозойского бассейна терригенного осадконакопления // *Литология и полезные ископаемые.* 1995. № 4. С. 421–432.
16. *Шутов В.Д.* Минеральные парагенезисы граувакковых комплексов. – М.: Недра, 1975.
17. *Юдович Я.Э., Пучков В.Н.* Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород // *Геохимия.* 1980. № 3. С. 430–449.
18. *Япаскурт О.В.* Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. – М.: ЭСЛАН, 2008.
19. *Япаскурт О.В., Шиханов С.Е.* Модели процессов литогенеза в разнотипных синхронно развивающихся северосибирских палеобасейнах мезозоя. Статья 2. Тектонически подвижные области // *Бюллетень Моск. о-ва испытателей природы. Отд.геол.* 2009. Т. 4. Вып. 4. С. 58–73.
20. *Hatch J.R., Leventhal J.S.* Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 99. Pp. 65–82.
21. *Martin H.* Effect of steeper Archean thermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas // *Geology.* 1986. Vol. 14. Pp. 753–756.
22. *McLennan S.M. and Hemming S.R.* Samarium/neodymium elemental and isotopic systematic in sedimentary rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1992. Vol. 56. Pp. 997–998.
23. *Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E.* ThePaleo-Lena River — 200 M.Y. Of Transcontinental Zircon Transport In Siberia // *Geology.* 2008. Т. 36. № 9. Pp. 699–702.
24. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes / Ed. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magma-tism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. № 42. Pp. 313–345.
25. *Wronkiewicz D.J., Condie K.C.* Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1987. 51. Pp. 2401–2416.

Геохимия чарнокитовой серии массива Емеллели Алдано-Станового щита

В.И.БЕРЕЗКИН, А.И.ЗАЙЦЕВ, А.А.КРАВЧЕНКО (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Для уточнения возрастных этапов и геодинамики формирования гранулитовых поясов Северо-Азиатского кратона в докембрии были проведены геохимические исследования чарнокитов и кристаллических сланцев из наиболее крупного для Алдано-Станового щита массива Емеллели. На основании анализа геохимических данных, оценки условий кристаллизации пород, Rb-Sr изотопной систематики и определения Rb-Sr изохронного возраста 2224 ± 5 млн. лет предполагается образование протолитов пород массива до гранулитового метаморфизма в обстановках растяжения с участием мантийного вещества.

Ключевые слова: Алдано-Становой щит, докембрий, чарнокиты, петрография, геохимия, условия формирования.

Березкин Василий Ионыч, beryozkin2003@list.ru

Зайцев Альберт Иванович, a.i.zaitsev@diamond.ysn.ru

Кравченко Александр Александрович, freshrock@yandex.ru

Geochemistry of charnockite series from Yemelleli massif of the Aldan-Stanovoy shield

V.I.BEREZKIN, A.I.ZAITSEV, A.A.KRAVCHENKO

Geochemical studies of charnokites and schists from Yemelleli massif, the biggest one of the Aldan-Stanovoy shield were carried out, in order to specify age stages and geodynamics of formation of granulitic belts of the Precambrian North-Asian craton. Based on the analysis of geochemical data, evaluation of conditions of rock crystallization, Rb-Sr isotopic systematics and identification of Rb-Sr isochronous age 2224 ± 5 Ma, it was assumed that, protoliths of rocks of the massif were formed before granulitic metamorphism in extension conditions with mantle matter participation.

Key words: Aldan-Stanovoy shield, Precambrian, charnokites, petrography, geochemistry, formation conditions.

Определение петрологических, геохимических и изотопных параметров докембрийских кристаллических комплексов Северо-Азиатского кратона, выявление закономерностей их эволюции способствует уточнению возрастных этапов и геодинамики становления континентальной литосферы, в том числе в связи с вопросами алмазоносности [27, 29]. Наиболее важным для реконструкции представляется период 2,1–1,8 млрд. лет назад, когда произошло формирование протяженных Далдыно-Алданского и Хапчано-Учурского гранулитовых поясов в фундаменте кратона, разделяющих зоны тектонического меланжа, и кристаллизация алмазов, вынесенных позднее кимберлитовыми трубками Мир, им. XXIII Съезда КПСС, Удачная [18, 29]. Одним из главных видов пород гранулитовых комплексов на многих древних щитах являются чарнокиты. На Алдано-Становом щите чарнокито-гнейсы, наряду с эндербито- и гранито-гнейсами слагают интразеркальный (ортогнейсовый) комплекс в ряде крупных структурных единиц, а также мелкие тела и отдельные массивы в парагнейсовых толщах [1, 6, 18], описание чарнокито-гнейсов имеется в работах [12, 14, 15 и др.]. Единственным крупным чарнокитовым массивом в Алданской части Алдано-Станового щита является массив Емеллели, впервые описанный в работах [11, 19].

Термин «чарнокит» имеет неоднозначное толкование [22]. Чарнокито-гнейсы или чарнокиты, в понимании авторов – метаморфические породы, сложенные ортопироксеном, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом и соответствующие по химическому составу кислым и средним магматическим породам. Под «чарнокитовой серией» подразумевается, что массив сложен не только чарнокитами с разным содержанием SiO_2 , но и редкими основными кристаллосланцами, с близкими геохимическими характеристиками.

В статье предлагаются результаты петрогеохимического изучения массива на представительном авторском материале. Используются также материалы В.И.Кицула, К.А.Лазебник, А.Н.Зедгенизова, В.С.Шкодинского.

Геология. Массив Емеллели обнажается в 25 км ниже устья р. Тимптон в долине р. Алдан (рис. 1) на участке устьев ручьев Большой Ыаргалах, Сумнагин и Емеллели в западной части крупного Суннагинского блока Хапчано-Учурского гранулитового пояса [18]. Размеры массива по данным работы [11] 11×16 км. Судя по замерам плоскостей сланцеватости, тело имеет крутое падение на запад. Контакты массива с вмещающими породами в целом конформны. Наблюдается чередование чарнокитов с вмещающими гнейсами вблизи контактов. Небольшие выходы

гнейсов иногда отмечаются в массиве и вдали от контактов. В пределах массива часто встречаются разнообразные по форме и размерам до 0,3×3 км тела основных кристаллосланцев, ранее рассматривавшиеся в качестве реликтов субстрата, по которому в результате чарнокитизации в *in situ* сформировался массив [11, 14]. Авторы подразделяют кристаллосланцы на: породы, образующие единую серию с чарнокитами (1); ксенолиты (2); дайковые образования (3). Кристаллосланцы (1) встречаются в виде мелких изогнутых, обычно «теневого» фрагментов, более крупных будин, а также образуют пластообразный (?) выход мощностью около 50 м и длиной более 1 км ниже устья руч. Суннагин. Ксенолиты кристаллосланцев (2) образуют мелкие «теновые» и угловатые фрагменты с резкими контактами с чарнокитами. М.З.Глуховским [3] в пределах массива выделены дайки типа В и дайки типа А и Б, размещенные также на Суннагинском блоке на р. Алдан ниже устья р. Тимптон и вблизи устья руч. Большой Суннагин. Предполагаемая дайка (3) типа В по работе [3] мощностью около 30 м и протяженностью 1 км находится ниже устья руч. Емеллели. Другие крупные тела кристаллосланцев в пределах массива авторы не изучали.

Петрография. На фоне полосчатых и пестрых по

составу вмещающих парагнейсов и кристаллосланцев породы массива выделяются монотонностью, слабой гнейсовидностью, иногда массивностью и более крупной зернистостью. На поверхности выветривания имеют буроватый, песочный цвет, в свежем изломе – табачно-серую (зеленоватую) окраску, а также закругленно-глыбовую (валунообразную) отдельность. Породообразующими минералами являются калишпат-пертит, плагиоклаз-антипертит, кварц и ортопироксен в разных количественных соотношениях. Иногда встречаются клинопироксен, зеленовато-бурый амфибол, красновато-коричневый биотит и весьма редкие мелкие зерна граната. Структура чарнокитов гетеробластовая до порфиробластовой с наиболее крупными калишпатом и ортопироксеном. В последнем изредка наблюдаются экссолюционные выделения клинопироксена. Часто наблюдаются мирмекитовые микроструктуры. Состав минералов приведен в табл. 1.

Плагиоклазы в чарнокитах – олигоклазы с переходами в андезины; в кристаллосланцах и ксенолите – андезин и лабрадор, а в дайке – анортит. Ортопироксены в чарнокитах высокожелезистые (феррогиперстены) f 0,576–0,710 (см. табл. 1). Ортопироксен в зернах с экссолюционными пластинками и линзочками клинопироксена соответствует эвлиту (обр. 2820Б).

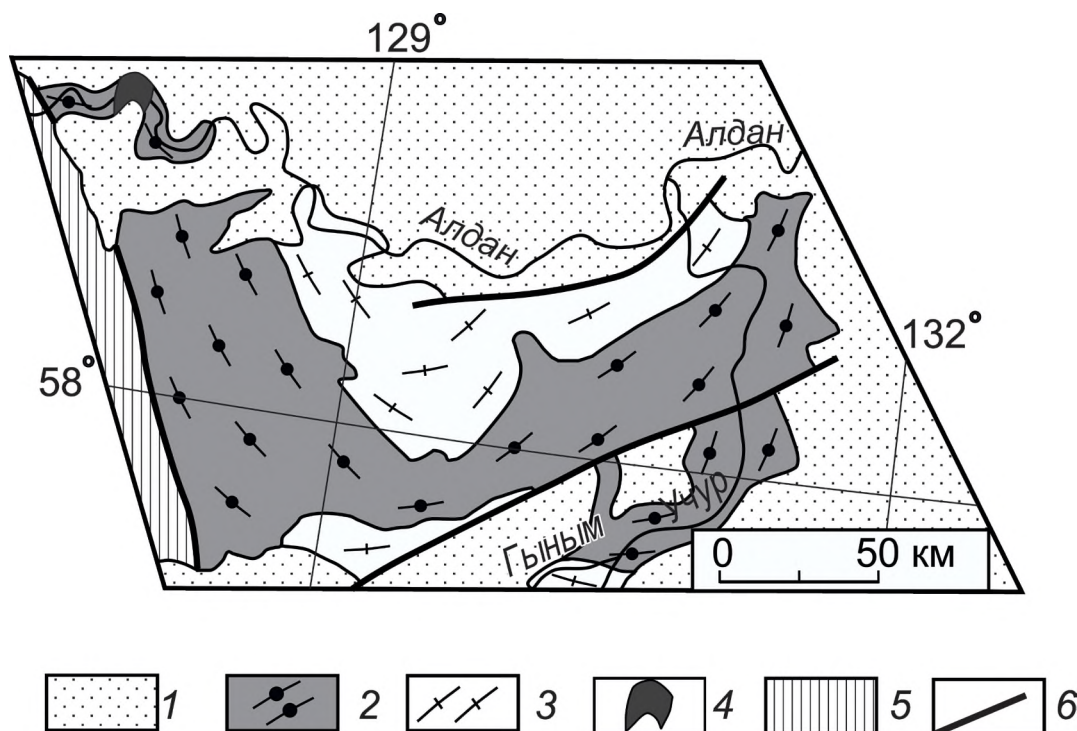


Рис. 1. Местонахождение массива Емеллели на схематической геологической карте северной части Суннагинского блока Учурского террейна Алдано-Станового щита, по работе [18], с изменениями:

1 – чехол Сибирской платформы; 2 – холбоховская толща (гранат-биотитовые, гранат-биотит-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы, амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы); 3 – ортогнейсовый комплекс (чарнокито-, эндрбито- и гранито-гнейсы, амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы); 4 – обнаженная часть массива Емеллели; 5 – Тыркандинская зона тектонического меланжа; 6 – разломы

1. Химические составы породообразующих минералов пород массива Емелели, в %

Номер анализа	Образцы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Сумма	f	Ап
<i>Гранат</i>															
1	2806	38,02		20,23	33,21		1,27	4,58	2,26				99,58	0,803	
<i>Ортопироксен</i>															
2	2806	50,24		1,83	33,65			13,87	0,87				99,59	0,576	
3	2820А	50,31			38,37			10,67	1,03				100,22	0,669	
4	2820Б	48,92			40,61			9,32	1,12				99,96	0,710	
5	2820/1	49,29			38,99			11,43					100,83	0,657	
6	2802	51,48			39,45			9,84					100,78	0,692	
7	2802/5	53,27			25,62			20,88					99,77	0,408	
8	2802/2	52,08			29,05			18,16	0,93				100,22	0,473	
9	2805/7	53,06		2,53	19,50			25,09					100,18	0,304	
<i>Клинопироксен</i>															
10	2820А	50,17		1,47	20,11			7,94	20,46				100,15	0,587	
11	2820Б	52,02			19,04			8,22	21,50				100,79	0,565	
12	2820/1	52,78			18,44			9,41	20,22				100,85	0,524	
13	2802	50,65		1,37	18			7,81	21,87				99,71	0,564	
14	2802/5	53,69		1,57	7,78			13,95	23,08				100,08	0,238	
15	2802/2	53,17			11,13			14,01	22,13				100,44	0,308	
16	2805/7	52,36		2,58	5,96			15,77	22,87				99,55	0,175	
<i>Амфибол</i>															
17	2820/1	40,95		11,48	22,83			7,12	10,70		1,57		94,64	0,643	
18	2802	40,97		12,85	24,33			5,03	11,36	2,48	1,57		98,59	0,731	
19	96и	40,87	1,78	11,07	19,26			9,70	11,23	1,72	1,94		97,77	0,527	
20	2802/2	49,46	0,10	6,44	10,75			16,17	11,57		0,94		96,81	0,272	
21	2805/7	42,73	1,37	14,37	9,33			15,11	11,04				96,11	0,257	
<i>Биотит</i>															
22	2806	36,94	0,51	14,81	19,39	1,75		13,75			7,0		94,15	0,442	
23	2802/5	37,63	6,29	12,27	14,49			15,41			9,55	1,47	97,21	0,347	
24	2802/2	39,53	2,52	12,88	10,94			18,38			9,87	2,56	96,68	0,250	
<i>Плагиоклаз</i>															
25	2806	59,6		24,60					7,50	8,0			99,69		0,341
26	2820А	60,37		24,06					6,24	8,38			99,05		0,291
27	2820/1	62,75		23,57					5,92	8,12			100,35		0,287
28	2802	62,04		23,35					5,33	8,96			99,69		0,247
29	2802/5	48,12		32,32					15,23	3,11			98,78		0,526
30	2802/2	60,78		25,32					6,46	7,29			99,86		0,329
31	2805/7	44,52		35,77					19,94	0,47			100,70		0,959
<i>Калиевый полевой шпат</i>															
32	2820/1	64,30		19,17						1,58	14,63		99,68		

Примечание. Образцы чарнокитов: **2806**, **2820** (А – пироксены без экссолоций, Б – пироксены с экссолоциями), **2820/1**, **2802**, кристаллосланцев: **2802/5** – родственного включения; **2802/2** – ксенолита, **2805/7** – дайки; **96и** – [11]; **f=Fe(Fe+Mg)** – железистость, **Ап** – доля анортитового компонента в плагиоклазе; анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН С.К.Половой на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480 LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy-350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кв.

Ортопироксены кристаллосланцев менее железистые (гиперстены) f 0,304–0,692, чем в чарнокитах, особенно в дайке типа В f 0,304. Клинопироксены в чарнокитах – ферросалиты, во всех кристаллосланцах – салиты, в дайке – салиты, близкие диопсиду. Амфиболы и биотиты в чарнокитах также более железистые, чем в сланцах. Содержание TiO_2 в этих минералах сильно изменяется. Гранат из чарнокита гранитного состава (обр. 2806) имеет высокую железистость (0,803) и представлен (в %): альмандином (72,9) с примесями пироба (17,9), гроссуляра (6,3) и спессартина (2,8).

В чарнокитах наблюдается пирит, апатит (с F), магнетит и ильменит, реже – циркон, монацит, неизвестная фаза или агрегаты с редкоземельными (РЗЭ), а также торит (?). В кристаллосланцах в родственном включении встречены ильменит, монацит, пирит, халькопирит, пентландит; в ксенолите – пирит, халькопирит, циркон; в дайке – пирит, пентландит, никелин (?). Кристаллосланец «чарнокитовой серии» близок к чарнокитам по присутствию ильменита и монацита, не наблюдавшихся в других кристаллосланцах.

Химический состав пород. По соотношению SiO_2 и Na_2O+K_2O породы массива отвечают субщелочным габброидам (монцогаббро), субщелочным диоритам-монцонитам, с переходами в сиениты; субщелочным кварцевым диоритам – монцонитам; щелочным сиенитам; кварцевым сиенитам; гранодиоритам; гранитам нормальной щелочности с переходами в лейкограниты и субщелочные граниты (рис. 2, табл. 2). Секущая

пегматоидная жила соответствует высококалийному щелочному граниту. Главные разновидности чарнокитов – аналоги пород семейств субщелочных кварцевых диоритов-монцонитов, щелочных сиенитов и кварцевых сиенитов, а аналоги гранодиоритов и гранитов имеют подчиненное значение. Значительно реже чарнокито-гнейсов встречаются кристаллические сланцы «чарнокитовой серии», в интрузивной терминологии монцогаббро. На диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (см. рис. 2) виден единый тренд (с разрывом в интервале SiO_2 52–55%): с увеличением SiO_2 до 64%, сумма щелочей увеличивается, не превышая значений субщелочных пород, далее содержание Na_2O+K_2O уменьшается до нормального. Содержания Al_2O_3 в сланцах «чарнокитовой серии» и чарнокитах стабильно высокие до уровня SiO_2 64–65%, а в более кислых чарнокитах – умеренные и низкие (см. табл. 2). Содержание общего железа сравнительно высокое, а MgO , CaO – низкое с незначительными вариациями для пород разной кремнеземистости. В кристаллосланцах K_2O+Na_2O , в средней части тренда $K_2O \gg Na_2O$, в гранитных чарнокитах $K_2O > Na_2O$. В жильном пегматите $K_2O:Na_2O$ максимальное около 8. Содержания TiO_2 , P_2O_5 высокие, имеют тенденцию понижаться от основных к кислым породам. Отличия предполагаемых родственных сланцев от ксенолитовых и дайковых заключаются в заметно меньших содержаниях SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O и больших $FeO+Fe_2O_3$, MgO , CaO в последних. Однако биотитизированные

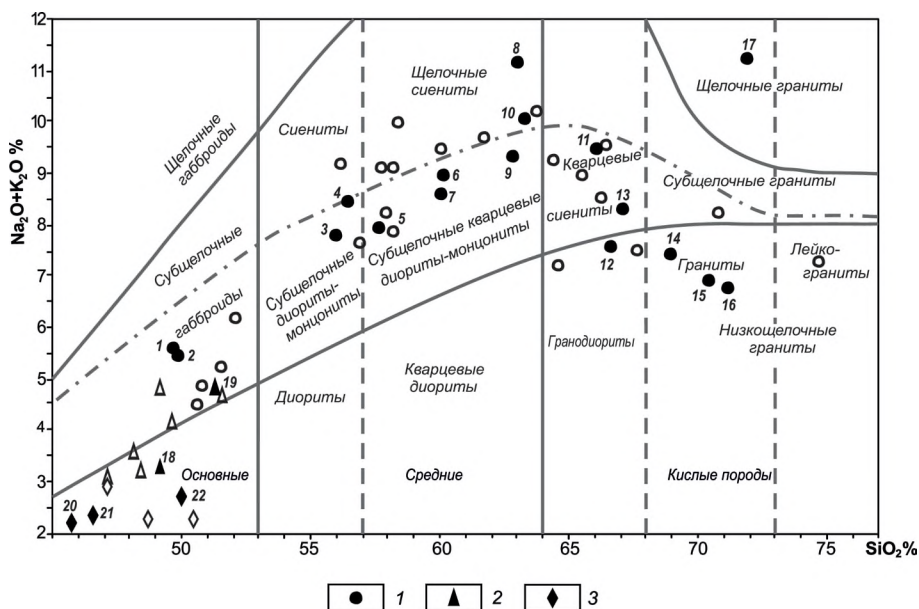


Рис. 2. Расположение точек составов чарнокитов и связанных с ними пород массива Емелли Алдано-Станового щита на диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$, поля по работе [7]:

1 – породы чарнокитовой серии; 2 – ксенолиты; 3 – породы секущей дайки; залитые значки соответствуют анализам в табл. 2, не залитые – анализы не приведены в работе; все анализы были пересчитаны на 100% без учета летучих

«теневые» ксенолиты испытали привнос K_2O и SiO_2 , и по содержанию этих оксидов сопоставимы с родственными сланцами. Как ксенолиты, так и дайковые сланцы по химизму с учетом изменений отвечают толеитовым габбро. Дайка сложена в основном меланократовыми (высокомагнезиальными) сланцами (см. табл. 2, анализы 20, 21). Подчиненное значение имеют мезократовые разновидности (анализ 22).

Чарнокиты (3, 5, 6, 9, 10, 15), кристаллосланцы «чарнокитовой серии» (1, 2) и биотитизированный ксенолит (19) характеризуются близкими суммами содержаний и дифференцированностью распределения редкоземельных элементов при слабых отрицательных и положительных аномалиях Eu (см. табл. 2). В широко распространенных чарнокитах массива определены высокие и повышенные содержания Sr, Ba, Zr, Y, Nb, Ta, Hf, умеренные – Ta, Th, низкие – U. Родственные сланцы достаточно близки с чарнокитами, за исключением низких содержаний Zr, Hf. Чарнокиты (8, 11, 16) обнаруживают своеобразные, совершенно не похожие на упомянутые, особенности по РЗЭ, что связано с минеральным и химическим составом этих пород. На рис. 3 они выделены крупными значками. Лейкократовая, практически полевошпатовая порода (8) с незначительными примесями кварца и цветных минералов отличается наименьшей суммой редкоземельных элементов и наиболее заметно выраженной положительной Eu-аномалией. Чарнокит (11) ничем не выделяется по пороодообразующим оксидам, но содержит ураганное количество Th 168 и РЗЭ 1176 г/т, хорошо проявленную дифференцированность и отчетливо выраженную отрицательную Eu аномалию. Гранатосодержащий чарнокит (16) выделяется самыми высокими содержаниями тяжелых РЗЭ и обедненностью легкими РЗЭ с некоторым V-образным распределением, вызванным еще большей обедненностью в средней части ряда редкоземельных элементов. Это связано с присутствием в породе граната, концентратора тяжелых редкоземельных элементов. Обособившиеся по РЗЭ и некоторым другим оксидам, чарнокиты отличаются от обычных чарнокитов (в скобках номера анализов, см. табл. 2): лейкочарнокит (8) по низким содержаниям Zr, Y, Nb, Ta, Hf; обогащенный легкими РЗЭ (11), кроме ураганного Th, наиболее высокими Rb и низкими Sr; гранатосодержащий чарнокит (16) содержит меньше Sr, Zr, Hf, Nb, больше Th.

В высокомагнезиальных сланцах из дайки (20, 21) – самые низкие суммы РЗЭ с весьма слабой дифференцированностью без Eu аномалий или со слабой отрицательной аномалией. Сходство биотитизированного «теневого» ксенолита по РЗЭ с чарнокитами и родственными с ними сланцами, вероятно, связано с привносом в эти сланцы не только K_2O и SiO_2 , но и легких редкоземельных элементов. Измененный ксенолит (19) сохраняет свои толеитовые черты по низким содержаниям Rb, Zr, Hf. Высокомагнезиальные

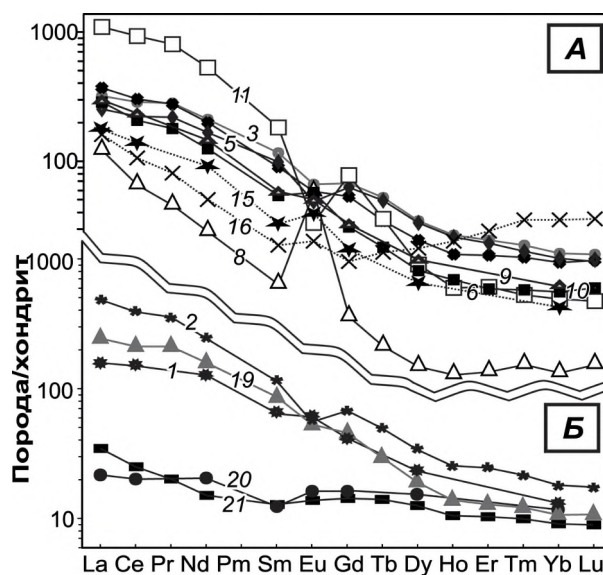


Рис. 3. Распределение РЗЭ для средних и кислых чарнокитов (А) и связанных с ними основных пород (Б) массива Емеллели, нормированных по хондриту [28]:

цифры на линиях – номера проб в табл. 2

сланцы дайки отличаются от всех анализированных пород, за редкими исключениями, низкими содержаниями всех элементов-примесей.

Rb-Sr изотопная систематика пород. В результате изучения Rb-Sr изотопных систем метаморфизованных магматических пород массива Емеллели (табл. 3) установлена их гетерогенность по содержанию ^{87}Rb 21,7060–60,8837 и ^{86}Sr 18,5103–75,6688 г/т. Между содержаниями этих элементов отмечается обратная зависимость при низком значении коэффициента корреляции ($r=-0,475$). В тоже время оба этих элемента определяют примерно в равной степени вариации величин отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$. Значения последних увеличиваются в породах с повышением в них содержания Rb ($r=0,890$) и понижением Sr ($r=-0,753$). На Rb-Sr изохронной диаграмме (рис. 4) все точки исследованных пород, включая ксенолиты и кристаллосланцы «чарнокитовой серии», формируют четкий тренд ($r=0,997$). Принимая эту зависимость как изохронную и исключая из расчетов точку гранита (обр. 2806), отклоняющуюся от общего тренда, возраст всех пород оценивается в 2220 ± 46 млн. лет ($n=16$, $I_0=0,70546 \pm 0,00077$). Для пород массива Емеллели (без кристаллических сланцев и ксенолитов) полученная Rb-Sr датировка отвечает времени их формирования 2224 ± 55 млн. лет ($n=12$, $I_0=0,70532 \pm 0,00104$). Эта датировка близка к Sm-Nd возрасту метабазитов из да-

2. Химический состав (в %) и содержание элементов-примесей (в г/т) в породах массива Емеллели

Компоненты	2806/1	2804/1	2803	К-5	2805/2	2802	2821/4	2820/1	2806/2	2820	2805/4
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49,09	49,61	55,66	55,85	57,45	58,9	59,88	61,76	62,54	63,05	65,31
TiO ₂	1,72	1,67	1,29	1,12	1,13	0,91	1,03	0,08	0,69	0,62	1,23
Al ₂ O ₃	17,69	18,23	18,22	18,25	18,45	17,6	17,45	20,27	17,87	18,27	15,13
Fe ₂ O ₃	0,61	1,5	0,68	1,23	1	0,19	2,83	0,12	0,61	0,5	2
FeO	10,67	10,48	7,62	6,3	6,54	6,14	4,11	1,91	4	3,86	1,71
MnO	0,19	0,17	0,14	0,12	0,14	0,1	0,11	0,04	0,07	0,07	0,04
MgO	4,42	3,59	2,37	2,07	2,2	1,36	1,6	0,56	1,07	0,78	0,9
CaO	8,13	8,12	5,24	5,1	4,42	3,63	3,79	2,24	3,23	2,27	2,7
Na ₂ O	3,32	3,38	3,54	4,01	3,55	3,68	3,73	4,59	3,74	3,68	2,4
K ₂ O	2,14	1,97	4,21	4,33	4,31	5,09	4,84	6,3	5,48	6,3	6,9
P ₂ O ₅	0,71	0,69	0,45	0,49	0,41	0,27	0,34	0,06	0,19	0,18	0,42
CO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,25
H ₂ O	0	0	0	0	0	0	0,28	0	0	0	0
ППП	1,7	1,14	0,75	0,8	0,5	2,5	0	1,95	0,51	0,63	0,4
Сумма	100,39	100,55	100,17	99,67	100,1	100,37	99,99	99,88	100	100,21	99,39
La	37	113	75		59	86		30,3	69	66	257
Ce	89	234	171		134	182		41,9	140	124	558
Pr		31,23	25,08		19,35	24,33		4,34		16	71,5
Nd	57	109	95,6		74,9	89,7		13,7	66	55,9	237
Sm	9,4	16,54	17,01		14,45	13,24		1,74	8,6	8,02	26,74
Eu	3,4	3,06	3,72		2,71	3,24		3,46	2,8	3,2	1,87
Gd	8,2	13,28	13,13		12,29	10,44		1,32	6,4	6,1	15,21
Tb		1,77	1,88		1,78	1,24		0,14		0,77	1,28
Dy	5,6	8,22	8,33		8,04	5,94		0,67	4,2	3,46	3,87
Ho		1,43	1,51		1,45	1,07		0,13		0,68	0,59
Er		3,87	3,91		3,70	2,95		0,40		1,65	1,7
Tm		0,51	0,54		0,48	0,43		0,07		0,24	0,22
Yb	2,1	2,95	3,13		2,89	2,68		0,40	1,8	1,59	1,4
Lu		0,42	0,46		0,40	0,41		0,07		0,25	0,2
Сумма	211,70	540	420		335	424		99	299	289	1176
Rb	85	36	77		107	80		89	85	99	173
Sr	968	905	730		635	585		810	609	553	178
Ba	1982	988	1998		1695	1773		2748	1659	2074	1006
Y	7	41	42		39	28		3,6		16	17
Zr	31	56	541		487	740		121	509	577	780
Hf		1,5	12,4		11,7	18,0		2,9		13,6	21,4
Nb		15,2	29,1		11,5	26,3		0,96	12	17,8	26,5
Ta		0,60	1,17		1,04	1,04		0,06		0,66	1,31
Th	≤0,2	1,74	1,62		1,97	2,50		0,42	0,8	2,31	168,0
U	<0,15	0,31	0,94		0,94	1,59		0,30	0,2	1,22	1,93

Примечание. Породы чарнокитовой серии массива, соответствующие по химическому составу породам семейств интрузив 2 – ортопироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз – субщелочных габбро; 3 – ортопироксен, клинопироксен, плаги шпат, кварц – субщелочных диоритов и монзонитов; 5 – ортопироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, 6 – орто кварц, 8 – ортопироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, 9 – ортопироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, вый полевой шпат, кварц, 13 – ортопироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, кварцевых сиенитов; 12 – роговая калиевый полевой шпат, кварц, 15 – ортопироксен, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, 16 – гранат, ортопироксен, вый полевой шпат, кварц – гранит-пегматоидная жила; кристаллические сланцы-ксенолиты в чарнокито-гнейсах: 18 – орто клаз, удлиненный фрагмент с мощностью 10 см; кристаллические сланцы, предполагаемой дайки, секущей чарнокито-гнейсы: лабораториях ИГАБМ СО РАН на квантометре (основное количество) и химическим методом (единичные пробы); РЗЭ и дру службы Канады методами ICP-TR1 и ICP-RE1; пробы с индексами К – из коллекции В.И.Кицула, Л – К.А.Лазебник, В –

2805/10	Л-33	К-1	2805/3	2806	В-761/2	2821/1	2802/2	2805/1	2805/7	2805/6
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
65,99	67,64	68,56	70,21	71,26	71,66	48,44	50,24	45,26	45,67	49,04
0,39	0,7	0,42	0,53	0,4	0,02	1,09	0,56	0,93	0,66	1,18
16,26	12,51	14,12	14,56	14,05	14,26	14,61	11,72	14,27	12,73	16,51
0,6	1,45	0,98	0,54	0,52	1,18	2,1	1,79	1,99	1,69	2,46
4,29	5,98	3,6	3	3,47	1,08	9,29	7	11,86	9,86	9,84
0,08	0,1	0,07	0,05	0,06	0,010	0,21	0,17	0,21	0,19	0,19
1,18	1,07	φ1,15	0,94	1,12	0,08	8,14	10,66	13,27	16,91	5,4
2,59	2,79	2,93	2,74	2,36	0,06	11,24	10,83	8,87	7,89	10,55
3,53	2,87	2,65	2,53	2,48	1,29	2,6	2,22	1,55	1,62	2,51
3,91	5,45	4,7	4,34	4,28	9,89	0,63	2,48	0,65	0,7	0,16
0,2	0,16	0,2	0,16	0,05	0,1	0,18	0,32	0,1	0,05	0,16
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,74	0	0,6	0,47	0,51	0,28	1,29	1,88	1,64	1,67	1,49
99,76	100,72	99,98	100,07	100,56	99,91	99,82	99,87	100,6	99,64	99,49
			41	37,7			58	5,1	8,07	
			83	64			129	12	15	
				7,19			18,88		1,78	
			41	22,7			72,67	9,2	6,73	
			4,8	3,28			12,62	1,8	1,88	
			2,2	1,35			2,95	0,9	0,77	
			4,1	3,30			9,10	3,2	2,78	
				0,71			1,08		0,51	
			2,8	5,15			4,67	3,7	3,05	
				1,35			0,78		0,59	
				4,59			2,05		1,63	
				0,84			0,30		0,24	
			1,2	5,69			1,75	1,9	1,49	
				0,86			0,26		0,21	
			180	158			313	37,8	45	
			109	93			68		15	
			511	140			524	350	234	
			1207	823			1212	94	61	
				39			22		16	
			272	114			130	54	49	
				3,4			3		1,5	
				7,7			11,6		1,7	
				0,69			0,36		0,09	
			1,3	5,45			2,40		2,05	
			0,15	0,41			0,79		0,45	

ных пород по работе [7] (1–16): 1 – породообразующие минералы более 3 % ортопироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз, оклаз, калиевый полевоый шпат, кварц, 4 – ортопироксен, клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, калиевый полевоый пироксен, плагиоклаз, калиевый полевоый шпат, кварц, 7 – ортопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, калиевый полевоый шпат, кварц, 10 – ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, калиевый полевоый шпат, кварц, 11 – ортопироксен, плагиоклаз, калие-обманка, биотит, плагиоклаз, калиевый полевоый шпат, кварц, – гранодиоритов; 14 – ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, плагиоклаз, калиевый полевоый шпат, кварц – нормальных гранитов; 17 – ортопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, калие-пироксен, клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз, 3 м будина, 19 – клинопироксен, роговая обманка, биотит, плагио-20, 21, 22 – ортопироксен, клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз±биотит; породообразующие оксиды определены в гие элементы-примеси определены в ИГМ СО РАН методом LA-ICP-MS, неполный ряд РЗЭ – в лаборатории Геологической В.С.Шкодзинского; см. пояснения в тексте.

ек типа А [3] вблизи массива, среди супкрустальных гнейсов архея (2247 ± 91 млн. лет, $\epsilon Nd = +1,8$) [3], но несколько древнее полученной U-Pb методом по 4 цирконам, различных генераций, из гиперстеновых гранодиоритов массива, точки данных которых формируют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией оценивает их возраст в 2007 ± 7 млн. лет и время регионального метаморфизма в районе [4]. Для уточнения Rb-Sr возраста формирования магматических образований массива из образца К-1 были выделены минералы: гиперстен, калишпат, плагиоклаз. Rb-Sr возраст образца по минеральной изохроне (порода+минералы, $n=4$) равен 2122 ± 94 млн. лет ($I_0 = 0,70417 \pm 0,00087$) и в пределах ошибки является промежуточным между Rb-Sr изохронным возрастом пород и временем метаморфизма пород, определенному по U-Pb методу по цирконам. Это может указывать на то, что степень метаморфизма была достаточной для нарушения Rb-Sr системы образца, но недостаточной для полной гомогенизации изотопного состава Sr в образце. Гетерогенность изотопного состава Sr пород следует также из рассчитанных значений первичного изотопного состава Sr на период 2224 млн. лет для конкретных образцов, которые варьируют в широких пределах от 0,7014 до 0,7093. Исключением является гранит обр. 2806 с аномально высоким значением $I_{2224} = 0,7261$. Природа такой Sr-изотопной гетерогенности пород может быть обусловлена как первичной неоднородностью

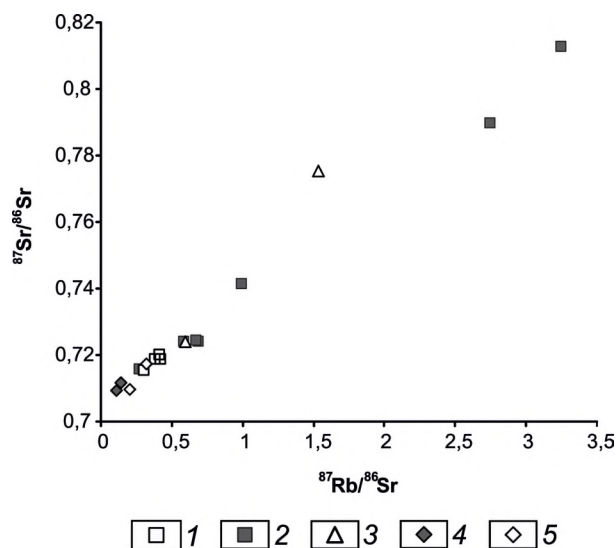


Рис. 4. Rb-Sr изохронная диаграмма для пород массива Емеллели:

1 – метамонцодиориты; 2 – метасиениты; 3 – гранит; 4 – метамонцогаббро (родственные включения); 5 – ксенолиты

3. Результаты Rb-Sr изотопного анализа пород массива Емеллели

Образцы	Порода, минерал	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$I_{2224 \text{ uf}}$
2803	Метамонцодиорит	23,6597	75,6688	0,3091	0,7154	0,7055
2802	Кварцевый метамонцодиорит	23,9487	61,1956	0,3868	0,7188	0,7064
2806/2	Кварцевый метасиенит	26,3397	62,9534	0,4136	0,7199	0,7066
2820		29,0972	67,8445	0,4239	0,7188	0,7052
2820/1		26,4523	94,2605	0,2774	0,7156	0,7067
2805/4		52,0198	18,6936	2,7508	0,7897	0,7014
2805/5		60,8837	18,5103	3,2514	0,8128	0,7084
2805/10	Метагранодиорит	21,706	21,5132	0,9974	0,7413	0,7093
2821	Метасиенит	35,1357	58,8534	0,5901	0,7239	0,7050
К-1-87	Гранит	25,0451	36,1012	0,6858	0,7239	0,7019
К-1-87	Гиперстен	0,6674	2,7248	0,2421	0,7119	0,7041
К-1-87	Калишпат	63,5638	59,1892	1,0616	0,7374	0,7033
К-1-87	Плагиоклаз	1,6432	40,9151	0,0397	0,7056	0,7043
К-2-87	Метасиенит	29,8188	43,7914	0,6731	0,7244	0,7028
2805/3	Гранит	31,6615	52,3536	0,5978	0,7239	0,7047
2806		27,6064	17,7512	1,5373	0,7754	0,7261
2804/1	Пласт метамонцогаббро	10,286	92,0919	0,1104	0,7094	0,7059
2806/1	То же, будина (40 см)	14,4948	100,1081	0,1431	0,7116	0,7070
2802/2	Измененный базит	19,8357	60,9316	0,3218	0,7173	0,7070
2805		3,1945	15,237	0,2072	0,7096	0,7030

Примечание. Содержание изотопов ^{87}Rb , ^{86}Sr в ppm; I_{2224} – первичный изотопный состав Sr пород на период их формирования, определенный по изохроне – 2224 млн. лет.

протолита в связи с мантийно-коровыми процессами при их формировании, так и разрушением Rb-Sr систем пород при наложении процессов более позднего регионального метаморфизма.

Обсуждение и выводы. Несмотря на то, что уже первые исследователи в массиве Емеллели отмечали до четырех разновидностей пород, существуют мнения о его монопородном гранитном (чарнокит-гранитном) или гранодиоритовом составе [4]. Исследования авторов данной публикации выявили большое разнообразие пород по химическому составу и показали, что преобладают в нем субщелочные и щелочные породы с содержанием $\text{SiO}_2=56\text{--}68\%$. Предположительно к ряду пород повышенной щелочности относятся и редкие основные породы – аналоги монцогаббро, имеющие схожие геохимические характеристики с более кислыми членами ряда. Аналоги гранитов и гранодиоритов имеют второстепенное распространение. Таким образом, массив Емеллели сложен целым рядом (серией) пород и может быть назван дифференцированным массивом. В настоящее время это единственный докембрийский чарнокитовый массив такого сложного состава на Алдано-Становом щите. Вместе с тем, в Суннагинском блоке, а также в северной части Тыркандинской зоны тектонического меланжа известны практически все разновидности чарнокитов, установленные в массиве Емеллели [14, 15]. Однако в центральной части Суннагинского блока чарнокиты кислого состава слагают наряду с эндербитами, ортогнейсовый комплекс, а чарнокитогнейсы среднего состава встречаются значительно реже. Субщелочные разновидности последних описаны под названием сиенито-гнейсов [15]. В Тыркандинской зоне обнаружено не только разнообразие чарнокитов, но и аналоги монцогаббро массива Емеллели.

Породы массива представлены образованиями гранулитовой фации метаморфизма, практически не затронутыми более низкотемпературной перекристаллизацией. Возможно, только роговая обманка и биотит сформировались на регрессивной стадии гранулитового метаморфизма. Ранее В.И.Кицулом [6] было показано, что в кульминации метаморфизм метапелитовых гнейсов северо-восточных блоков Алдано-Станового щита, в том числе Суннагинского, соответствовал гранулитовой фации с параметрами $T=821\text{--}834^\circ\text{C}$ и $P=8,3\text{--}8,7$ кбар, а условия регрессивной перекристаллизации – $T=650\text{--}753^\circ\text{C}$ и $P=5,7\text{--}7,3$ кбар. Для чарнокитов массива Емеллели авторами по двупироксеновому геотермометру была получена температура 840°C , по ильменит-магнетитовому 710°C [13]. По орто- и клинопироксену по методике [26] она составила $828\text{--}912^\circ\text{C}$ (4 определения по данным табл. 1) при давлении, определенному по составу клинопироксена, $4,02\text{--}6,43$ кбар (3 определения). Температура по амфиболу [20] 818 и 825°C . Гранат-биотитовый термометр дал значение 646°C [21]. По петрохимическим геотермометрам температуры

кристаллизации пород следующие: $T_{\text{Ti}}=821\text{--}926^\circ\text{C}$ [23], $T_{\text{Zr}}=749\text{--}912^\circ\text{C}$, $T_{\text{REE}}=746\text{--}929^\circ\text{C}$, $T_{\text{Ap}}=795\text{--}1019^\circ\text{C}$ [24]. Широкие вариации значений T и P , по-видимому, связаны с изменением составов первично-магматических минералов в процессе гранулитового метаморфизма. В связи с этим уместно вспомнить, что М.З.Глуховский с коллегами [4] в чарнокитах массива различал 4 морфотипа цирконов. Авторы предполагают, что расплав, возникший в нижней коре, близкий по химическому составу некоторому среднему составу широко распространенных пород массива, внедрился на уровень парагнейсовых толщ. Наиболее ранние кристаллизаты расплава были представлены породами типа монцогаббро, которые отдифференцировались от главного объема расплава, из которого затвердели основные виды пород массива, а остаточные расплавы обеспечили появление гранитоидных пород с $\text{SiO}_2>64\%$. С таким представлением находятся в согласии результаты расчетов по химическим составам наиболее изученных пород массива, приведенных в табл. 2 по методике [25]. Температуры кристаллизации расплавов пород массива находятся в пределах $1040\text{--}870^\circ\text{C}$ [24]. При этом наиболее высокие температуры определены для аналогов монцогаббро, наиболее низкие для чарнокитов гранитоидного состава, а для главных видов пород – промежуточные. Для некоторых пород рассчитанные температуры выходят за пределы указанных вариаций. Например, для лейкочарнокита (обр. 2820/1) $T=600^\circ\text{C}$, что в совокупности с другими данными, позволяет предположить, что в происхождении этой породы мог сыграть свою роль метасоматоз. Особенности химических составов некоторых проб, например, гранатсодержащего чарнокита, возможно, обусловлены гибридизмом.

Петрохимическая типизация чарнокитов массива Емеллели проводилась на бинарных диаграммах, использованных в работе [22]. На диаграмме $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T+\text{MgO})\text{--}\text{SiO}_2$, % точки анализов чарнокитов и родственных кристаллосланцев образуют тренд в поле железистых чарнокитов с возрастанием железистости с увеличением SiO_2 и лишь в гранитной части тренда, железистость убывает, приближаясь к границе поля с магнезиальными чарнокитами. На диаграмме MALI--SiO_2 , где $\text{MALI}=(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O--CaO})$, породы массива образуют выпуклый тренд, схожий по форме с трендом на рис. 2, в средней главной части тренда в поле щелочных чарнокитов с переходами в щелочно-известковое поле, а в краевых частях (сланцевой и гранитной) в поле известково-щелочных чарнокитов. На диаграмме ASI--SiO_2 , где $\text{ASI}=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, все породы оказались в поле перглиноземистых пород. Согласно [22], различия в петрохимическом составе могут являться отражением механизма формирования чарнокитов. Б.Р. и К.Д.Фрост [22] выделили три петрохимических типа: 1) железистые, известково-щелочные и щелочные метаалюминиевые, связанные с

рифтообразованием; 2) магнезиальные, известковые и известково-щелочные, металаюминиевые, связанные с магматическими дугами; 3) пералаюминиевые с промежуточными значениями отношения $FeO/(FeO+MgO)$, связанные с плавлением коры [22]. Но по изученным параметрам чарнокиты массива Емеллели в полной мере не соответствуют ни одному из них. Анализ данных в соответствии с расчленением фанерозойских гранитов на I-, S-, M- и A- типы и анализ на диаграммах, используемых для диагностики геодинамических обстановок формирования гранитоидов [16]: Ta–Yb, Rb–(Yb+Ta), Nb–Y, Rb–(Y+Nb), не дал удовлетворительных результатов. Выделение гранитов С-типа (чарнокитовые) получило жесткую критику [22].

Прежде породы гранулитовой фации, слагающие многочисленные блоки Алдано-Станового щита, включая Суннагинский, как и массив Емеллели, считались раннеархейскими [2]. Однако последовавшие изотопно-геохронологические исследования выявили палеопротерозойский возраст источников сноса для протолитов гранулитовых парагнейсов в целом ряде блоков, в том числе окружающих массив Емеллели [8, 10]. U–Pb изохронные возрасты цирконов для пород массива Емеллели 2007 млн. лет [4]; для эндрбитов и чарнокитов центральной части Суннагинского блока 1977–2064 млн. лет [5], и, на взгляд авторов, определяют возраст гранулитового метаморфизма. Это находится в согласии с ограничениями периода кульминации гранулитового метаморфизма на Восточно-Алданском (Учурском) террейне, частью которого является Суннагинский блок [17]. Полученные Rb–Sr изотопные данные позволяют предположить, что возраст 2224 ± 55 млн. лет отражает время магматической кристаллизации пород массива. С учетом Sr-изотопной гетерогенности пород предполагается, что они формировались при участии мантийно-коровых процессов [3]. Повышенная железистость пород и минералов может свидетельствовать об обстановках растяжения [22]. Таким образом, обстановки предшествовавшие гранулитовому метаморфизму в пределах Далдыно-Алданского и Хапчано-Учурского гранулитовых поясов, вероятно, различны. Для первого многие исследователи выделяют обстановку субдукции, что согласуется с результатами изотопных датировок в алмазах 2,1–1,8 млрд. лет из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции [27, 29]. Для второго предполагается обстановка растяжения. Учитывая палеопротерозойский возраст источников сноса вмещающих массив Емеллели парагнейсов [8] можно предположить, что время формирования протолитов различных метаморфических пород Суннагинского блока было достаточно ограниченным. Вероятно, для более точного определения геодинамических обстановок формирования протолитов массива и окружающих пород необходим дальнейший анализ и сопоставление аналитических данных по различным

парагнейсовым и ортогнейсовым комплексам в пределах Суннагинского блока и Тыркандинской зоны меланжа.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН № VIII.72.1.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Березкин В.И., Смелов А.П., Зедгенизов А.Н. и др. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2015.
2. Геология Якутской АССР. – М.: Недра, 1981.
3. Глуховский М.З. Палеопротерозойский термотектогенез – ротационно-плюмовая модель формирования Алданского щита // Тектоника. 2009. №3. С. 51–78.
4. Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Новые данные об изотопном U–Pb возрасте гиперстеновых гранодиоритов Алданского щита и проблема зональности процессов палеопротерозойского термотектогенеза // ДАН. 2005. Т. 404. № 4. С. 524–528.
5. Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М., Левкович Н.В. Новые данные об изотопном U–Pb возрасте цирконов из пород Суннагинского эндрбитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 6. С. 782–786.
6. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. – М.: Наука, 1986.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород // Под ред. О.А.Богатикова. – М.: Недра, 1981.
8. Ковач В.П., Котов А.Б., Березкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракrustальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm–Nd изотопные данные // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. №1. С. 3–17.
9. Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). – ОНТИ НКТП СССР, 1936.
10. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – С-Пб, 2003.
11. Крылова М.Д., Седова И.С., Крылов И.Н. и др. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере Восточной Сибири). – Л.: Наука, 1972.
12. Лазебник К.А. Минералого-петрографическая характеристика чарнокитов Алданского щита // Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 96–132.
13. Моралев В.М., Фрумкин И.М., Кицул В.И., Петров А.Ф. Архей Алданского щита // Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055 27-го Международного геологического конгресса. – Новосибирск: Наука, 1984. С. 89–105.
14. Попов Н.В. Геохимические особенности лейкократовых гранитов Северо-восточной части Алданского щита // Гранитоиды складчатых областей. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 1993. С. 158–167.
15. Попов Н.В., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И. Петрохимия архейских метавулканитов Суннагинского блока Алданского массива. Препринт № 10. – Новосибирск: ИГ СО

АН СССР, 1989.

16. Складов Е.В., Гладкокуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. – М.: «Интермет инжиниринг», 2001.
17. Смелов А.П., Березкин В.И. Главные периоды кульминационного метаморфизма на Алданском щите // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 3–39.
18. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алданостановой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.
19. Ушакова З.Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита // Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 2. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 213–227.
20. Anderson J.L., Smith D.R. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-inhornblende barometry // Am. Mineralogist. 1995. 80. Pp. 549–559.
21. Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A. et al. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite boundary: Constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer // Contr. Mineral. Petrol. 1992. № 1. Pp. 87–93.
22. Frost B.R., Frost C.D. On charnockites // Gondwana Research. 2008. Vol. 13. Pp. 30–44.
23. Hayden L.A., Watson E.B. Rutile saturation in hydrous siliceous melt and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 258. № 3–4. Pp. 561–568.
24. Janousek V. Saturnin R-language Script for application of accessory mineral saturation models in igneous geochemistry // Geologica Carpathica. 2006. Vol. 57. № 2. Pp. 131–142.
25. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids – constraints from CaO/Na₂O, A₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // Eur. Mineral. 2007. Vol. 19. № 6. Pp. 853–870.
26. Putirka K. Thermometers and Barometers for volcanic systems // In Putirka K.D., Tepley F.J. III. Eds. Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, 2008. Pp. 61–142. Reviews in Mineralogy and Geochemistry Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia.
27. Smelov A.P., Zaitsev A.I., Bulanov G.B., Wiggers de Vries D.F. Diamond age, supercontinents and evolution of the North-Asian Craton lithosphere: an overview // 3th International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism (PCGP–2013), International Association for Gondwana Research Conference Series 16 (Abstract Volume), 23–26 November, Jhansi, India, 2013. Pp. 180–182.
28. Sun Sh.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. Spec. Public. 1989. № 42. Pp. 313–345.
29. Wiggers de Vries D.F., Pearson D.G., Bulanov G.P. et al. Re–Os dating of sulphide inclusions zonally distributed in single Yakutian diamonds: Evidence for multiple episodes of Proterozoic formation and protracted timescales of diamond growth // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 120. Pp. 363–394.

Первая находка гониатитов рода *Svetlanoceras* на Северо-Востоке Азии

Р.В.КУТЫГИН (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

В туорасисской свите разреза Кубалахского (Северное Верхоянье, Хараулахский хребет, низовье р. Лена) впервые обнаружены гониатиты рода *Svetlanoceras*, отнесенные к преимущественно позднеассельскому виду *S. strigosum* (Ruzhencev), который ранее был известен только на Южном Урале. Хараулахские светланоцерасы встречены на одном уровне с многочисленными *Bulunites mezhvilki* Andrianov (вид-индекс одноименных слоев нижней части перми Верхоянья) и единичными *Eoasianites maximovae* (Andrianov). Находка *S. strigosum* свидетельствует о проникновении в Хараулахскую подзону Верхоянских акваторий хорокытского времени южно-уральских аммоноидей и позволяет предположить ассельский возраст хорокытского аммоноидного комплекса, характеризующего слою с *Bulunites mezhvilki* хорокытского горизонта Верхоянья.

Ключевые слова: аммоноидеи, гониатиты, *Svetlanoceras*, *Eoasianites*, *Juresanites*, Верхоянье, нижняя пермь, ассельский ярус, хорокытский горизонт, туорасисская свита, Кубалахский разрез.

Кутыгин Руслан Владимирович, rkutygin@mail.ru

First goniatite *Svetlanoceras* finds in Northeastern Asia

R.V.KUTYGIN

In the Tuorasis Formation section of the lower reaches of Lena River (Northern Verkhoyansk Region, Kharaulakh ridge) were first found of the goniatite *Svetlanoceras*, defined as *S. strigosum* (Ruzhencev), which had previously been known only in the Southern Urals. Kharaulakh *Svetlanoceras* were found at the same level with numerous *Bulunites mezhvilki* Andrianov (the species-index of the same ammonoids Beds of the Lower Permian in the Verkhoyansk Region) and with single *Eoasianites maximovae* (Andrianov). The finds of *S. strigosum* indicates migration of the South Ural Ammonoids in the Kharaulakh subzone of the Verkhoyansk water area of Khorokytian age and suggests the Asselian age of the Khorokytian Ammonoids Association, which characterizes the *Bulunites mezhvilki* Beds of the Khorokytian Horizon in the Verkhoyansk Region.

Key words: Ammonoids, goniatite, *Svetlanoceras*, *Eoasianites*, *Juresanites*, Verkhoyansk Region, Lower Permian, Asselian, Khorokytian Horizon, Tuorasis Formation, Kubalakh section.

Род *Svetlanoceras*, являющийся самым древним представителем крупного семейства Paragastrioceratidae, принято рассматривать в качестве предкового таксона для родов *Paragastrioceras* и *Uraloceras* [2]. Но если парагастриоцерасы и уралоцерасы широко распространены в нижней перми Верхояно-Охотского и Колымо-Омолонского регионов [1, 4, 9], то светланоцерасы до последнего времени здесь не были известны. В 2010 г. автор настоящей статьи совместно с В.И.Макошиным и Л.Г.Перегаевоым послойно изучили разрез карбона и нижней перми в низовье р. Лена на правом берегу в районе устья руч. Кубалах (Северное Верхоянье, Хараулахский хребет) (рис. 1). Более детальное послойное деление нижнепермской части этого разреза приведено в отдельной статье [10]. В туорасисской свите ассельско-сакмарского возраста была собрана обширная коллекция аммоноидей, в которой преобладают представители эндемичного рода

Bulunites, являющегося руководящим для хорокытского аммоноидного комплекса. В гнездовых скоплениях булунигов были встречены три экземпляра гониатитов, выделяющихся необычно эволютивной формой, но отличающихся крайне плохой сохранностью. Фрагменты этих трех экземпляров практически полностью выщелочены, что поставило под сомнение возможность их точной диагностики. Однако при детальном просмотре отпечатков разрушенных раковин было установлено, что перегородки рассматриваемых эволютивных гониатитов характеризуются восьмилопастной линией с примитивной субтреугольной боковой лопастью, имеющей округлое основание, что характерно для ранних парагастриоцератид. Скульптура сохранившейся жилой камеры (рис. 2) представлена отчетливо прорадиальными тонкими ребрышками и пережимами. Форма раковины, скульптурные особенности и характер перегородок

позволяют уверенно относить обсуждаемые эволютные экземпляры к роду *Svetlanoceras*, который был выделен В.Е.Руженцевым в 1978 г. [14] из состава рода *Paragastrioceras*, а позднее М.Ф.Богословской и А.В.Поповым рассматривался в качестве одного из родов-индексов нижней геозоны пермской системы [3].

Род *Svetlanoceras* возник на рубеже карбона и перми, отделившись от морфологически очень изменчивого рода *Eoasianites*. В.Е.Руженцев и М.Ф.Богословская [15] обратили внимание на то, что возникновение рода *Svetlanoceras* было связано с явлением неотении и брадигенеза, в результате которого завершающий этап онтогенетического развития светланокерасов напоминал личиночную стадию эоазианитов. В процессе обособления светланокерасов от *Eoasianites* произошло существенное сокращение размеров и ширины раковины. Уплощение конечных оборотов раковины наблюдается и в дальнейшем историческом развитии рода, что сделало отношение ширины оборота к диаметру раковины (W/D) одним из основных признаков, позволяющих отличать виды рода *Svetlanoceras*. Менее четким, но имеющим определенную хронологическую тенденцию, является постепенное

уменьшение степени эволютности, приводящее к сужению умбо. Эта направленность морфогенетического изменения раковин наиболее ярко проявилась в момент отделения от светланокерасов рода *Uraloceras*. Изменение формы лопастной линии в истории развития светланокерасов изучено недостаточно и требует дополнительных онтофилогенетических исследований. Наиболее древние виды рода *Svetlanoceras* Южного Урала, представленные среднеразмерным *S. serpentinum* (Maximova) и карликовым *S. primore* Bogoslovskaya et Popov, известными в нижней части ассельского яруса Южного Урала [12, 16], объединяются в группу наиболее широких светланокерасов. Их взрослые экземпляры морфологически близки к некоторым юным раковинам рода *Eoasianites*. Более узкой раковиной характеризуется вид *S. strigosum* (Ruzhencev), ранее известный только в ассельско-сакмарских отложениях Южного Урала [13]. Необычно уплощенной формой отличается наиболее молодой вид светланокерасов – *S. tenue* Bogoslovskaya, Leonova et Shkolin, встреченный только в сакмарском ярусе разреза Айдаралаш Южного Урала [16]. За пределами Южного Урала несомненные светланокерасы ранее были известны только в ассель-

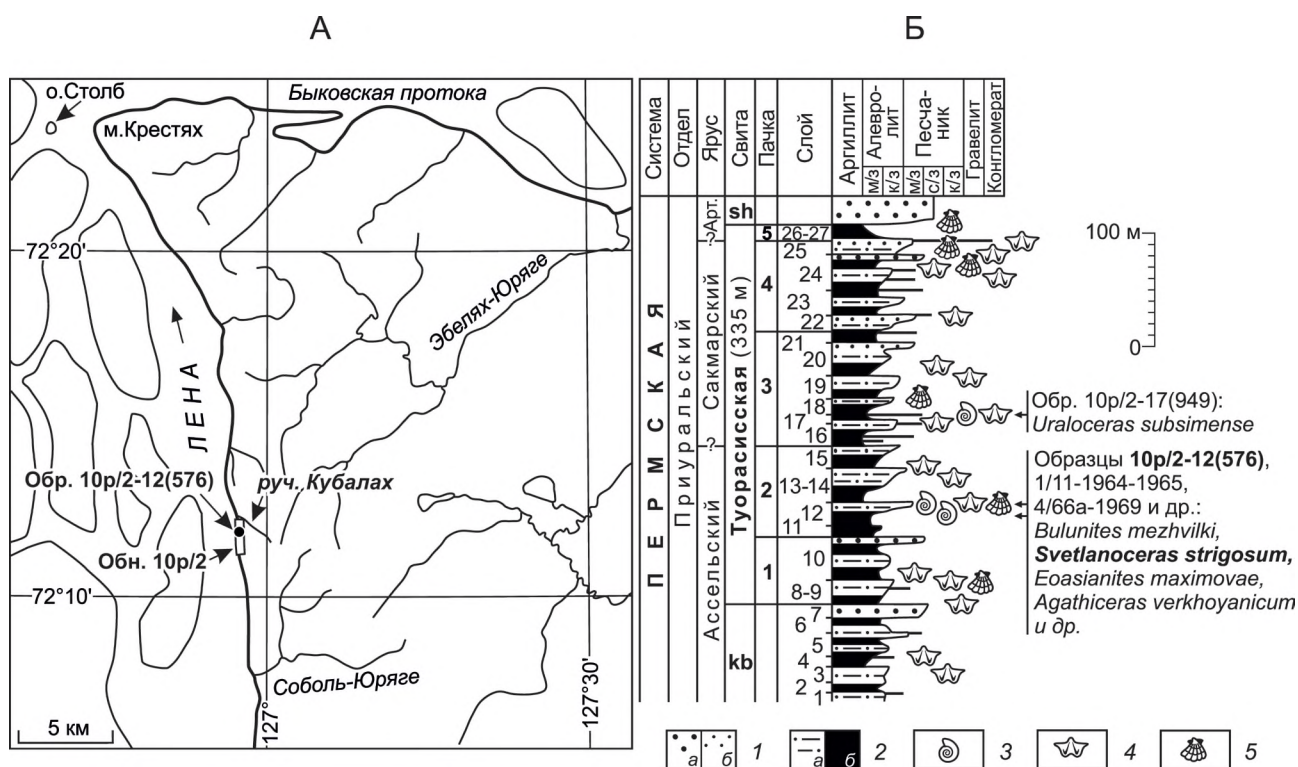


Рис. 1. Местонахождение гониатитов рода *Svetlanoceras* (А) и разрез нижней части перми, обр. 10р/2 (Б) в низовье р. Лена:

1 – песчаники: а – средне- и крупнозернистые, б – мелкозернистые; 2 – алевролиты: а – крупнозернистые, б – мелкозернистые; 3 – аммоноидеи; 4 – брахиоподы; 5 – двусторонки; свиты: kb – кубалахская, sh – сахаинская

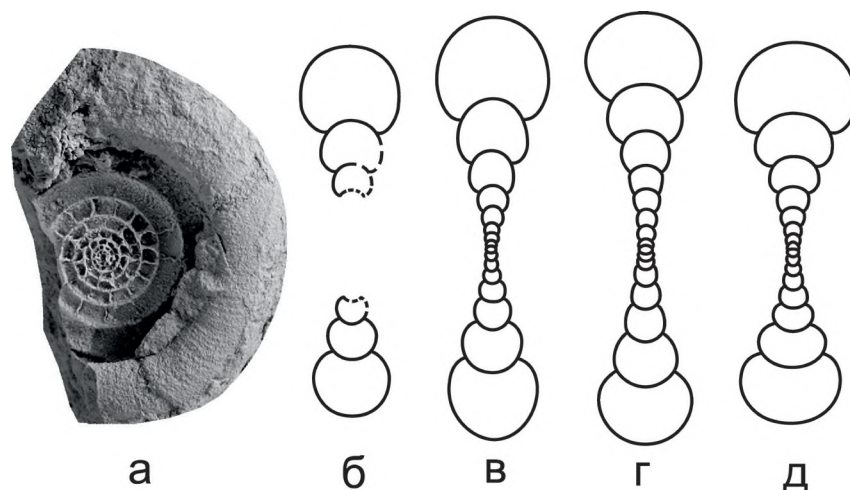


Рис. 2. *Svetlanoceras strigosum* (Ruzhencev) (а) и поперечные сечения *S. strigosum* (б, в), *S. notium* Ruzhencev (г) и *S. ser-pentinum* (Maximova) (д), все $\times 2,5$:

а, б – экз. № 175/80-2 (ИГАБМ СО РАН) при $D=14,2$ мм, Северное Верхоянье, Хараулахский хребет, низовье р. Лена, правый берег 800 м выше устья руч. Кубалах, разрез Кубалахский, обн. 10р/2, туорасисская свита, слой 12, 2 м ниже кровли слоя, нижняя пермь, ассельско-сакмарские отложения, вероятно, ассельский ярус, хорокытский горизонт, слои с *Bulunites mezhvilki*, сборы Р.В.Кутыгина, обр. 10р/2-12(576)–2010 г., координаты $72^{\circ}12'2''$ северной широты, $126^{\circ}57'30''$ восточной долготы; в – экз. 591/1883 (ПИН РАН) при $D=16,3$ мм, Южный Урал, р. Табантал, обн. 82, верхняя часть ассельского яруса, сборы В.Е.Руженцева, обр. 603; г – экз. № 3740/375 (ПИН РАН) при $D=16,5$ мм, Юго-Восточный Памир, левобережье р. Шор-Булак, базардаринская серия, ташкозлыкская свита, слой 2, ассельский ярус, сборы Т.А.Грунт и В.Ю.Дмитриева, обр. 147/2–1970 г.; д – экз. № 323/17 (ПИН РАН), при $D=14,6$ мм, Южный Урал, р. Юрюзань, ниже устья р. Усть-Канды, обн. 10, слой 60, нижняя часть ассельского яруса, сборы С.В.Максимовой, 1938 г.

ском ярусе Памира, откуда В.Е.Руженцев описал вид *S. notium* Ruzhencev [14], являющийся наиболее эволютным среди всех известных светланоцерасов. Этот вид является единственным представителем рода, обладавшим размерами раковин более 40–50 мм и содержащим во взрослом состоянии онтогенетическую стадию с очень широким трапециевидным поперечным сечением оборота. Отнесение западными коллегами отдельных видов раннепермских парагастриоцератид Северной Америки и Австралии к роду *Svetlanoceras* [17] остается дискуссионным и требует отдельного рассмотрения.

Нижнеленские светланоцерасы по ширине раковины несомненно относятся группе *S. strigosum*, представители которой при диаметрах раковин от 10 до 20 мм имеют отношение ширины оборота к диаметру раковины (W/D) от 0,26 до 0,30, тогда как группа *S. serpentinum* на этой же размерной стадии характеризуется $W/D > 0,3$ (0,32–0,38). У наиболее крупного хараулахского светланоцераса при размерах раковины от 10 до 14 мм, W/D изменяется от 0,254 до 0,275. Однако следует отметить, что по сравнению с типичными *S. strigosum*, у хараулахских светланоцерасов наклон поперечной скульптуры (пережимов и ребрышек) на боковой стороне несколько менее выражен.

Находка *Svetlanoceras strigosum* в Кубалахском разрезе подтверждает ранние представления о проникновении в хорокытское время южно-уральских

аммоноидей в Хараулахскую подзону [19]. Однако следы их расселения в Верхоянском бассейне в направлении Куранахской и Бараинской подзон Центрально-Верхоянской зоны до сих пор не установлены. Между Хараулахским и Центрально-Верхоянским субареалами выявлен лишь обмен эндемичными фаунами, к которым, прежде всего, относятся представители рода *Bulunites*.

Кроме несомненного биогеографического значения, рассматриваемая находка вызывает и стратиграфический интерес. Одной из наиболее сложных проблем стратиграфии пермской системы Северо-Востока Азии остается ярусное и подъярусное деление ассельско-сакмарских отложений, решение которой в регионе возможно лишь с помощью аммоноидей, поскольку представители других ортостратиграфических групп (конодонты и фузулиниды) здесь не обнаружены. В Колымо-Омолонском регионе достоверных находок ассельских аммоноидей до сих пор не известно. Хотя нельзя полностью исключать вариант ассельского возраста для установленного в Омолонском массиве наиболее древнего (кыринского) аммоноидного комплекса [8], содержащего эндемичные таксоны (род *Kolymoglyphyrites* с типовым видом и вид *Uraloceras margaritae*). Однако для более точного установления возраста этого специфического комплекса здесь нет четких коррелятивов ассельского яруса.

Значительно более обширные данные о таксономическом составе ассельско-сакмарских аммоноидей

Северо-Востока Азии имеются для Верхоянья, где установлен непрерывный ряд последовательных аммоидных комплексов и подкомплексов [5, 19]. К ассельскому ярусу в Западном Верхоянье условно можно отнести слои с *Prouddenites?* sp., выделенные в нижней части хорокытской свиты стратотипического разреза (р. Дьеленджа). Заведомо сакмарский возраст имеют слои с *Uraloceras subsimense*, содержащие представителей рода *Andrianovia*, который на Южном Урале характеризует исключительно сакмарский ярус. Возникает серьезный вопрос о возрасте слоев с *Bulunites mezhvilki*, залегающих между ассельским и заведомо сакмарским стратонами и содержащих аммоидей хорокытского комплекса. Этот аммоидный комплекс в разное время рассматривался как ассельско-сакмарский [1], ассельско-раннесакмарский [4, 18] и сугубо ассельский [6]. Учитывая, что выше хорокытского комплекса залегает мощная толща пород, охватывающая по меньшей мере верхнесакмарский подъярус, остается придерживаться только последних вариантов датировок. Вариант ассельско-раннесакмарского возраста, вероятно, является компромиссным и не вызывает серьезных нареканий. Однако его принятие делает невозможным установление в регионе границы ассельского и сакмарского ярусов. Ранее автором данной публикации высказывалось предположение об исключительно ассельском возрасте хорокытского комплекса, поскольку сакмарские таксоны аммоидей (*Andrianovia* и примитивные уралоцерасы группы *U. subsimense*) появляются в более высоком аркачанском комплексе, характеризующем основание эчийского горизонта (слои с *Uraloceras subsimense*). В этом случае граница ассельского и сакмарского ярусов совпала бы с границей хорокытского и эчийского горизонтов, являющейся палеонтологически одной из наиболее обоснованных в верхнем палеозое Верхоянья. Это предложение было принято в Региональной схеме пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона [11], однако, в дальнейшем у коллег не нашло понимания. В последнее время автор вернулся к компромиссному варианту ассельско-раннесакмарского возраста хорокытского аммоидного комплекса [7]. В связи с находкой светланоцерасов и уточнением таксономического состава хорокытского комплекса, возникла необходимость пересмотра возможного возраста хорокытских аммоидей и вмещающих их слоев. Вид-индекс обсуждаемых слоев (*Bulunites mezhvilki* Andrianov), несмотря на несомненно руководящую роль во внутрирегиональной корреляции, по причине эндемизма и дискуссионности морфогенетической принадлежности, не может выступать непосредственным индикатором ассельского яруса или сакмарского. Находки в хорокытской свите Западного Верхоянья эндемичных видов пролеканитов рассматриваемую проблему также не решают.

Разрез Кубалахский [10] в настоящее время является единственным, в котором возможно более точно определить возраст хорокытского комплекса, поскольку только в нем на хорокытском уровне известны южно-уральские элементы. Ранее из булунитовых слоев этого разреза В.Н. Андрианов описал очень крупную раковину *Juresanites maximovae* [1], отличающуюся от всех известных юрезанитов наиболее примитивной организацией лопастной линии. Род *Juresanites* возник в самом начале ассельского века, отделившись от каменноугольно-пермского рода *Eoasianites*. С юрезанитов началось развитие крупного семейства *Metalegoceratidae*, претерпевшего быстрое усложнение умбональной лопасти от слабо выраженной трехзубчатой до деления на три самостоятельные лопасти. Если признать то, что *J. maximovae* по форме умбональной лопасти примитивнее самого древнего вида юрезанитов (*J. primitivus* Maximova), то вмещающие отложения следует относить к основанию ассельского яруса или даже к верхам карбона. Однако нет уверенности в справедливости отнесения голотипа *J. maximovae* к роду *Juresanites*. Лопастная линия обсуждаемого вида, на взгляд автора публикации, полностью соответствует диагнозу рода *Eoasianites*. По форме раковины «*Juresanites*» *maximovae* также ближе к более эволютным эоэзианитам, чем к юрезанитам. Род *Eoasianites* является единственным представителем неоикоцератацей, который пережил каменноугольно-пермский рубеж [2]. Этот морфологически многообразный таксон интенсивно развивался в ассельском веке, к концу которого резко сократился и в раннесакмарском времени вымер. На рубеже карбона и перми именно эоэзианиты дали начало одним из крупнейших пермских аммоидных семейств – *Paragastrioceratidae* и *Metalegoceratidae*. В пермских отложениях находки эоэзианитов многочисленны в ассельском ярусе и единичны в нижней части сакмарского яруса. В связи с этим, обнаруженный В.Н. Андриановым в хорокытском горизонте низовья р. Лена экземпляр *Eoasianites maximovae* (Andrianov) свидетельствует скорее об ассельском возрасте вмещающих отложений, нежели о сакмарском. Вид *Svetlanoceras strigosum* имеет позднеассельско-раннесакмарский возраст. Ранее на Южном Урале были известны только два местонахождения этого вида: в верхней части ассельского яруса р. Табангал (138 экз.) и в нижней части сакмарского яруса р. Шолак-Сай (11 экз.) [13]. В.Е. Руженцевым были изображены только ассельские формы, а каких-либо сравнений между ассельской и сакмарской выборками в описании не приводилось. Еще два экземпляра *S. strigosum* указывались М.Ф. Богословской с коллегами [16] из сакмарского яруса разреза Айдаралаш, являющегося стратотипическим для ассельского яруса международной стратиграфической шкалы. Однако изображенный как *S. strigosum* экземпляр [16, figs. 6.15, 6.16], сравнительно с типичными представителями

этого вида, обладает более широкими оборотами и существенно более узким умбо. Это вызывает серьезные сомнения в справедливости отнесения сакмарских светланокерасов разреза Айдаралаш к виду *S. strigosum*. Из вышеизложенного, можно рассматривать вид *S. strigosum* преимущественно позднеассельским, а вмещающие этот вид в Кубалахском разрезе низовья р. Лена отложения относить к ассельскому ярусу, нежели к ассельско-нижнесакмарскому нерасчлененному интервалу, как считалось ранее.

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам Кабинета научной организации фондов ПИН РАН и М.С.Бойко за предоставленную возможность изучения типовых коллекций гониатитов рода *Svetlanoceras*. Работа выполнена по плану НИР ИГАБМ СО РАН и при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-00520, 14-05-00217, РФФИ-Восток 15-45-05024 и Программы Президиума РАН № 23 (Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1985.
2. Богословская М.Ф. Становление и развитие надсемейства Neoisocerataceae // Ископаемые головоногие моллюски. – М.: Наука, 1985. С. 59–69.
3. Богословская М.Ф., Попов А.В. Амmonoидеи на границе карбона и перми // Пограничные отложения карбона и перми Урала, Приуралья и Средней Азии (биостратиграфия и корреляция). – М.: Наука, 1986. С. 56–63.
4. Кутыгин Р.В. Ареалы распространения пермских комплексов амmonoидей Верхоянья // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 75–81.
5. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с амmonoидеями пермской системы Верхоянья // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 66–71.
6. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Проблема использования модернизированной ОСШ пермской системы в Верхоянье // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеонтология. Мат-лы всеросс. конф. – Казань: КГУ, 2007. С. 180–183.
7. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Проблема использования ОСШ пермской системы в Верхоянье // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. Всероссийское совещание / Сб. статей. – М.: ГИН РАН, 2013. С. 223–225.
8. Кутыгин Р.В., Ганелин В.Г. Пермские амmonoидеи Колымо-Омолонского региона. Кыринский комплекс // Палеонтологический журнал. 2011. № 3. С. 14–24.
9. Кутыгин Р.В., Ганелин В.Г. Пермские амmonoидеи Колымо-Омолонского региона. Огонёрский комплекс // Палеонтологический журнал. 2013. № 1. С. 3–10.
10. Макошин В.И., Кутыгин Р.В. Биостратиграфия и брахиоподы ассельско-сакмарских отложений Кубалахского разреза (низовья р. Лена) // Отечественная геология. 2014. № 4. С. 17–21.
11. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). – С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
12. Руженцев В.Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. I. Аммониты сакмарского яруса. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1951.
13. Руженцев В.Е. Биостратиграфия сакмарского яруса в Актюбинской области Казахской ССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1952.
14. Руженцев В.Е. Ассельские амmonoидеи на Памире // Палеонтологический журнал. 1978. № 1. С. 36–52.
15. Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. Намюрский этап в эволюции амmonoидей. Поздненамюрские амmonoидеи. – М.: Наука, 1978.
16. Bogoslovskaya M.F., Leonova T.B., Shkolin A.A. The Carboniferous–Permian boundary and ammonoids from the Aidaralash section, southern Urals // Journal of Paleontology. 1995. Vol. 69. № 2. Pp. 288–301.
17. Glenister Brian F., Baker Cathy, Furnish W.M., Thomas G.A. Additional Early Permian ammonoid cephalopods from Western Australia // Journal of Paleontology. 1990. Vol. 64. № 3. Pp. 392–399.
18. Klets A.G., Budnikov I.V., Kutygin R.V. et al. The Permian of the Verkhoyansk-Okhotsk region, NE Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Iss. 3–4. Pp. 258–268.
19. Kutygin R.V. Permian ammonoid associations of the Verkhoyansk Region, Northeast Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Iss. 3–4. Pp. 243–257.

Раннедевонские спирифериды (Brachiopoda) Северо-Востока Евразии и Северной Америки

В.В.БАРАНОВ, (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39), Р.Б.БЛОДЖЕТТ, (Consulting Geologist, 1221 Kingfisher Drive, Anchorage, Alaska 99502, USA)

Описаны новые таксоны спириферид (Brachiopoda) из нижнедевонских отложений Северо-Востока Евразии и Северной Америки: подсемейство *Calceolospiriferinae* subfam. nov. (семейство Ambocoeliidae) с типовым родом *Calceolospirifer*; Avdeeva et Baranov, 1995, род *Mariyaspiriferella* gen. nov. с типовым видом *M. sibirica* sp. nov., *Mariyaspiriferella sibirica sibirica* subsp. nov. и вид *Mariyaspiriferella impressio* (Perry, 1984).

Ключевые слова: брахиоподы, спирифериды, ранний девон, Северо-Восток Евразии, Северная Америка.

Баранов Валерий Васильевич, baranowvalera@yandex.ru

Блоджетт Роберт Брент, robertbbloodgett@gmail.com

Early Devonian spiriferids (Brachiopoda) of Northeast Eurasia and North America

V.V.BARANOV, R.B.BLODGETT

From the lower Devonian beds of Northeast Eurasia and North America described new taxa spiriferids (Brachiopoda): subfamily *Calceolospiriferinae* subfam. nov. (family Ambocoeliidae) with type genus *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov, 1995, genus *Mariyaspiriferella* gen. nov with species *M. sibirica* sp. nov., *Mariyaspiriferella sibirica sibirica* subsp. nov. and species *Mariyaspiriferella impressio* (Perry, 1984).

Key words: brachiopods, spiriferids, early Devonian, Northeast Eurasia, North America.

Спирифериды встречаются по всему разрезу нижнедевонских отложений Северо-Востока Евразии и Северной Америки (Аляска, Канада, Невада) и играют важную роль в датировке отложений, но изучены еще сравнительно слабо. В.А.Авдеевой и В.В.Барановым [1] из эмских отложений Северо-Востока Азии был описан род *Calceolospirifer*. По внешнему строению раковины и наличию спондилиума [1, 4] он наиболее близок к роду *Cyrtinoides* и, по-видимому, является его предком. Ю.А.Юдина и М.А.Ржонсницкая [7] при выделении рода *Cyrtinoides* не указали его положение в системе спириферид. А.Дж.Буко и Р.Б.Блоджетт [8] включили его в состав семейства Ambocoeliidae. Эту родственную группу родов авторы данной публикации объединили в подсемейство *Calceolospiriferinae* subfam. nov. в составе семейства Ambocoeliidae.

Род *Cyrtina* Davidson – один из долгоживущих родов замковых брахиопод. Его первые представители появились в начале раннего девона (*Cyrtina praecedens* Kozłowski), а последние известны из раннего карбона. В своем составе род насчитывает около ста видов. Вид «*Cyrtina praecedens*», описанный ранее из «лохковских» [2] (нижнепражских, в современном понимании [3]) отложений Северо-Востока Евразии, характеризуется наличием тонких игл на широких пластинах нарастания, что не характерно для типового вида рода *Cyrtina* (*C. heteroclita* Defrance). Наличие пластин нарастания и шлейфов, на поверхности которых расположены тонкие иглы, обнаружены также

у «*Cyrtina*» *impressio* Perry из эмских отложений Северо-Востока Евразии. А поскольку присутствие игольчатой микроскульптуры и шлейфов у спириферид имеет высокий таксономический ранг, авторы объединили эту группу сибирских и североамериканских видов циртинирид в новый род *Mariyaspiriferella* с типовым видом *M. sibirica* sp. nov. (=«*Cyrtina praecedens*») в публикациях [2, 5, 6]. В состав *Mariyaspiriferella* авторы также включили *Cyrtina* sp. [11, табл. I, фиг. 16–19] из нижнепражских отложений острова Хекета (юго-восточная Аляска), имеющего широкие пластины нарастания. Ареал рода *Mariyaspiriferella* показан на рис. 1.

Фотографии брахиопод выполнены сотрудником лаборатории стратиграфии и палеонтологии ИГАБМ СО РАН А.Г.Степановым. Коллекция брахиопод хранится в Геологическом музее Института геологии алмаза и благородных металлов (ГМ ИГАБМ) СО РАН, под № 198.

Подотряд Spiriferidina

Надсемейство Ambocoelioidea George, 1931

Семейство Ambocoeliidae George, 1931

Подсемейство *Calceolospiriferinae* Baranov et Bloodgett, subfam. nov.

Типовой род – *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov, 1995; нижний девон, эмский ярус Северо-Востока Азии.

Диагноз. Раковина маленькая, гладкая или со слабообразованными складками. Брюшная створка пирами-

дальняя, спинная – плоская или слабо выпуклая. Арея высокая апсаклиная или катаклиная. Дельтирий открытый. В брюшной створке наблюдается спондилюм. Могут присутствовать вентральная септа и тихоринум. Вещество раковины непористое.

Состав. Два рода: *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov, 1995 из нижнего девона Северо-Востока Евразии и *Cyrtinoides* Yudina et Rzhonsnitskaya, 1985 из среднего девона Евразии и Северной Америки.

Сравнение. Отличается от подсемейств *Ambo-coeliinae* George и *Rhynchospiriferinae* Paulus наличием спондилюма в брюшной створке.

Род *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov, 1995 (рис. 2, 1–2). *Calceolospirifer* [1, с. 35; 4, с. 69].

Типовой вид – *C. frequens* Avdeeva et Baranov, 1995; нижний девон, эмсский ярус, геремганджинский

горизонт, зона *patulus*, хр. Тас-Хаяхта, Северо-Востока Азии.

Диагноз. Раковина небольшая, хемипирамидальная, гладкая или со слабо развитыми складками на брюшной створке. Брюшная створка циртиноподобная с узкой продольной бороздкой, начинающейся от макушки. Спинная створка слабо выпуклая со срединным понижением в передней половине. Кардинальные углы округленные. Арея высокая апсаклиная или катаклиная. Дельтирий открытый. Вентральная септа и тихоринум отсутствуют. Зубные пластины образуют узкий спондилюм, прослеживающийся до 3/4 длины створки. Далее соединяясь, они прослеживаются до переднего края. В спинной створке присутствуют длинные круральные пластины и спиральные конусы брахидиума с малым числом оборотов (до 3) спиралей.

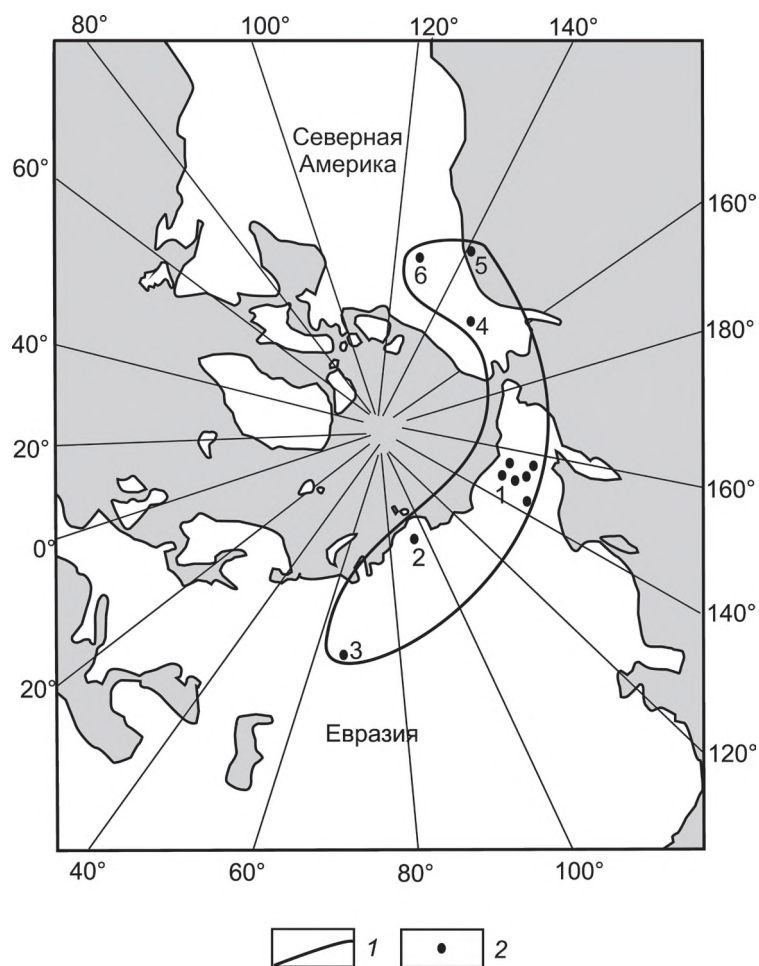


Рис. 1. Ареал рода *Mariyaspiriferella* gen. nov. в раннем девоне северного полушария (стереографическая полярная проекция):

1 – границы ареала; 2 – местонахождения: 1 – Северо-Восток Евразии, 2 – Таймыр, 3 – юго-восток Западно-Сибирской плиты, 4 – запад центральной Аляски, 5 – юго-восточная Аляска, 6 – район Макензи, Юкон, Канада

Вещество раковины непористое.

Состав рода. Типовой вид.

Сравнение. Отличается от рода *Cyrtinoides* Yudina et Rzonnickaja, 1985 отсутствием вентральной септы и тихоринума.

Подотряд Cyrtinidina

Надсемейство Cyrtinoidea Frederiks, 1911

Семейство Cyrtinidae Frederiks, 1911

Род *Mariyaspiriferella* Baranov et Blodgett, gen. nov.

Название рода дано в честь выдающегося стратиграфа и палеонтолога Марии Адольфовны Ржонсницкой.

Диагноз. Циртинида небольшие и среднего размера, складчатые, с широкими пластинами нарастания или шлейфами, на поверхности которых развиты тонкие иглы.

Сравнение. От всех известных представителей семейства Cyrtinidae отличается наличием широких пластин нарастания или шлейфов с тонкими иглами, расположенными на их поверхности.

Видовой состав. Три вида: *Mariyaspiriferella sibirica* sp. nov. из короткинського горизонта (ранний прагиен) Северо-Востока Евразии, урюмских и толбатовских слоев Таймыра, юго-востока Западно-Сибирской плиты, формация Сода Крик Известняк запада центральной Аляски и формация Делорм, район Макензи, Юкон, Канада; *M. impressio* [8] из формации Делорм, район Макензи, Юкон, Канада и николаевского горизонта (ранний эмс) Северо-Востока Евразии; *M. sp.* из нижнепражских отложений о. Хекета (юго-восточная Аляска).

***Mariyaspiriferella sibirica* Baranov et Blodgett sp. nov.**

***Mariyaspiriferella sibirica sibirica* Baranov et Blodgett, subsp. nov.** (см. рис. 2, 3–4)

Cyrtina praecedens [2, с. 102, табл. XV, фиг. 9–13]; *Cyrtina praecedens* [5, с. 101, табл. XI, фиг. 15]; *Cyrtina* sp. [5, с. 103, табл. XI, фиг. 10]; *Cyrtina praecedens* [6, с. 78, табл. IX, фиг. 5, 6].

Название вида *sibiricus* от Сибири.

Голотип – ГМ ИГАБМ, № 198/31, целая раковина; Селенняхский кряж, правобережье р. Талынджа, правый борт руч. Кривой, нижний девон, пражский ярус, короткинський горизонт.

Описание. Раковина небольшая (длина 4,8–8,0, ширина 7,9–12,2 и толщина 4,3–7,6 мм), округленно-пятиугольной формы с сулькатным передним краем. Наибольшие ширина и толщина расположены в задней половине раковины. Кардинальные углы округлены. Брюшная створка сильно выпуклая с наибольшей толщиной в задней части. Макушка слабо загнутая. Арея высокая, треугольная, слабоогнутая, от апсаклинной до катаклинной, с узким дельтирием. Дельтириальные пластины или соединяются, образуя дельтидиум, или разъединены. Форамен овальной формы или отсутствует. Глубокий синус начинается

от макушки и расширяется к переднему краю. Дно синуса U-образной формы. Язычок округлый или трапециевидный. Передняя комиссура парапликатная или антипликатная. Спинная створка слабовыпуклая с наибольшей толщиной посередине. Седло невысокое, плоское с продольной вдавленностью посередине или округлое с едва заметной продольной бороздкой. Макушка низкая, прямая. Арея треугольная, узкая, ортоклинная. С каждой стороны от синуса и седла расположено по пять–семь округлых складок. На поверхности створок видны отчетливые пластины нарастания с тонкими иглами. Наружная пористость представлена густой сетью тонких пор. В брюшной створке наблюдается спондилиум с тихоринумом, в спинной створке – пластинчатый замочный отросток (рис. 3).

Видовой состав. Два подвида: типовой и *M. sibirica clagueae* [10] из ?верхнелохковских отложений района Макензи, Юкон, Канада.

Сравнение и замечание. *Mariyaspiriferella sibirica* sp. nov. относился предыдущими исследователями к *Cyrtina praecedens* Kozłowski [2, 5, 6]. Однако, *M. sibirica* отличается от него [9, с. 52, табл. 12, фиг. 3, 4] отсутствием в синусе слабо развитых ребрышек, наибольшей шириной раковины, смещенной к заднему краю, бороздкой или продольной вдавленностью на седле и концентрическими пластинами нарастания с тонкими иглами, от *M. sibirica clagueae* [10, с. 127, табл. 43, фиг. 1–22] отличается только большим количеством боковых складок. Позднелохковский возраст *M. sibirica clagueae* требует уточнения. Не исключено, что его стратиграфическое распространение ограничено ранним прагиеном.

Распространение. Нижний девон, нижняя половина пражского яруса Северо-Востока Евразии, Таймыра и запада центральной Аляски.

Материал. 172 целые раковины найдены в следующих местонахождениях: хр. Сетте-Дабан, правобережье р. Восточная Хандыга, правый борт руч. Тихий, разрез Тихий, обр. 900(4) – 7 экз., обр. 900(11) – 4 экз., хр. Тас-Хаяхта, левый борт руч. Тека обр. 800(2) – 1 экз., левый борт р. Хобочало, обр. 231(5) – 4 экз., Селенняхский кряж, правобережье р. Талынджа (Сакинджа), правый борт ручья Вилка, обр. 291 – 51 экз., обр. 512 – 4 экз., правый борт руч. Кривой, разрез Кривой, обр. С–194 – 69 экз., обр. 284 – 29 экз., обр. 286(1) – 5 экз., левый борт руч. Гон, разрез Гон, обр. 260a – 1 экз., обр. 261a – 1 экз., левый борт руч. Прямой, обр. С–109 – 1 экз., хр. Улахан-Сис, правый приток руч. Крестовка, обр. 548 – 2 экз.; запад центральной Аляски, разрез Доллар-1, обр. 81RB3 – 2 экз.

***Mariyaspiriferella impressio* Perry, 1984** (см. рис. 2, 5–11)

Cyrtina spp. [10, с. 126, табл. 43, фиг. 31–33, 38]; *Cyrtina impression* [10, с. 127, табл. 42, фиг. 38–51].

Описание. Раковина маленькая (длина 6,1–9,0, ширина 8,2–10,1 и толщина 7,6–8,6 мм), округленно-

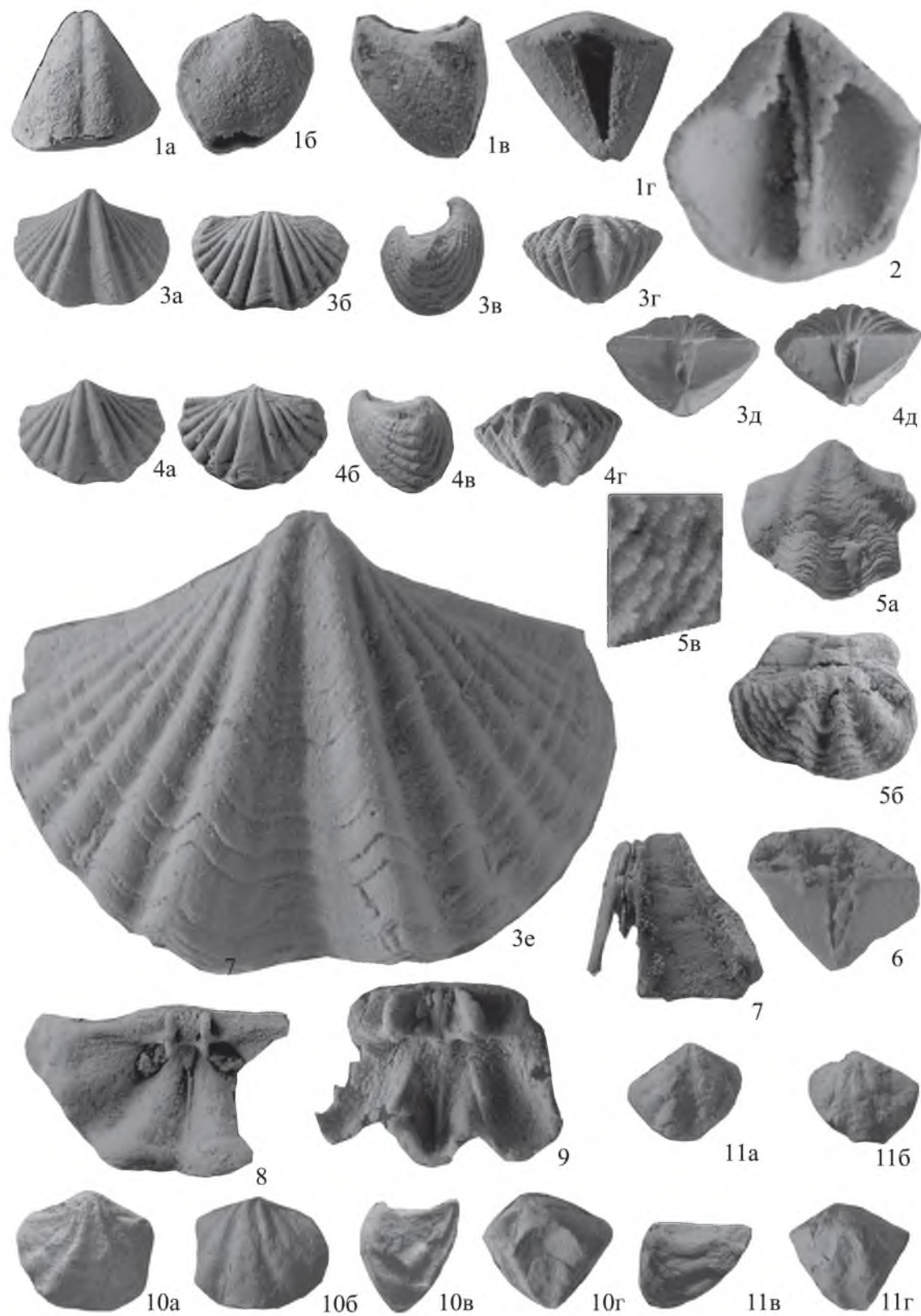


Рис. 2. Раннедевонские спирифериды Северо-Востока Евразии и Северной Америки:

1–2: *Calceolospirifer frequens* Avdeeva et Baranov: 1 – лектотип № 198/1 (×7): 1а – брюшная створка, 1б – спинная створка, 1в – вид сбоку, 1г – вид сзади, 2 – экз. № 198/2, внутреннее строение брюшной створки (×16), хр. Тас-Хаяхта, правый борт р. Датна–2, разрез Датна–II-2, обр. Т-66/3, эмский ярус, геремганджинский горизонт; 3–4: *Mariyaspiriferella sibirica sibirica* Baranov et Blodgett, subsp. nov.: 3 – голотип № 198/31 (×2,2): 3а – брюшная створка, 3б – спинная створка, 3в – вид сбоку, 3г – вид спереди, 3д – вид сзади, 3е – микроскульптура (×8,2), 4 – экз. № 198/32 (×2,5): 4а – брюшная створка, 4б – спинная створка, 4в – вид сзади, 4г – вид сбоку, 4д – вид спереди, Селенняхский кряж, правобережье р. Талынджа, руч. Кривой, разрез Кривой, обр. С-194, пражский ярус, короткинский горизонт; 5–11: *Mariyaspiriferella impressio* (Perry, 1984): 5 – экз. № 198/41 (×4): 5а – брюшная створка, 5б – спинная створка, 5в – микроскульптура (×10), 6 – вид сзади, экз. № 198/42 (×4), 7 – строение спондилиума, экз. № 198/43 (×6), 8 – внутреннее строение спинной створки, экз. № 198/44 (×6), Селенняхский кряж, правобережье р. Талынджа, руч. Кривой, разрез Кривой, обр. С-194, эмский ярус, николаевский горизонт, 9 – внутреннее строение спинной створки, экз. № 198/44 (×12), правый борт р. Колыма, разрез Известковый карьер-II, обр. К-7, эмский ярус, николаевский горизонт, 10 – экз. № 198/45 (×2): 10а – брюшная створка, 10б – спинная створка, 10в – вид сбоку, 10г – вид спереди, 11 – экз. № 198/46 (×2): 11а – брюшная створка, 11б – спинная створка, 11в – вид сбоку, 11г – вид спереди, хр. Сетте-Дабан, правобережье р. Восточная Хандыга, левый борт руч. Тихий, разрез Тихий, обр. 900(22), эмский ярус, николаевский горизонт

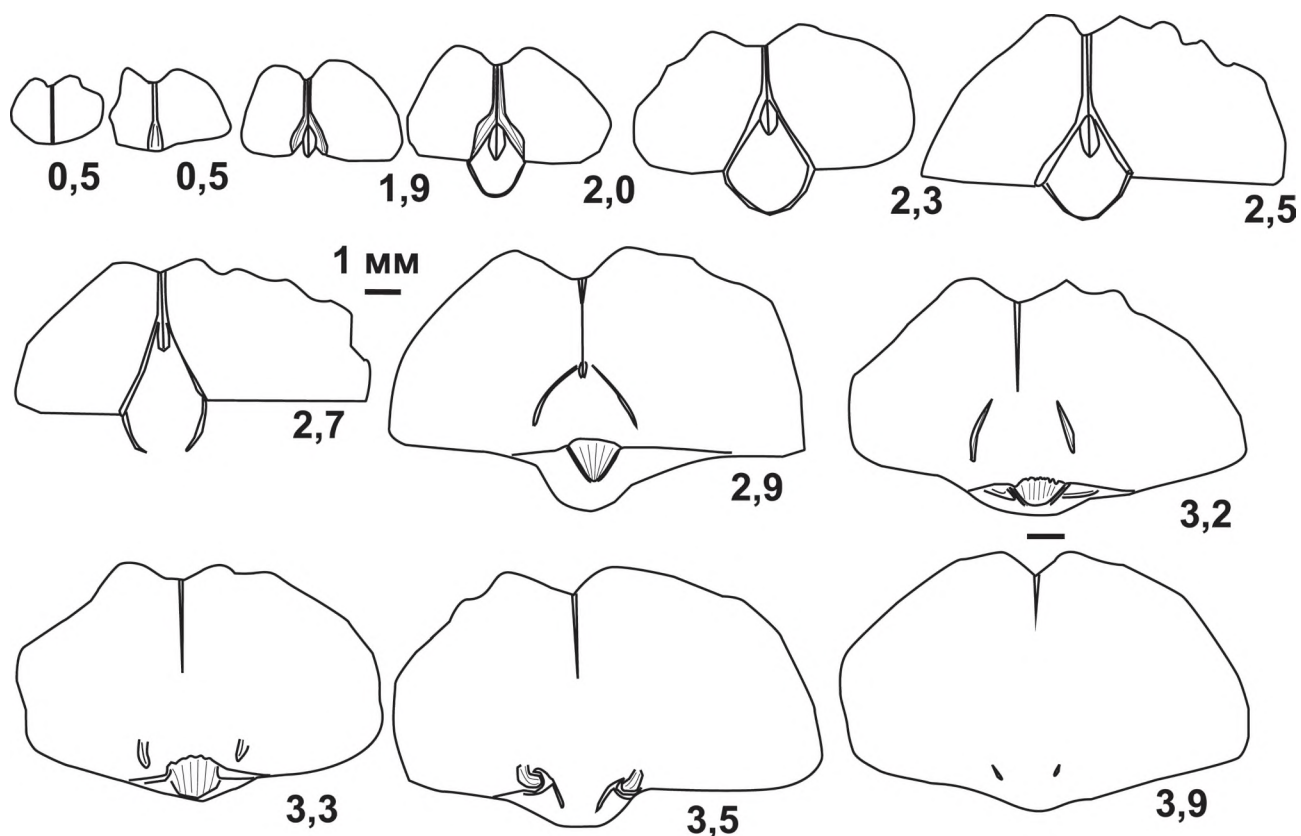


Рис. 3. Последовательные поперечные сечения раковины *Mariyaspiriferella sibirica sibirica*, subsp. nov.:

экз. № 198/33, Селенняхский кряж, правобережье р. Талынджа, руч. Кривой, разрез Кривой, обр. С-194, пражский ярус, короткинский горизонт, нижнесагырская подсвета; размеры оригинала в мм: длина – 9,2, ширина – 11,8, толщина – 7,2; цифрами указано расстояние от макушки

пятиугольной формы с сулькатным передним краем. Наибольшие ширина и толщина расположены в задней половине раковины. Кардинальные углы слабо округлены. Брюшная створка сильно выпуклая с наибольшей толщиной в задней части. Макушка слабо загнута. Арея высокая, треугольная, слабовогнутая, от апсаклинной до катаклинной, с узким дельтирием. Дельтириальные пластины соединяются и образуют дельтидиум. Овальный форамен пронизывает его в средней части. Глубокий синус начинается от макушки и расширяется к переднему краю. Дно синуса U-образной формы. Язычок округлый. Спинная створка слабовыпуклая с наибольшей толщиной посередине. Седло невысокое, округлое. Макушка низкая, прямая. Арея треугольная, узкая, вогнутая, ортоклинная. С каждой стороны от синуса и седла расположено по одной округлой складке. От поверхности створок отходят короткие шлейфы, на поверхности которых расположены тонкие иглы. В брюшной створке наблюдается спондилиум с тихоринумом, а в спинной створке – пластинчатый замочный отросток и септальный валик, который прослеживается до переднего края. У колымских раковин (см. рис. 2, 9) внутри спинной створки наблюдаются боковые септы.

Сравнение и замечание. Азиатские *M. impressio* по внешней форме и внутреннему строению раковины не отличаются от северо-американских представителей вида [10]. *M. impressio* отличается от *M. sibirica* меньшим количеством боковых складок, округлым седлом и наличием коротких шлейфов. Описываемый вид очень сходен по форме раковины и характеру ребристости с *Cyrtina kazi* Havlíček, который встречается в эмском ярусе в Западной Европе, Сибири и Монголии, но отсутствие данных о характере его микроскульптуры не позволяет пока отождествить эти виды.

Распространение. Нижний девон, нижняя половина эмского яруса Северо-Востока Евразии и Северной Америки (район Макензи, Юкон, Канада).

Материал. 4 целые раковины, 3 фрагмента раковины и 4 спинные створки найдены в следующих местонахождениях: хр. Сетте-Дабан, правобережье р. Восточная Хандыга, руч. Тихий, разрез Тихий, обр. 900(22) – 3 экз., обр. 900(23) – 1 экз., Селенняхский кряж, пра-

вобережье р. Талынджа, правый борт руч. Гон, разрез Гон, обр. СЛ-102 – 3 экз., Юкагирское плоскогорье, правый борт р. Колыма, разрез Известковый карьер, обр. К-7/1 – 1 экз., обр. К-8/6 – 3 экз.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 13-05-00520 и РФФИ-Восток № 15-45-05024 и Программы Российской академии наук № 21.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеева В.И., Баранов В.В. Новые девонские спирифериды северо-востока Азии // Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: изд-во ЯГУ, 1995. С. 34–42.
2. Алексеева Р.Е. Брахиоподы и стратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1967.
3. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). – Якутск: ЯФ издательства СО РАН, 2001.
4. Баранов В.В., Альховик Т.С. Девонские циртиноидеи (Brachiopoda) Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 1. С. 69–75.
5. Кульков Н.П., Перегудов Л.Г. Тип Brachiopoda // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1990. С. 70–104.
6. Модзалевская Т.Л., Черкесова С.В. Описание брахиопод // Стратиграфия и фауна Тарейского опорного разреза (Таймыр). – С-Пб: Недра, 1994. С. 38–90.
7. Юдина Ю.А., Ржонсницкая М.А. Брахиоподы афонинского горизонта среднего девона западного склона Урала // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. – М.: Наука, 1985. С. 74–83.
8. Boucot A.J., Blodgett R.B. Russian devonian brachiopod genera Cyrtinoides and Komiella in North America // J. Paleontology. 1993. Vol. 67. № 6. Pp. 952–958.
9. Nikiforova O.J., Modzalevskaya T.L. and Basset M.G. Review of the Upper Silurian and Lower Devonian Articulate Brachiopods of Podolia // Spec. Papers in Paleontology. 1985. № 34. Pp. 66.
10. Perry D.G. Brachiopoda and Biostratigraphy of the Silurian – Devonian Delorme Formation in the District of Mackenzie, the Yukon // Roy. Ont. Mus. Live Set. Publ. 1984. № 138. Pp. 243.
11. Savage N.M. A reassessment of the age of some Paleozoic brachiopods from southeastern Alaska // J. Paleontol. 1981. Vol. 55. № 2. Pp. 353–359.

О характере границы нижней–средней юры в зоне сочленения Сибирская платформа–Верхоянский складчато-надвиговый пояс

В.С.ГРИНЕНКО, В.Г.КНЯЗЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39), В.П.ДЕВЯТОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья» (СНИИГГиМС); 630091, г. Новосибирск, Красный проспект, д. 67), О.А.КУЗНЕЦОВА (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Комплексное изучение стратиграфической полноты, генезиса, анализ мощности юрских стратонов позволили выявить и проследить в естественных обнажениях и в разрезах глубоких скважин особенности строения и условия формирования пограничных горизонтов ниже- и среднеюрских свит. Этот рубеж в Предверхоянском краевом прогибе часто отражен региональным несогласием, связанным с усилением тектонической активности в позднем плинсбахе–тоаре зоны сочленения Сибирская платформа–Верхоянский складчато-надвиговый пояс. Крупнейшая в юре раннетоарская трансгрессия сопровождалась обширной инверсией свода Якутского погребенного поднятия и сопряженной с ним на востоке Томпонской глыбы, формированием вулканитов плинсбах–ааленской кобюминской свиты. В зоне сочленения платформы и складчато-надвигового пояса реконструируется относительно крутой палеосклон, где накопление маркирующего раннетоарского глинистого горизонта было фрагментарным.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Верхоянский складчато-надвиговый пояс, граница нижней–средней юры, тектоническая активность, трансгрессия, несогласие.

Гриненко Виталий Семенович, grinenkovs@diamond.ysn.ru

Князев Валерий Георгиевич, knyazev@diamond.ysn.ru

Деватов Владимир Павлович, dvp@sniiggims.ru

Кузнецова Ольга Алексеевна, olgam3177@mail.ru

On the character of the Lower-Middle Jurassic boundary in the zone of junction of the Siberian platform and the Verkhoyansk fold-and-thrust belt

V.S.GRINENKO, V.G.KNYAZEV, V.P.DEVYATOV, O.A.KUZNETSOVA

Combined studies of the stratigraphic section, genesis and thickness of Jurassic strata made it possible to define and to trace in natural exposures and in profiles of deep oil and gas wells the structure and formative conditions of bordering horizons of the Lower and Middle Jurassic Suites. Within the Priverkhoyansk foredeep, the Lower–Middle Jurassic boundary is expressed as a regional unconformity related to the growing tectonic activity in the zone of junction of the Siberian platform and the Verkhoyansk fold-and-thrust belt in Late Pliensbachian–Toarcian time. The Early Toarcian transgression, the largest in the Jurassic, was accompanied by extensive inversion of the arch of the Yakut buried uplift and the conjugate Tompo block to the east, as well as the formation of volcanites of the Pliensbachian–Aalenian Kobuyuma Suite. A steep paleoscarp is reconstructed in the zone of junction of the Siberian platform and the Verkhoyansk fold-and-thrust belt, where the key Early Toarcian clayey horizon is only locally present.

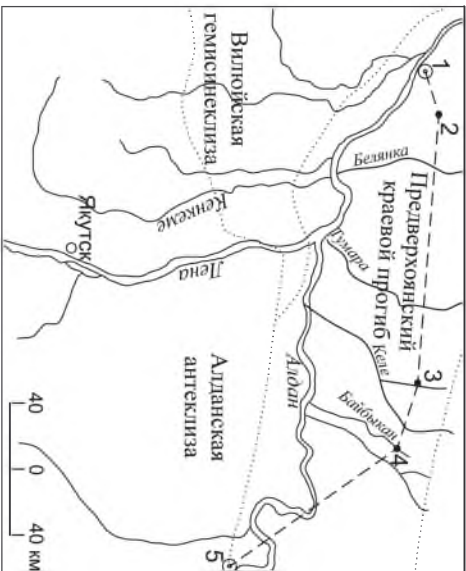
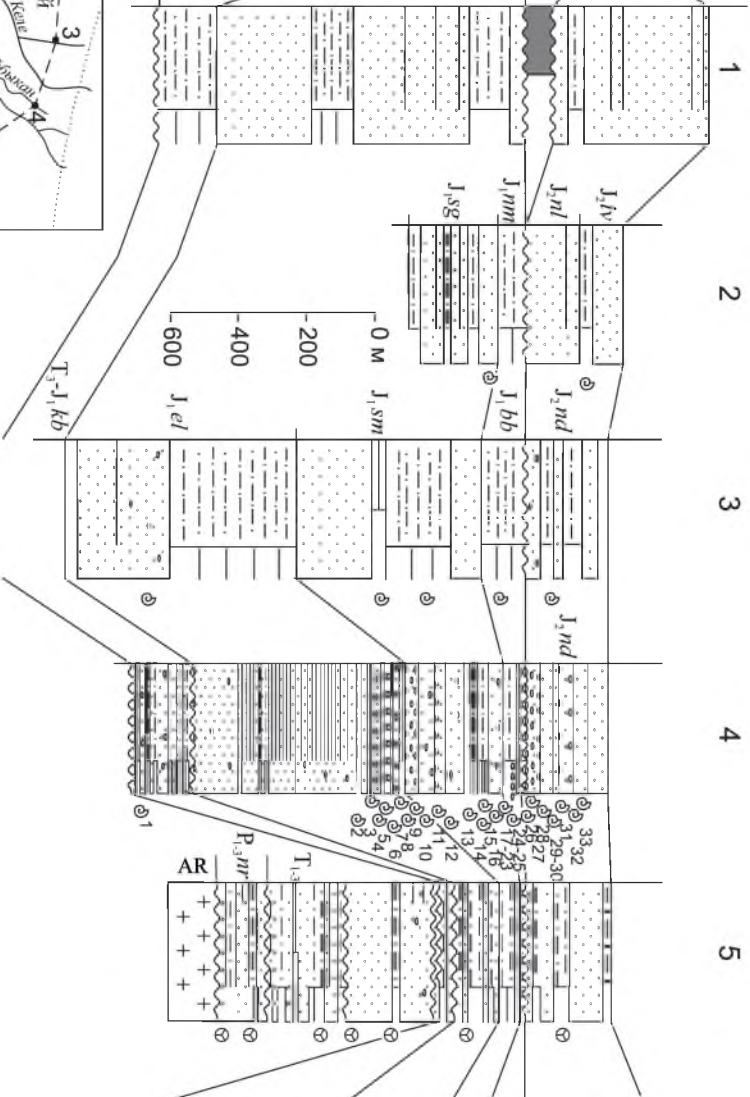
Key words: Siberian platform, Verkhoyansk fold-and-thrust belt, Lower–Middle Jurassic boundary, tectonic activity, unconformity.

На протяжении многих десятилетий мезозойские отложения, развитые в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса, являются объектом детального изучения в связи с поисками и разведкой различных полезных ископаемых. Статья посвящена строению пограничных горизонтов нижней и средней юры, характер которых в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса дискутируется не одно десятилетие. Основная проблема, как и прежде, заключается в обосновании возраста регионального флюидо-

упора и маркирующего горизонта востока Сибирской платформы – сунтарской свиты и ее аналогов в Верхоянском складчато-надвиговом поясе [10, 13 и др.]. Граница нижней и средней юры в разных районах устанавливается или внутри, или близ границ сунтарской свиты, или по ее отсутствию (стратиграфическому перерыву).

В прошлом веке [11] были установлены естественные этапы развития юрских осадочных бассейнов Сибири и северо-востока Азии: геттанг-раннеплинсбахский, позднеплинсбахский, тоар-ааленский, аален-байос-

Система	Отдел	Ярус	Свита, толща	Индекс
ЮРСКАЯ	Средний	Аален-баг	Октахан-ская	$J_2 ok$
	Тоар	Сунтар-ская		$J_2 sm$
	Плинсбах	Долгай-ская		$J_1 dl$
ЮРСКАЯ	Нижний	Геттанг-синемюр	Усть-вилой-ская	$J_1 uv$
	Верхний	Рэт	Кыбыт-тыгас-ская	$T_3-J_1 kb$
ТРИАСОВАЯ				



Система	Отдел	Ярус	Свита, толща	Индекс
ЮРСКАЯ	Средний	Аален-баг	Нагел-ная	$J_1 nd$
	Тоар	Сунтар-ская		$J_1 sm$
	Плинсбах	Долгай-ская		$J_1 dl$
ЮРСКАЯ	Нижний	Геттанг-синемюр	Усть-вилой-ская	$J_1 uv$
	Верхний	Рэт	Кыбыт-тыгас-ская	$T_3-J_1 kb$
ТРИАСОВАЯ				

Местоположение скважин и разрезов, корреляция изученного интервала и характер границы нижней–средней юры в широтной (Алданской) ветви Предверхооянского краевого прогиба:

1 – аргиллиты тонкоотмученные; алевролиты: 2 – мелкозернистые, 3 – крупнозернистые, 4 – песчаники; 5 – немасштабные прослои или закономерное чередование слоёв; 6 – кристаллический фундамент; 7 – включения отдельных галек; 8 – фаунистические находки; 9 – спорово-пыльцевые комплексы; 10 – несогласные границы; 11 – местоположение глубоких скважин (1 – Сангарской Р-4, забой 3300 м; 5 – Ивановской 1, забой 3625 м); 12 – местоположение обнажений (2 – р. Чечума; 3 – руч. Тенкиче; 4 – р. Байбыкан); 13 – границы надпорядковых структур; свиты: Р₁₋₃^{nr} – нёрская (разрез 5), Р₁^{sg} – сугуланская, Р₁^{nl} – намыкытская, Р₁^{nt} – нолькочанская, Р₂^{iv} – иванчанская (разрез 2); авторские по работам [4, 7, 15] находки безпозвоночных на р. Байбыкан (разрез 4): 1 – *Cardinia* sp., 2 – *Harpax* sp., 3–6 – *Harpax* ex gr. *spinosus* (Sow.), 7 – *Pleuromya liasica* Kosch., *Tancredia* sp. ind., 8 – *Meleagrinea pichelincevae* Polub., 9 – *Harpax laevigatus* (Orb.), 10–11 – *Velata viligaensis* Tuchk., 12 – *Harpax laevigatus* (Orb.), 13 – *Harpax* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *Pleuromya* sp., 14 – *Harpax laevigatus* (Orb.), 15 – *Velata viligaensis* Tuchk., 16 – *Tancredia* sp. indet., *Pleuromya liasica* Kosch., 17 – *Aguirella* aff. *kedonensis* Polub., *Pleuromya striatula* Ag., 18–23 – *Harpax terquemi* Desl., *H.* sp. ind., *Amaltheus margaritatus* Montf., *Homomya* sp., *Harpax* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *Pleuromya liasica* Kosch., 24 – *Harpax terquemi* Desl., *Radulonecites hayami* Polub., *Homomya* sp., 25 – *Hastites* sp., 26–27 – *Arctotis lenaensis* Lah., 28 – *Arctotis sublaevis* (Bodul.), *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.), 29–30 – *Arctotis sublaevis* (Bodul.), *Retroceramus* sp. indet., 31 – *Arctotis sublaevis* (Bodul.), *Homomya obskondita* Kosch., 32 – *Arctotis sublaevis* (Bodul.), *Retroceramus* sp. ind., 33 – *Arctotis sublaevis* (Bodul.), *Homomya obskondita* Kosch., *Pleuromya subpolaris* Kosch

ский, байос-батский, бат-оксфордский. Каждый из этих этапов начинался крупным трансгрессивным и заканчивался регрессивным периодами заполнения аккумулятивных впадин. Самыми крупными в Северном Полушарии по площади развития и амплитуде повышения уровня морей были раннетоарская и волжская трансгрессии, являющиеся инициальными частями циклов высокого ранга: триас-плинсбахского, тоарско-позднеюрского и волжско-мелового. Адекватность строения юрской толщи выражена в закономерном появлении на разрезах квазисинхронных пачек (свит, подсвит) существенно глинистого состава, отвечающих времени повышения уровня сибирских морей и нивелировке сообществ биоты на больших территориях, что позволяет рассматривать их в качестве каркаса стратиграфического расчленения [21, 22]. В нижней и средней юре выявлены пять маркирующих горизонтов: раннегеттангский, позднеплинсбахский, раннетоарский, раннеааленский, байосский. Раннетоарская трансгрессия, отраженная в Сибири иланской, тогурской, китербютской, сунтарской свитами и позднее выделенными их аналогами, является единственным реперным горизонтом, который прослежен от Западной Сибири до Северо-Востока Азии и далеко за их пределами [8].

Длительное время дискуссионным оставался вопрос о наличии тоарских отложений в центральной части Вилульской синеклизы, прилегающей части Предверхооянского краевого прогиба и Верхооянского складчато-надвигового пояса. Наличие обоих подъярусов тоарского яруса на восточном обрамлении Сибирской платформы было доказано новыми находками и переопределением аммонитов [17]. Последовавший соответствующий пересмотр возраста комплексов фораминифер В.В.Сапьяником подтвердил квазисинхронность сунтарской свиты на всей территории Вилульской синеклизы и прилегающей части Предверхооянского краевого прогиба [20]. С точки зрения палеогеографии юрского и более раннего времени возраст сунтарских глин в настоящее время рассматривается от раннетоарского (на восточном склоне платформы), до тоарско-раннеааленского (в погруженной ее части), что вполне укладывается в рамки основного закона стратиграфии – возрастной миграции граничных поверхностей геологических тел. Из-за постепенного уменьшения мощности тоарских слоев с запада на восток и значительного объема в сунтарской свите глинистого аалена, Ю.Л.Сластеновым [19] было предложено новое наименование этой толщи – биллэхская свита.

Нижняя и средняя юра преимущественно морского генезиса широко развита на востоке России. В Вилульской гемисинеклизе и Предверхооянском краевом прогибе она представлена сероцветной терригенной толщей пород различной мощности – от первых десятков до первых сотен метров. На западе Вилульской

гемисинеклизы юра подстилается различными горизонтами палеозоя и раннего мезозоя. На востоке, в зоне сочленения с Алданской антеклизой, она залегает на кристаллическом фундаменте (Якутское погребенное поднятие) или на карбонатных и терригенных осадочных образованиях палеозоя и мезозоя субширотной (Алданской) ветви Предверхоянского краевого прогиба. На западе северной (Ленской) ветви Предверхоянского краевого прогиба юра залегает на терригенно-карбонатных образованиях нижнего палеозоя, а восточнее – уже на терригенных триасовых отложениях. Залегание на разновозрастных породах и площадное распространение контуров юры свидетельствует о наличии на изученной территории гемисинеклизы и краевого прогиба расчлененного палеорельефа, и о начале формирования на этой поверхности юрской толщи.

Сунтарская свита на Сибирской платформе присутствует даже в условиях редукции всех нижних горизонтов юрской системы. На основной части рассматриваемой территории она залегает согласно на верхнеплинских морских образованиях и согласно перекрывается среднеюрскими отложениями.

Одной из проблем границы нижней и средней юры является отсутствие глинистых возрастных аналогов сунтарской свиты в широтной (Алданской) ветви Предверхоянского краевого прогиба (см. рисунок). Установлен стратиграфический перерыв и фрагментарное развитие сунтарских глин в обрамлении Якутского погребенного поднятия. Вполне вероятно, что в результате инверсии его свода и смежной Томпонской глыбы, а также общего падения уровня сибирских морей в конце ранней юры, в ходе восходящих движений в складчатом обрамлении платформы, тоарские отложения на восточном крыле Алданской ветви Предверхоянского прогиба были размыты. Предполагается также появление в это время системы островов (Дулгалахский конседиментационный палеоуступ) и формирование плинских-ааленских вулканитов кобюминской свиты [3]. Таким образом, граница нижней–средней юры формировалась в палеобассейне на фоне доминирующего режима Арктического супербассейна (талласократический фактор) и проявленных элементов режима Тихоокеанского супербассейна (геократический фактор) [4].

С другой стороны, зона отсутствия и фрагментарного развития сунтарских глин приурочена к склоноводельтовым позднеплинским фациям системы вилюйских дельт [9]. Повышенный уклон дна бассейна в этом районе, в условиях сейсмических толчков сопровождающих инверсию, способствовал оползанию тонкоотмученных водонасыщенных глинистых илов одновременно с их накоплением или позже в связи с отсутствием у обводненных глин угла естественного откоса. Подобное обстоятельство усугублялось дефицитом глинистого тоарского тер-

ригенного материала в рассматриваемой зоне. Поэтому местами осадки тоара или вовсе отсутствуют, или представлены пропластками ракушников, сложенных преимущественно рострами белемнитов, часто с фосфатными желваками, формировавшимися в зоне апвеллинга.

На р. Байбыкан (правый приток р. Алдан) установлено отсутствие в разрезе юры тоарского яруса [1], при этом, граница между нижней и средней юрой была проведена внутри шестиметрового пласта песчаников и по характеру проявления в разрезе являлась скрытой. В подстилающей толще были определены двустворки нижней, в перекрывающей – средней юры. Учитывался и найденный ранее там же В.Н. Андриановым (1952) позднеплинских *Amaltheus margaritatus* Montf. Позднее, в анализ типов разрезов юры Вилюйской гемисинеклизы и Предверхоянского краевого прогиба Т.И. Кирина с соавторами [14] не включила этот результат. Таким образом, в неучтенном «аномальном» разрезе нижней юры во внутренней зоне краевого прогиба (восточная прибортовая складчатая зона) и характерном для всей его Алданской ветви, не была учтена плинских-тоарская инверсия свода Якутского погребенного поднятия и восходящих движений в пределах сопряженной с ним Томпонской глыбы.

Эта инверсия, проявившаяся на границе нижней и средней юры, повлекла существенные изменения конфигурации ложа и глубины морского палеобассейна. Она отображает в летописи пограничных нижне-среднеюрских слоев Якутского погребенного поднятия и Томпонской глыбы эпизод тектонической активности субрегионального масштаба (данлапская фаза, по работе [3]). Формирование тоар-ааленских глинистых фаций шло избирательно, чаще с их выклиниванием, нередко и с размывом уже на юго-западном борту Алданской ветви Предверхоянского краевого прогиба (см. рисунок), а затем и в юго-восточной зоне прогиба, что во многом определяло «неясный», «скрытый» или «тектонический» характер этой границы в разрезах у предшественников.

На р. Байбыкан, над установленной авторами кровлей плинских с *Harpax terquemi* Desl. присутствует базальный конгломерат с обломками и целыми рострами *Hastites* sp. ааленского возраста (см. рисунок, разрез 4). Среднеюрские отложения с *Arctotis lenaensis* Lah. начинаются с глинистых, песчано-глинистых и глинисто-песчаных фаций морского генезиса. Они нередко содержат маломощные до 1–2 м прослои (1–2) известковистых песчаников, под которыми, на р. Кучу (бассейн р. Ундюлонг) встречены нижеааленские *Pseudolioceras maclintocki* (Haughton) [4–5, 15].

Сунтарская (под наименованием аппайской) свита прослежена в районе пос. Охотский Перевоз (бассейн р. Алдан) [3, 20]. В Алданской ветви прогиба (междуречье Чечума–Томпо) сунтарская свита и ее аналоги отсутствуют (см. рисунок, разрезы 2–4)

[1, 2]. Наледная свита с белемнитами *Hastites* sp., а также с двустворками *Arctotis lenaensis* Lah., *Arctotis sublaevis* (Bodyl.), *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.), *Retroceramus* sp. ind. и др. залегает на верхнем плинсбахе с аммонитами *Amaltheus margaritatus* Montf. и двустворками *Harpax terquemi* Desl., *Harpax* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *H.* sp. indet. [6–7, 16, 18].

К северу от Китчанского поднятия, на р. Лемписке, тоар с резкой неровной трансгрессивной границей залегает на плинсбахе. Относимый к тоару глинистый прослой переполнен фосфоритовыми желваковыми стяжениями с хаотичными скоплениями ростров белемнитов, имеет мощность 12–15 см. В осыпи аргиллитовых слоев, но уже на р. Кюндюдей, севернее р. Лемписке, обнаружен раннетоарский аммонит рода *Dactylioceras* [5].

В меридиональной ветви Предверхоянского краевого прогиба ситуация с границей нижней и средней юры не менее занимательная. На всем склоне Сибирской платформы по аммонитам и сопутствующей фауне установлен постепенный переход тоарских отложений в ааленские. Для внутреннего крыла смежного прогиба стратиграфические схемы иллюстрируют отсутствие тоарского яруса [12]. Это обстоятельство можно трактовать двояко: или тоарские палеонтологические остатки не были обнаружены по причине постепенного сокращения его мощности на восток, как и на юге, или глинистые тоарские отложения не могли накапливаться на относительно крутом склоне Сибирской платформы. Последнее обстоятельство подтверждается резким выклиниванием в этой зоне по восстанию верхнеплинсбахских песчаников от Верхоянского складчато-надвигового пояса к кратону [9].

Таким образом, отсутствие и фрагментарное развитие глинистого маркирующего тоарского яруса и характер границы нижнего и среднего отделов юрской системы в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхоянского складчато-надвигового пояса обусловлен сочетанием данлапской фазы тектогенеза, падением уровня сибирских морей в конце ранней юры и наличием древнего, относительно крутого палеосклона Сибирской платформы на стыке («зона сочленения») рассматриваемых структур, где накопление глинистых илов было не устойчивым.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН на 2014–2016 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеева В.И., Сластенов Ю.Л. О распространении аргиллитовой пачки верхнего лейаса в Вилюйской синеклизе и Предверхоянском прогибе // Геологическое строение, перспективы нефтегазоносности ЯАССР и направлении дальнейших работ на нефть и газ. – Якутск, 1972. С. 138–142.
2. Алексеев М.И., Баташанова Л.В., Сластенов Ю.Л. Новые данные о геологическом строении Алданской ветви Приверхоянского прогиба // Тектономагматические и металлогенические проблемы геологии Якутии. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 1987. С. 48–56.
3. Гриненко В.С. История формирования верхнетриасовых–юрских отложений Восточно–Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление) / Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 2010.
4. Гриненко В.С., Князев В.Г. Лаптевский подкомплекс (T_3r_2 – J_3v) верхоянского терригенного комплекса // Наука и образование. 2012. № 4 (68). С. 13–18.
5. Гриненко В.С., Князев В.Г. Первая находка нижне-ааленского аммонита на западном склоне Верхоянского хребта // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: Изд-во Якутского государственного ун-та, 1992. С. 74–78.
6. Гриненко В.С., Князев В.Г., Горячева А.А., Михайлова Т.Е. Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений северо-востока Алданской антеклизы (восток Сибирской платформы) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. V Всерос. совещание: научные материалы. – Екатеринбург: ООО «Издательский дом «Изд-ва НаукаСервис», 2013. С. 50–52.
7. Гриненко В.С., Князев В.Г., Девятков В.П. и др. Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых–юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Т. 1. – Новосибирск: ИНГ СО РАН, 2011. С. 65–70.
8. Девятков В.П. Битуминозные глины нижнего тоара Сибирской платформы // Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1987. С. 116–124.
9. Девятков В.П. Стратиграфия и палеогеография нефтегазоносных нижне-, среднеюрских отложений Сибири / Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – Томск, 2000.
10. Девятков В.П., Князев В.Г. Условия образования сунтарской свиты на западе Вилюйской синеклизы // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. Сборник научных статей. – Якутск: Изд-во Якутского государственного ун-та, 1992. С. 65–74.
11. Девятков В.П., Князев В.Г., Сапьяник В.В. Реперные горизонты в нижней и средней юре Сибири / Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск: СНИИГГИМС, 1988. С. 53–60.
12. Зинченко В.Н., Кирина Т.И., Ретин Ю.С. Юрские отложения правобережья Лены (Жиганский район) // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Сборник научных трудов. – Новосибирск: изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 56–69.
13. Кирина Т.И. О пограничных слоях нижней и средней юры в Вилюйской синеклизе и прилегающей части Приверхоянского прогиба // Труды ВНИГРИ. – Л., 1976. Вып. 388. С. 42–71.
14. Кирина Т.И., Месежников М.С., Ретин Ю.С. О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 70–85.
15. Князев В.Г., Гриненко В.С., Девятков В.П. и др. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 73–80.

16. *Князев В.Г., Девятков В.П., Киссельман Э.Н.* и др. Основные разрезы морской юры Виллюйской гемисинеклизы // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1983. С. 53–73.
17. *Князев В.Г., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н.* Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991.
18. *Князев В.Г., Киссельман Э.Н., Девятков В.П., Шурыгин Б.Н.* О стратиграфическом объеме тюнгской свиты (юра Виллюйской гемисинеклизы) // Стратиграфия и палеогеография Сибири. – Новосибирск, 1986. С. 49–56.
19. *Сластенов Ю.Л., Гома А.Н., Урзов А.С.* Стратиграфия юрских отложений Западного Приверхояня // Советская геология. 1986. № 6. С. 53–62.
20. *Сластенов Ю.Л., Гриненко В.С., Петров В.Б., Сапьяник В.В.* Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений Лено-Алданского междуречья // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 139–142.
21. *Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятков В.П.* и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. – Новосибирск: СО РАН, Филиал «ГЕО», 2000.
22. *Шурыгин Б.Л., Девятков В.П., Захаров В.А.* и др. Стратиграфия восточной Сибири (состояние изученности, основные проблемы и способы их решения) // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). 2001. № 1. С. 112–139.

Стадии надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской орогенной области

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН); 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

Предложена схема образования складчато-надвиговых структур в три стадии в течение одного надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской области.

Ключевые слова: складки, надвиги, складчато-надвиговые структуры, этап и стадии деформаций, Верхояно-Колымская орогенная область.

Третьяков Феликс Филаретович, tretyakov_ff@mail.ru

The stages of thrust stage of the Late Mesozoic deformation Verkhoyansk-Kolyma orogenic region

F.F.TRETYAKOV

The scheme of the formation of fold-thrust structures in three stages during one thrust stage of the Late Mesozoic deformation Verkhoyansk-Kolyma orogenic region are proposed.

Key words: Folds, thrust faults, fold-and-thrust structures, stages of deformation, Verkhoyansk-Kolyma orogenic region.

Главные тектонические элементы Верхояно-Колымской орогенной области (ВКОО) созданы в конце позднеюрского–начале мелового времени в процессе столкновения Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского континента [12]. В течение этого времени формирование тектонических структур региона происходило в два основных этапа деформаций: первый – раннеколлизийный надвиговой и второй – позднеколлизийный сдвиговой. Важнейшим из них является первый надвиговой этап, разрывные и складчатые нарушения которого определяют строение всех тектонических элементов ВКОО. Поздние сдвиговые дислокации – главным образом разломы, осложняют ранние складчато-надвиговые структуры.

Летальные описания и систематизация надвиговых структур Верхояно-Колымской орогенной области известны еще из ранних публикаций [1, 4]. Однако значительные успехи в области исследования надвигов, складчато-надвиговых структур и применяемых методик их изучения были достигнуты в прошлом столетии наряду со становлением современной концепции тектоники литосферных плит [5, 17, 19]. Проведенные на этой основе структурные специальные исследования территории ВКОО позволили выявить сходство ее строения с другими складчато-надвиговыми регионами мира [9, 10]. Здесь были установлены зоны и пояса развития крупных надвигов, сопровождаемых образованием чешуй, дуплексов, рампов, систем взбросо-складок, а путем построения сбалансированных разрезов

определены направления и величина горизонтальных перемещений надвиговых и покровных пластин [2, 7–10, 16].

Дальнейшее изучение складчато-надвиговых дислокаций показало, что эти структуры образуются последовательно – от малых до крупных форм, находятся в закономерных взаимоотношениях между собой и характеризуются наложением друг на друга. Так, на малые ранние послонные складчато-надвиговые структуры наложены крупные складки, которые в свою очередь разбиты более поздними надвигами. По традиционной методике изучения наложенных структур такой ряд обычно разделяется на три разновозрастных этапа. Однако основные структуры этих трех этапов деформаций однотипные – надвиговые (складчато-надвиговые), и все они формировались в едином региональном надвиговом поле тектонических напряжений без его существенной перестройки. На этом основании вместо трех разновозрастных этапов надвиговых деформаций выделяется один надвиговой этап, включающий в себя три стадии надвиговых деформаций [14, 15].

Подобные условия образования тектонических структур, в две стадии одного крупного тектонического события, явление распространенное. Они известны еще с раннего периода изучения наложенных деформаций Альпийского пояса, которые формировались в течение одного относительно короткого времени и в результате действия неизменных сил и движений [6].

Предлагаемая автором схема стадийности форми-

рования складчато-надвиговых структур Верхояно-Колымской орогенной области приводится ниже. Она построена на морфокинематическом, структурном анализе однотипных тектонических структур и установлена в разных зонах Верхоянского складчатого пояса, а также во внешних аллохтонных (Тас-Хаяхтахском, Селенняхском) и внутренних автохтонных (Омулевском, Приколымском, Алазейском) блоках Колымо-Омолонского супертеррейна.

Эта схема наряду со схемой стадийности образования складок и положением о последовательном развитии деформаций от низших структурных уровней геологической среды к высшим [11] дополняет представления о закономерностях возникновения тектонических структур в орогенных областях. Показывает, что складчато-надвиговые структуры рассматриваемого региона от ранней к поздней стадии развивались постепенно, с вовлечением в тектонические дислокации сначала отдельного слоя, затем группы, пачки слоев и, наконец, всего осадочного чехла.

В обозначениях этапа – D_1 , стадий – D_1^1 , а также складок и разрывов – F_1^1 : номер нижнего индекса – этап, номер верхнего – стадия деформации. Характеристики стадий: «складчато-надвиговая», «складчатая» и «надвиговая» указывают на формирование ведущих структурных форм в течение каждой из них.

Структуры первой складчато-надвиговой стадии D_1^1 надвигового этапа деформаций D_1 формируются с началом регионального латерального сжатия, зарожд-

дением и действием межслоевых срывов и пологих надвигов на уровне слоя или группы смежных слоев еще в горизонтально залегающей осадочной толще. Элементы структурного парагенеза D_1^1 характеризуются главным образом малыми размерами, но значительным разнообразием форм послойных складчатых и разрывных структур F_1^1 , а также их сочетанием. Они рассеяны по разрезу и формируются на разных горизонтах осадочных пород, где возникают послойные деформации и критические напряжения латерального сжатия, превышающие пределы упругости и прочности.

Основные формы складчато-надвиговых структур F_1^1 , представлены главным образом складками срыва, рамповыми (рис. 1, А), взбросо-складками и дуплексами [18, 19]. Кроме того, к ним следует добавить послойные складки «пор-ур», а также изоклинные простого и более сложного строения (см. рис. 1, Б).

Довольно широко распространены малые послойные рамповые складки F_1^1 , которые возникают в висячем боку ступенчатого надвига, соединяющего срывы в подошве и кровле компетентного слоя (рис. 2, А). При деформации ряда смежных слоев образуются сочетания рамповых складок с дуплексами (см. рис. 2, Б).

Складки «пор-ур» F_1^1 образуются в тонко-расслоенных осадочных породах, деформируя группу слоев, ограниченную подошвенным и кровельным срывами (см. рис. 2, В). Дисгармоничное внутреннее строение складки «пор-ур» выражено изменением

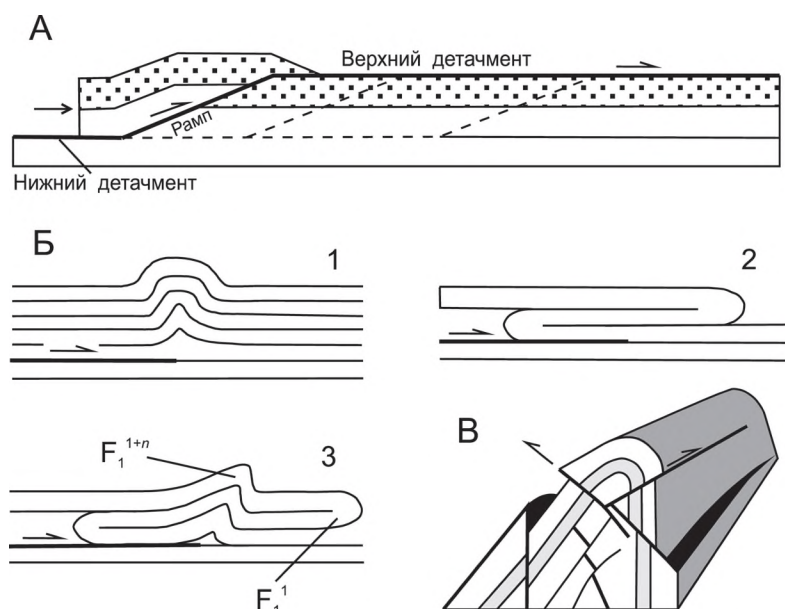


Рис. 1. Типы складчато-надвиговых структур:

А – модель формирования рамповой складки [19]; Б – складки послойного срыва (дополнение к работе [20]): 1 – складка «пор-ур», 2 – лежащая изоклиальная, 3 – складка F_1^{1+n} , наложенная на изоклиальную F_1^1 ; В – надвиги, наложенные на раннюю складку [3]

снизу вверх характера деформаций слоев. В основании, непосредственно над подошвенным срывом, происходит хрупкое дробление слоев. Выше они сменяются пластическими деформациями с образованием сжатых складок с узкими замками, которые еще выше по разрезу постепенно уступают место коробчатым, брахиформным формам дислокаций, затухающим с приближением к плоскости кровельного срыва.

Структуры высокой степени пластических деформаций – послойные лежащие изоклиналильные складки срыва F_1^1 образуют одинарные складки (см. рис. 2, Г) или их пакеты, ограниченные сверху и снизу послойными надвигами. Опрокинутые крылья таких складок иногда редуцированы или срезаны плоскостями подошвенного срыва. Следует подчеркнуть, что в предлагаемой схеме изоклиналильные послойные складки F_1^1 находят конкретное место и время образования, именно в рамках первой складчато-надвиговой стадии D_1^1 раннего этапа D_1 надвиговых тектонических деформаций, а не к некоему раннему этапу тектонических деформаций.

Кроме того, изоклиналильные складки F_1^1 после сво-

его образования, в процессе продолжения действия послойного срыва, могут подвергаться изгибу, смятию в складки F_1^{1+n} , где n – индекс наложенной складки первой стадии деформации (см. рис. 1, Б-З). То есть наложенные структуры могут формироваться уже в течение первой стадии деформации D_1^1 . Некоторые структуры F_1^{1+n} ранее относились автором к наложенным складкам другого более позднего этапа деформаций. Например, см. рис. 4 в работе [13]. Следовательно, вопрос установления конкретных причин и механизмов повторных (наложенных) деформаций изоклиналильных складок F_1^1 при проведении структурного анализа требует внимательного изучения.

Структуры второй складчатой стадии D_1^2 надвигового этапа деформаций D_1 , связаны с формированием главной складчатости рассматриваемого региона, по мере нарастания усилий регионального горизонтального сжатия и вовлечения в пластические деформации все больших масс осадочных пород и, наконец, всего осадочного чехла. Складки F_1^2 – это все складки шириной первые десятки, сотни метров,

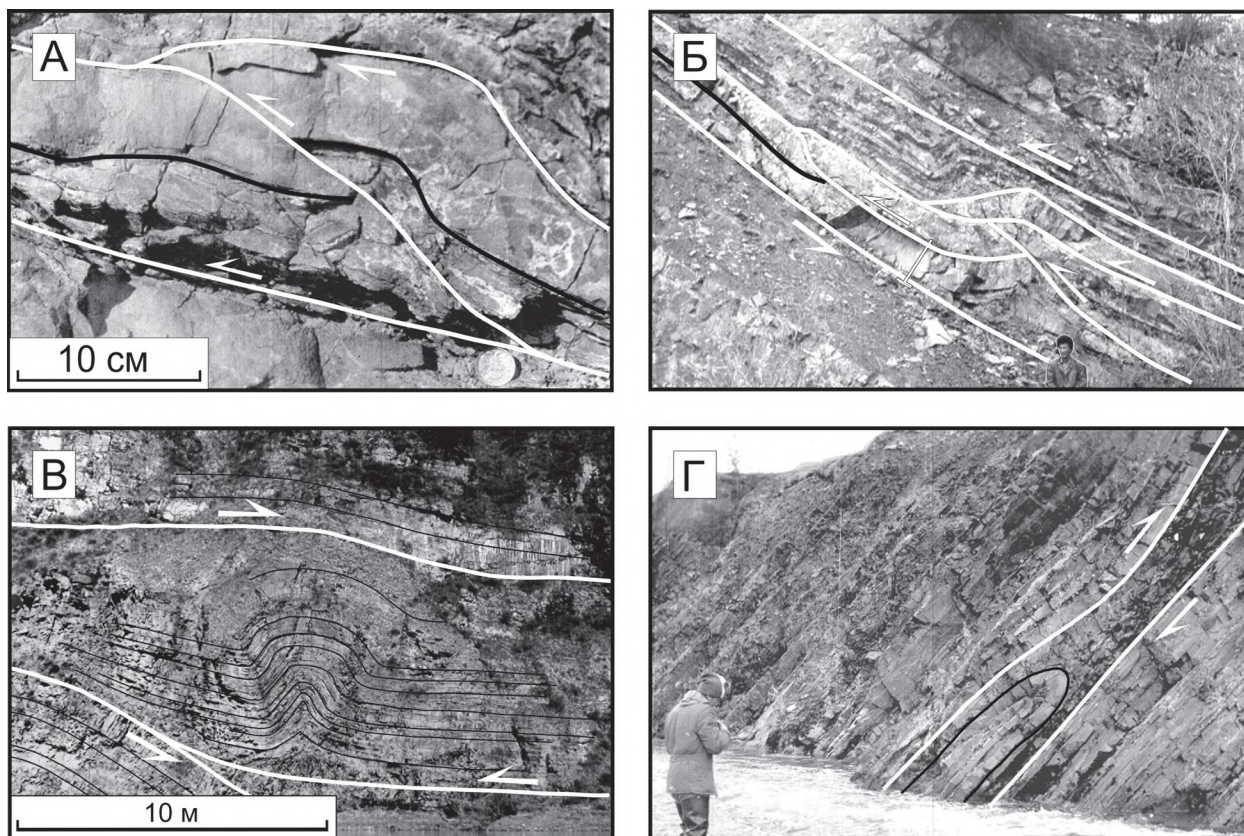


Рис. 2. Складки послойного срыва F_1^1 : рамповые (А, Б), «пор-уп» (В) и лежащая изоклиналильная (Г):

А – средний девон (Селенняхский блок, р. Омчикандя); Б – средняя юра (Полоусный синклиниорий, руч. Хатынган); В – верхний триас (Эльгинская зона, р. Индигирка); Г – нижняя юра (Туостяхская зона, р. Сетакчан)

километры и более, с которыми нередко ассоциируют крупные надвиги разных форм. Кроме того, в состав структур D_1^2 входят слепые надвиги и складки поперечного изгиба, созданные в результате действия вдвиговой тектоники [2, 5].

По отношению к малым послойным структурам F_1^1 складчатые структуры F_1^2 являются наложенными. Механизм наложения заключается в том, что в эту стадию субгоризонтально залегающие осадочные толщи, содержащие на разных горизонтах множество послойных структур F_1^1 , сминаются в крупные, региональные складки. В результате первоначальные ориентировка и положение малых структур F_1^1 в пространстве изменяются, и они случайно оказываются в разных частях складок F_1^2 . Признаки такого наложения хорошо видны в виде необычного, дискордантного положения послойных складок волочения и надвигов F_1^1 в крыльях крупных складок F_1^2 . У этих ранних, отмерших послойных структур F_1^1 вергентность и смещение висячих блоков направлены

не вверх, а вниз по падению слоев и характеризуются они как пассивные, «ныряющие» надвиги (рис. 3, А и Б) и складки волочения (см. рис. 3, В).

Взаимоотношение структур всех стадий надвигового этапа можно видеть и в пределах одного обнажения. Например, в северной части Южно-Верхоянского синклиория (р. Сеторым) нижнетриасовые осадочные отложения слагают крупную рамповую антиклиналь F_1^2 шириной более 120 м, рассеченную надвигом третьей стадии F_1^3 . Множество малых послойных надвигов, дуплексов и рамповых складок F_1^1 , расположенных на разных горизонтах разреза и частях антиклинали F_1^2 (рис. 4, А) позволяют предположить, что они были сформированы в еще горизонтально залегавших осадочных отложениях. Поскольку положение малых дислокаций F_1^1 в структуре рамповой антиклинали F_1^2 не согласуется с условиями возникновения последней, как складки продольного изгиба в целом, так и ее элементов в частности.

Так, в зоне изгиба присводовой части этой

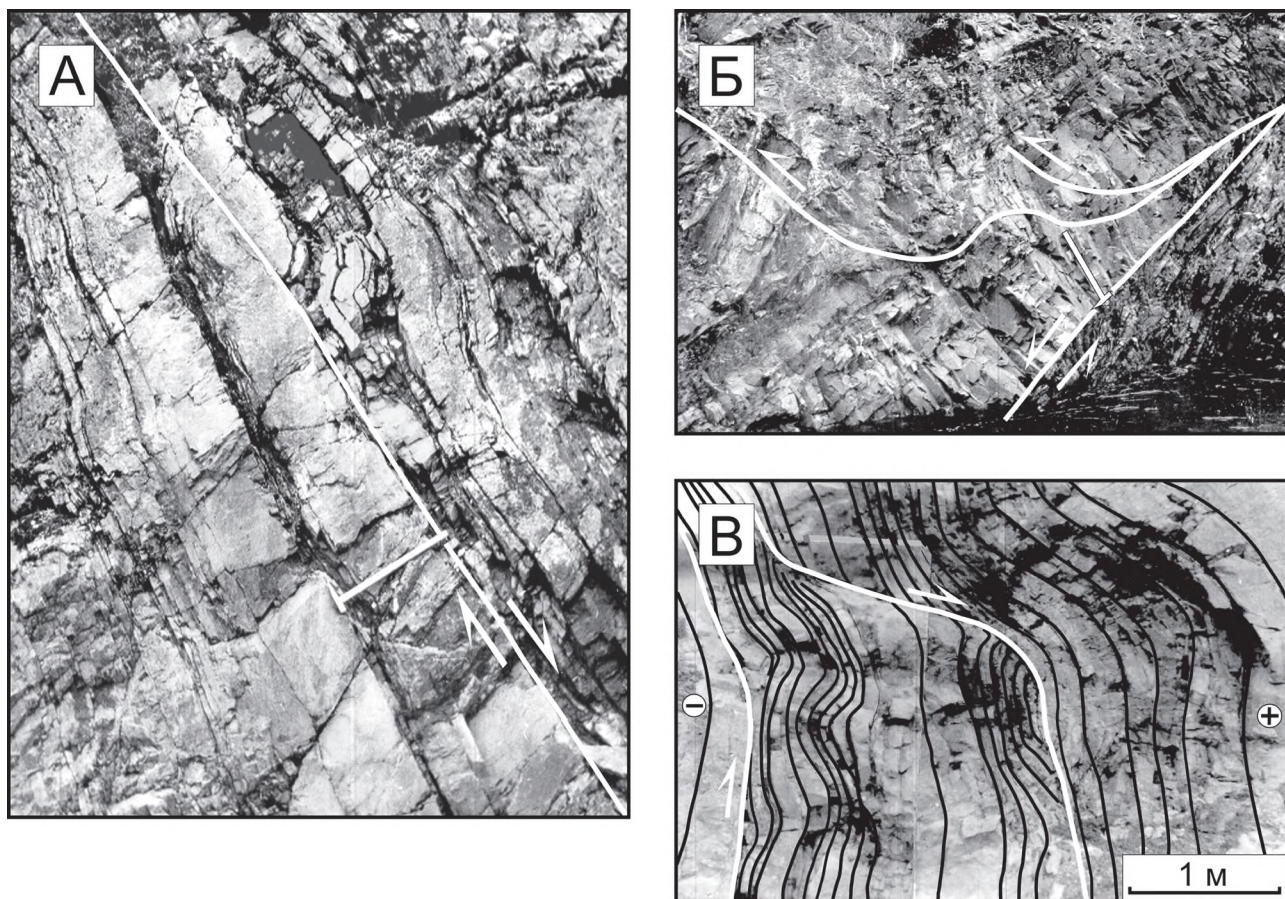


Рис. 3. «Ныряющие» (вниз по падению слоев) надвиги (А, Б) и складки волочения (В) F_1^1 в крыльях картируемых складок F_1^2 :

А – средний ордовик (Селенняхский блок, руч. Унга); Б – средняя юра (Полоусный синклиорий, руч. Хатынган); В – нижний силур (Селенняхский блок, р. Сибижан); в кружках: «+» – кровля, «-» – подошва слоев

антиклинали F_1^2 , где обычно действует зона локального растяжения, располагается слой песчаника, подверженный латеральному сжатию, разбитый серией надвигов с образованием дуплекса с тыловым падением чешуй и встречным им надвигом (см. рис. 4, Б). Восточнее или выше по разрезу размещается послойная надвиговая структура F_1^1 , соответствующая типичной модели зарождения дуплекса (см. рисунки 4, В и 1, А). Этот пример хорошо иллюстрирует прогрессирующее формирование серии пологих надвигов, расчленяющих пласт песчаника на линзы-чешуи, с надвиганием их друг на друга, созданием дуплекса и рамповой складки. При этом в верхнем слое над структурой дуплексов, согласно модели вдвиговой тектоники [5], формируются складки поперечного изгиба (см. рис. 4, Б и В). Здесь же рядом (см. рис. 4, Г), в крутом крыле антиклинали F_1^2 устанавливается малый послойный надвиг F_1^1 , направленный вниз по падению слоистости и интерпретируемый соответственно как отмерший, «ныряющий» слепой надвиг F_1^1 .

Структуры третьей надвиговой стадии D_1^3 также выявляются в соотношении с пликативами F_1^2 , а конкретно их нарушением. Это хорошо показано на модели М.В.Гзовского (см. рис.1, В), где складка, образована в надвиговом поле напряжений, позже в этом же поле напряжений при достижении осадочных

слоев складки предела прочности данная структура разрушается надвигами и взбросами. Таким образом, наиболее распространенной формой тектонических структур этой стадии являются разрывные деформации – надвиги F_1^3 , секущие крутонаклонные крылья картируемых или заметных складок F_1^2 . Размеры этих финальных разрывных структур F_1^3 надвигового этапа деформаций D_1 самые различные – от зеркал до крупноамплитудных разломов и покровов. Покажем это на примере Чекуровской антиклинали F_1^2 – одного из крупных элементов Туора-Сисской зоны Северного Верхоянья [4].

На изученном автором участке на левобережье р. Лена (против устья р. Укта) юго-западное крыло Чекуровской антиклинали F_1^2 , сложенное стоящими на головах осадочными отложениями среднего рифея–кембрия, нарушено крупным одноименным надвигом F_1^3 (рис. 5, А). Кроме того, осадочные породы в крыльях этого разлома, на всем их протяжении, разбиты множеством мелкоамплитудных надвигов F_1^3 , секущих крутую слоистость. Морфология их весьма разнообразна. Зеркала и трещины скалывания надвигов F_1^3 часто имеют ровные плоскости. Нередки также надвиговые полосы из кулис трещин отрыва или их комбинации с трещинами скалывания. Крупные и мелкие динамопары надвигов F_1^3 (см. рис. 5, Б)

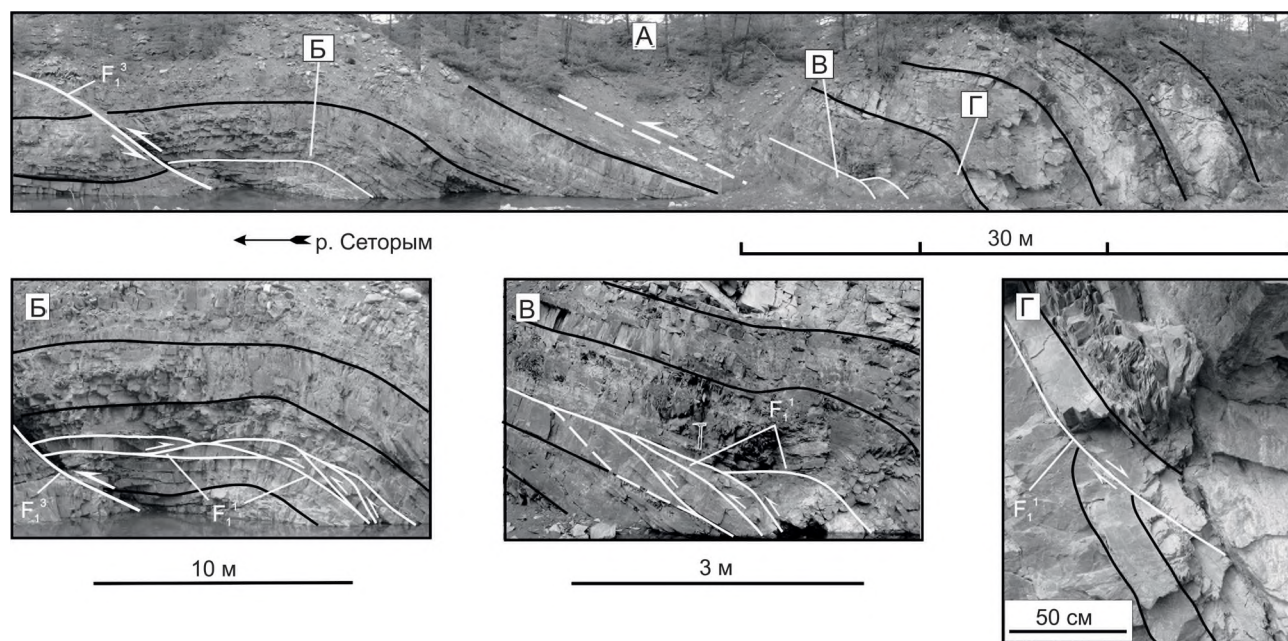


Рис. 4. Взаимоотношения структур первой D_1^1 , второй D_1^2 и третьей D_1^3 стадий надвиговых деформаций в нижнетриасовых отложениях Южно-Верхоянского синклинория (р. Сеторым):

А – общий вид восточной половины крупной рамповой антиклинали F_1^2 с надвигом F_1^3 ; послойные структуры F_1^1 : Б – дуплекс и встречный надвиг, В – надвиги, дуплекс и рамповая складка, Г – «ныряющий» (вниз по падению слоев) надвиг

позволяют определить характер позднемезозойского поля напряжений и направление субгоризонтального сжатия.

Особый интерес вызывает характер разрывных деформаций в пестроцветных отложениях верхнего рифея, крутонаклонные слои которых нарезаны поперек серий сближенных разрывов на множество длинных узких пластин, смещенных относительно друг друга в одном (запад-юго-запад) направлении. Хотя большинство разрывов относятся к взбросо-сдвигам [4], автор предполагает, что они, изначально, до их трансформации во взбросо-сдвиги, представляли

собой серию параллельных горизонтальных надвигов F_1^3 . Поскольку общая обстановка и геометрия этих разрывов очень напоминает деформацию пород, связанную с механизмом простого сдвига.

Полную картину возникновения структур надвигового этапа деформаций D_1 в рассматриваемом крыле Чекуровской антиклинали F_1^2 дополняют ранние деформационные структуры F_1^1 , расположенные на разных горизонтах карбонатно-глинистых разрезов кембрия–риффея. Это обычно малые послойные структуры: пологие надвиги, ramпы (см. рис. 5, В), взбросо-складки, асимметричные складки срыва.

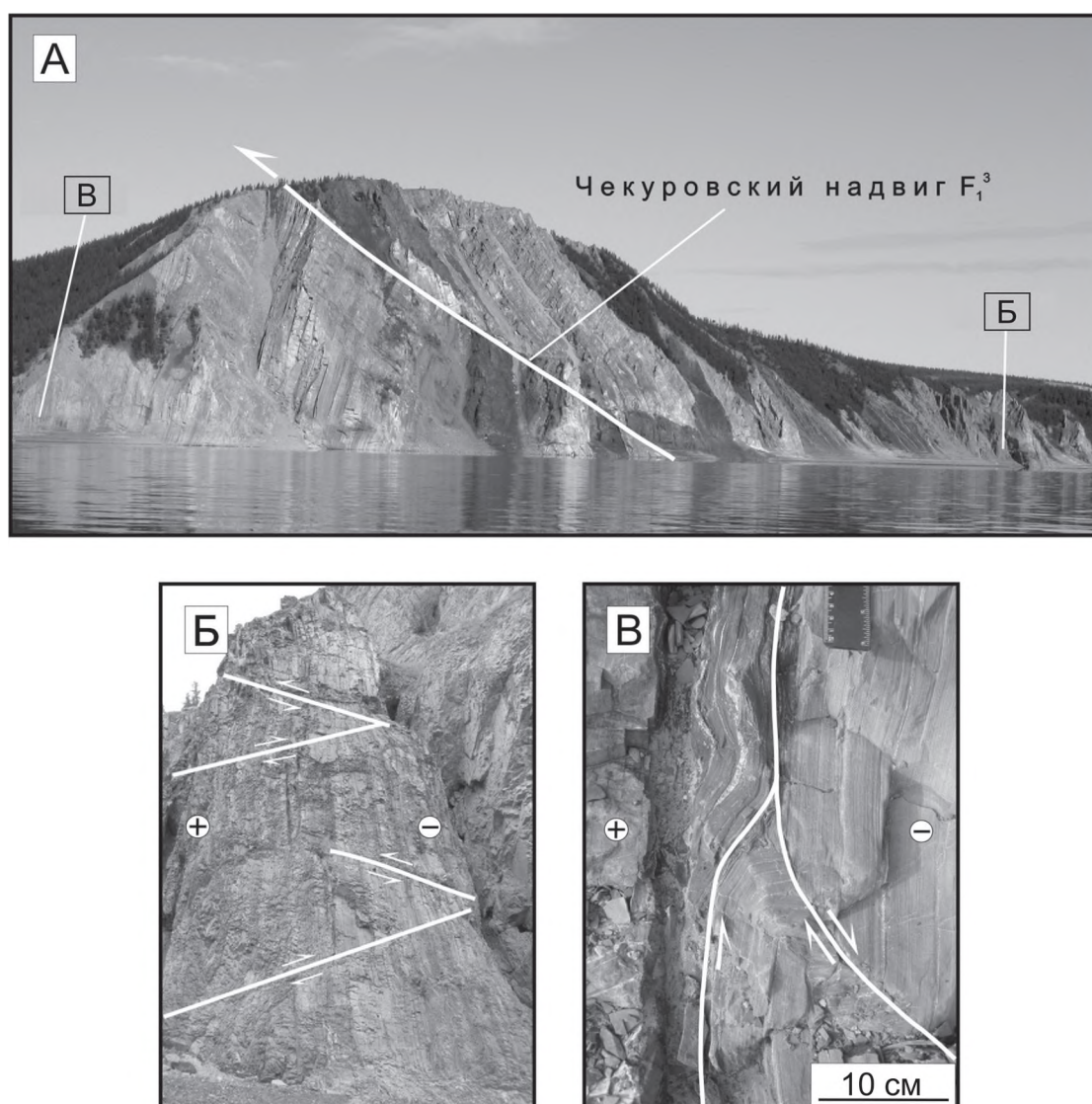


Рис. 5. Юго-западное вертикальное крыло Чекуровской антиклинали F_1^2 и одноименный надвиг F_1^3 (рифей–кембрий, р. Лена):

А – общий вид; Б – сопряженные надвиго-динамопары (средний рифей); В – послойная рамповая складка F_1^1 (нижний кембрий); в кружках: «+» – кровля, «-» – подошва слоев

Вергентность послойных надвиговых структур F_1^1 , в данном вертикальном крыле антиклинали F_1^2 , направлена как вверх, так и вниз по падению слоев.

Итак, выше кратко изложены некоторые закономерности возникновения и взаимоотношения складчато-надвиговых структур, свидетельствующие о формировании их в три стадии надвигового этапа деформаций в региональном, общем надвиговом поле позднемезозойских напряжений Верхояно-Колымской орогенной области.

1. Формирование надвиговых структур трех стадий деформаций происходило в условиях постепенного нарастания степени напряжения регионального латерального сжатия, последовательно охватывающего разномасштабные структурные уровни геологической среды.

2. Эти условия и стадийность формирования надвиговых дислокаций отчетливо выражены наложением структур каждой последующей стадии на структуры предыдущей стадии.

3. Действия трех стадий надвиговых деформаций не очень сильно удалены друг от друга во времени и следуют почти без перерыва в течение всего первого надвигового этапа D_1 позднеюрско-раннемеловых деформаций рассматриваемого региона.

4. Локальные условия образования малых структур F_1^1 существовали и в течение второй D_1^2 и третьей D_1^3 стадий деформаций, и эту особенность формирования малых послойных надвиговых нарушений при проведении структурных исследований следует непременно учитывать.

5. Предложенная схема структурообразования складчато-надвиговых дислокаций Верхояно-Колымской орогенной области ставила перед собою цель упорядочить и точнее обосновать этапность и стадийность их развития, показать роль, место и характер взаимоотношения малых и крупных структур данного типа в процессе их формирования в позднемезозойское время.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (Проект № VII.66.1.4.), при частичной поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 12-05-33018, 12-05-98506), Программы ОНЗ-10.2, Партнерского интеграционного проекта СО РАН № 68, проекта № 53 Программы Президиума РАН № 44 П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-жинишин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81–98.
- Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. – Новосибирск: Наука, 1999.
- Гзовский М.В. Перспективы тектонофизики // Деформация пород и тектоника. – М.: Наука, 1964. С. 128–146.
- Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. – М.: Наука, 1979.
- Джоунс П.Б. «Слепые» надвиги и «вдвиговая тектоника»: обзор // Известия. Секция наук о Земле. Вып. 3. 1999. С. 179–190.
- Ог Э. Складчатость // Геология. ОНТИ НКТП СССР / Под ред. Е.В.Милановского. – Л., 1935. С. 162–187.
- Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). – М.: ГЕОС, 2000.
- Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Детальные структурные исследования в Верхоянье, их значение для крупномасштабного геологического картирования // Тектонические исследования в связи со средне- и крупномасштабным геокартингом. – М.: Наука, 1989. С. 109–127.
- Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1993. № 7. С. 23–34.
- Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
- Талицкий В.Г. Механизмы тектонических деформаций и формирование парагенезов структурных форм // Введение в тектонофизику: Учебное пособие / Отв. ред. Н.В.Короновский. – М.: КДУ, 2005. С. 251–321.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М.Парфенов, М.И.Кузьмин. – М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001.
- Третьяков Ф.Ф. Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 43–57.
- Третьяков Ф.Ф. Тектоническое строение Хатыннах-салинского блока и смежных структур (Селенняхский хребет, Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 90–96.
- Третьяков Ф.Ф. О стадиях надвигового этапа поздне-мезозойских деформаций Верхояно-Колымской орогенной области // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции. 1–3 апреля 2014 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. С. 496–499.
- Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В., Васильев Д.А. Тектонические условия образования структур Сакынджинского рудного района (Селенняхский кряж, Восточная Якутия) // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 58–67.
- Boyer S.E., Elliott D. Thrust systems // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66. № 9. Pp. 1196–1230.
- McClay K.R. Glossary of thrust tectonics terms // Thrust tectonics. London: Chapman and Hall. 1992. Pp. 419–433.
- Mitra S. Duplex structure and imbricate thrust systems: geometry, structural position hydrocarbon potential // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1986. Vol. 70. № 9. Pp. 1087–1112.
- Jamison W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes // J. Struct. Geol. 1987. Vol. 9. № 2.

Тектоническое строение северной части Южно-Верхоянского орогенного пояса (Восточная Якутия) по данным опорного геофизического профиля 3-ДВ

Ф.Ф.ТРЕТЬЯКОВ, А.В.ПРОКОПЬЕВ (Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), 677980, г. Якутск, проспект Ленина, д. 39)

На основе данных по отрезку опорного профиля 3-ДВ глубинного сейсмического разреза, пересекающего в субширотном направлении северную часть Южно-Верхоянского орогенного пояса, построена схема глубинного строения и приведена авторская интерпретация. Анализ имеющихся сейсмических и геологических материалов позволяет предполагать высокоамплитудные надвиговые перемещения в Южно-Верхоянском орогенном поясе. Глубинная структура верхней части земной коры в центральном сегменте пояса может определяться крупными дуплексами и вдвиговыми клиньями, образовавшимися в позднемезозойское время и приведшими к увеличению ее мощности, а наблюдаемая деструкция поверхности фундамента (консолидированной коры) обусловлена процессами рифейского и среднепалеозойского рифтогенеза.

Ключевые слова: сейсмический профиль 3-ДВ, глубинное строение, разломы, надвиги, Южно-Верхоянский орогенный пояс.

Третьяков Феликс Филаретович, tretyakov_ff@mail.ru

Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru

Tectonic pattern of the northern South-Verkhoyansk orogenic belt (Eastern Yakutia) on evidence derived from Reference seismic Profile 3-DV

F.F.TRETIKOV, A.V.PROKOPIEV

The data obtained from the deep seismic profile along a part of Reference seismic Profile 3-DV, which crosses sublatitudinally the northern part of the South-Verkhoyansk orogenic belt, enabled the authors to schematically represent and interpret the depth structure of the region. Analysis of the available seismic and geological data suggest that the South-Verkhoyansk orogenic belt was characterized by high-amplitude thrust motions. The depth structure of the upper crust in the central segment of the belt is likely defined by large duplexes and intercuturenous wedges formed in the Late Mesozoic time, which contributed to its increased thickness. The observed destruction of the basement surface (consolidated crust) is due to the Riphean and Middle Paleozoic rifting processes.

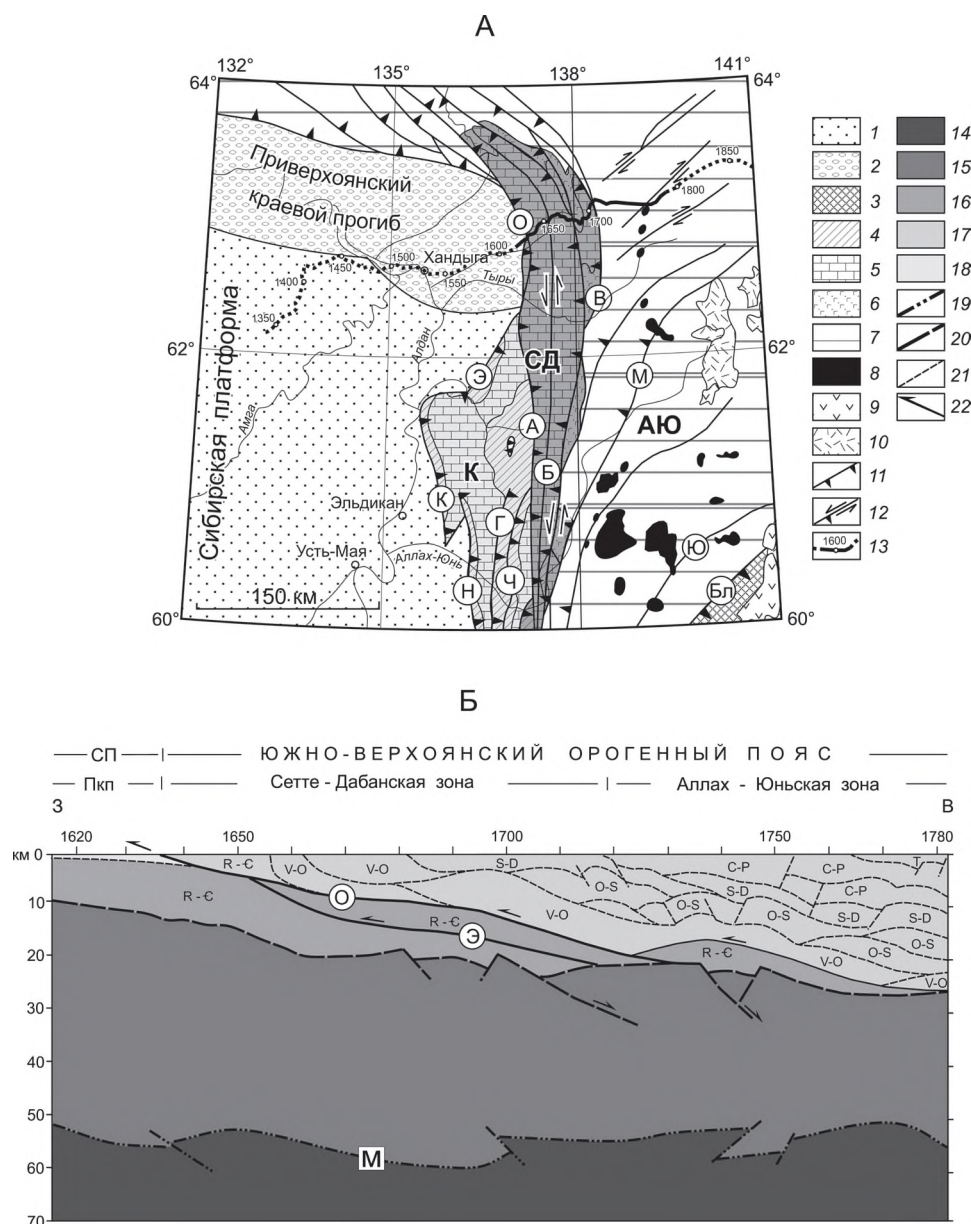
Key words: seismic profile 3-DV, depth structure, fault, thrust fault, South Verkhoyansk orogenic belt.

Глубинное строение Южно-Верхоянского орогенного пояса, как и всей Верхояно-Колымской складчатой области, недостаточно изучено. Имеющиеся модели и схемы, основанные в основном на данных гравиметрической съемки [4, 9, 10, 12, 13], нуждаются в серьезной корректировке. На основании этих построений, а также интерпретации данных о времени пробега продольных волн, регистрируемых от близких землетрясений [11, 15], предполагается, что мощность земной коры здесь достигает 40–42 км, а максимальная глубина до кристаллического фундамента (или до поверхности консолидированной коры) может составлять 14–16 км. Высказывались предположения о возможности высокоамплитудных надвиговых перемещений в Южном Верхоянье [3, 5–7, 9, 10, 16], достигающих нескольких десятков километров.

На рассматриваемом отрезке профиля 3-ДВ (В.С.Старосельцев и др., 2012 г.), [1, 2] между пикетами 1620 и 1780 вскрываются геологические комплексы Сетте-Дабанской и Аллаха-Юньской тектонических зон

Южно-Верхоянского орогенного пояса (Южно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса) (рисунок, А) [9, 14], примыкающие к структурам восточной окраины Сибирской платформы и Приверхоянского краевого прогиба. По данным сейсмических материалов авторами составлены схемы тектонического и глубинного строения верхнего слоя земной коры, а именно осадочного чехла и поверхности консолидированной коры (фундамента) территории. Кроме геофизического профиля 3-ДВ, учтены имеющиеся геологические данные по разрезу: мощность осадочных толщ каждой стратиграфической единицы, места их выходов на дневную поверхность, а также тектоническое строение и история развития территории от рифея до позднего мезозоя.

Визуальный анализ геометрии геофизических (сейсмических) отражателей, в первую очередь, заключался в определении общего характера сейсмического рисунка в разрезе, затем в выявлении особенностей распределения, положения линейных и других форм сейс-



Структурная схема северной части Южно-Верхоянского орогенного пояса, по А.В.Прокопьеву, А.В.Дейкуненко, 2001, с изменениями (А) и схема глубинного строения по профилю 3-ДВ между пикетами 1620–1780 (Б):

1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – Приверхоянский краевой прогиб; 3 – раннедокембрийские образования Охотского террейна; отложения: 4 – рифейские, 5 – венд-нижнепалеозойские, 6 – среднедевонские–нижнекаменноугольные, 7 – верхнепалеозойские–мезозойские, 8 – мезозойские гранитоиды; вулканоплутонические пояса: 9 – Удской, 10 – Охотско-Чукотский; 11 – надвиги; 12 – сдвиги и взбросо-сдвиги; 13 – линия профиля 3-ДВ и номера пикетов (черная сплошная линия – разрез, приведенный на Б); тектонические зоны (выделены оттенками серого цвета): К – Кыллахская, СД – Сетте-Дабанская, АЮ – Аллах-Юньская; разломы: К – Кыллахский, О – Окраинный, Б – Бурхалинский, М – Минорский, Ю – Юдомский, Бл – Билякчанский, Н – Нельканский, Э – Эбейке-Хаятинский, Г – Гувиндинский, Ч – Чагдинский, А – Акринский, В – Восточно-Сетте-Дабанский; 14 – верхняя мантия, 15 – консолидированная кора; осадочные комплексы: 16 – домелового чехла Сибирской платформы, 17 – Сетте-Дабанской и Аллах-Юньской тектонических зон; 18 – Приверхоянского краевого прогиба; границы: 19 – поверхности Мохо, 20 – поверхности консолидированной коры, 21 – осадочных комплексов; 22 – надвиги; буквенные обозначения: СП – Сибирская платформа, Пкп – Приверхоянский краевой прогиб, М – поверхность Мохо; надвиги: О – Окраинный, Э – Эбейке-Хаятинский

мических отражателей и, наконец, в выделении определенных геологических тел, их положения и взаимоотношений в разрезе. Поскольку горизонтальные, вертикальные и наклонные формы сейсмических площадок большей частью не всегда четкие, особенно в восточной части профиля, наши построения во многом условны. Они абстрактны и не являются выражением (за очень редким исключением) каких-либо истинных изображений (геометрических линий) стратиграфических или тектонических границ. Поэтому выделенные слоистые геологические тела включают, кроме основной толщи определенного стратиграфического интервала, часть смежных, но иных по возрасту осадочных горизонтов (см. рисунок, Б).

Анализ сейсмического рисунка осадочных пород западной и восточной частей рассматриваемого профиля показывает, что они имеют неодинаковые изображения. Западная часть разреза, отображающая структуры осадочного чехла Сибирской платформы, выражена отчетливо спокойными пологими линиями. Отчетливо читаются слоистое строение осадочного чехла, составляющего верхний структурный этаж платформы, и протяженная полого погружающаяся в восточном направлении поверхность (граница), отделяющая его от подстилающего фундамента (консолидированной коры).

С приближением к зоне развития тектонических структур Аллах-Юньской тектонической зоны (районы пикетов 1680–1720) граница (поверхность) фундамента на геофизическом профиле теряет четкость, ее сплошная линия рассеивается и далее в восточном направлении вовсе исчезает. Подобные изменения в тех же интервалах происходят и с внутренним строением слоя платформенного осадочного чехла.

Общий рисунок восточной части сейсмического разреза, отображающий тектонические структуры Аллах-Юньской тектонической зоны, резко отличается от западной беспорядочным, мозаичным строением. Здесь на разных уровнях верхнего слоя коры расположено множество фрагментов сейсмических площадок, образующих как отдельные фрагменты линий, так и их группы (штабеля). С боков эти фигуры иногда ровно срезаны или ограничены короткими крутыми и наклонными линиями (разрывами), которые свидетельствуют о разрушении первоначально слоистых осадочных толщ на блоки. Неровно выражена и верхняя граница консолидированной коры (фундамента) складчатого сектора, которая тоже раздроблена и состоит из разных по размерам фрагментов. Указанные выше структурные особенности отражателей геофизического разреза, а также геологические данные по строению и истории развития осадочных комплексов легли в основу схемы тектонического строения Южно-Верхоянского орогенного пояса вдоль данного профиля (см. рисунок, Б).

С запада орогенный пояс ограничен главным Окраинным надвигом (О), который подстилает текто-

нические структуры Сетте-Дабанской зоны и полого погружается в восточном направлении. Во фронтальной зоне надвигового покрова располагается тектонический клин, сорванный этим надвигом со своих корней и сложенный отложениями платформенного чехла. Достаточно уверенно выделяется также пологий слепой надвиг под главным надвигом, который не только параллельно рассекает, но и приводит к тектоническому удвоению мощности рифей-кембрийских осадочных толщ чехла платформы. Не исключено, что этот слепой надвиг в пределах данного профиля является северной частью установленного южнее Эбейке-Хаятинского надвига (Э), перекрытого Окраинным (см. рисунок). Огромная протяженность Окраинного надвига и величина его горизонтальной амплитуды, составляющая первые десятки километров, а также материалы структурных специальных исследований [3, 5–10, 16], однозначно свидетельствуют о складчато-надвиговых дислокациях, которым подвержены осадочные комплексы Сетте-Дабанской и Южно-Верхоянской зон. Складчато-надвиговая тектоника в глубоких горизонтах этих зон отражена линзовидными контурами стратиграфических толщ различного возраста, которые в той или иной степени соответствуют также крупным надвиговым структурам типа дуплексов и вдвиговых дислокаций (см. рисунок, Б).

В то же время, эти структуры разбиты на блоки, порой смещенные относительно друг друга, многочисленными короткими крутыми и наклонными разрывами, природа которых может интерпретироваться двояко. Это могут быть разновозрастные разломы рифтовых (допозднепалеозойских), а также сдвиговых (позднемезозойских) тектонических движений, происходивших в Южном Верхоянье.

Известно, что рифтогенные события здесь были проявлены дважды: в рифейское и девонское время [14], и эта зона представляет собой крупную телескопированную погребенную палеорифтовую структуру в теле южной части Верхоянской пассивной континентальной окраины. Неоднократное проявление рифтовых движений, вероятно, повлияло на раздробление и искажение строения верхнего слоя (осадочного чехла) земной коры, что отражается в мозаичной форме сейсмических рисунков восточной части профиля. Особенно хорошо видны характер и форма разрушения границы (поверхности) фундамента, которые сохранились в виде сбросовых дислокаций рифейского рифтогенеза. Повторное рифтогенное событие девонского времени, видимо, привело к новообразованию сбросовых разрывов в подстилающих осадочных комплексах нижнего палеозоя и подновлению однотипных ранних рифейских структур. Эти особенности разрывных дислокаций показаны на профиле наклонными разрывами (границы сейсмических отражений), разделяющими нижне-среднепалеозойские осадочные толщи на блоковые структуры.

Весьма интересно и то, что под погребенными рифтогенными структурами растяжения в осадочном и консолидированном слоях земной коры располагается зона деформированной разрывами границы (поверхности) Мохо (см. рисунок, Б). Однако по форме эти разрывные нарушения отличаются от деформаций вышележащих слоев коры, они больше похожи на надвиговые структуры. Несмотря на это, следует предполагать, что определенная тектоническая связь между деформациями жестких, твердых слоев коры и верхней части мантии на данном участке существует. Тем более, что именно в зоне этого интервала (пикеты 1620–1780) происходит значительное утолщение земной коры до 50–60 км.

Можно предположить, что увеличение мощности земной коры на этой территории Южного Верхоянья произошло в позднемезозойское время в результате надвиговых дислокаций, которые привели к тектоническому скучиванию, перераспределению и увеличению общей мощности миогеосинклинальных отложений осадочного чехла. Укажем, что суммарная стратиграфическая мощность пострифтовых пострифейских карбонатных и постдевонских терригенных отложений миогеосинклинального осадочного чехла оценивается в ~20 км, то есть составляет примерно половину толщины всей континентальной коры Южного Верхоянья. Эти данные в определенной мере позволяют приблизительно определить залегание разрушенной поверхности фундамента в центральной части исследуемого профиля.

Таким образом, анализ имеющихся сейсмических и геологических данных дает основание говорить о наличии высокоамплитудных надвиговых перемещений в Южно-Верхоянском орогенном поясе. Глубинная структура верхней части земной коры в центральном сегменте пояса может определяться крупными дуплексами и вдвиговыми клиньями, образовавшимися в позднемезозойское время и приведшими к увеличению ее мощности, а наблюдаемая деструкция поверхности фундамента (консолидированной коры) обусловлена процессами рифейского и среднепалеозойского рифтогенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-45-05095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектоника. 2014. № 5. Т. 3. С. 785–798.
2. Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Строение земной коры Верхояно-Колымской складчатой области вдоль линии опорного геофизического профиля 3-ДВ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научной конференции. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 121–124.
3. Гриненко В.С., Мишин В.М., Истомин И.Н. Новые представления о перспективах нефтегазоносности шарьяжно-надвиговых структур Алданского Приверхоянья // Вестник Госкомгеологии РС(Я). 2003. № 1. С. 35–43.
4. Неустроев А.П., Парфенов Л.М. Мощность земной коры на востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 136–140.
5. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Надвиговые структуры Кыллахской гряды (Южное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 3–15.
6. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1993. № 3. С. 23–34.
7. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П. Палеонтологические доказательства крупных надвиговых перемещений в Южном Верхоянье // Доклады РАН. 1998. № 6. Вып. 361А. С. 809–813.
8. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989.
9. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3–10.
10. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
11. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32–36.
12. Третьяков Ф.Ф. Среднепалеозойские рифтогенные структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 57–60.
13. Штех Г.И., Мокшанцев К.Б. Рельеф консолидированной коры // Тектоника Якутии. – Новосибирск: Наука, 1975. С. 118–121.
14. Ян-жуншан В.А. Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983.
15. Mackey K.G., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. Vol. 284. Pp. 283–297.
16. Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // Tectonics. 1995. Vol. 4. № 2. Pp. 342–358.

1. Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования

Памяти Алихана Бепбаевича Дзайнукова

14 июня 2015 г. ушел из жизни Алихан Бепбаевич Дзайнуков – один из замечательных представителей поколения созидателей «золотого века отечественной геологии», участвовавший в течение 50 лет в решении проблем поисков, оценки, освоения месторождений различных видов полезных ископаемых в пределах Таджикской республики и сопредельных территорий Узбекистана. Основные результаты плодотворной деятельности Алихана Бепбаевича отражают его награды – медаль «Заслуженный геолог Таджикской ССР» (1982 г.), знак «Отличник разведки недр» Мингео СССР. В 1989 г. он стал лауреатом Государственной премии СССР за «создание уникальной минерально-сырьевой базы» – разведку одного из крупнейших в мире месторождений серебра – Большого Канимансура, богатейшего по комплексу металлов в рудах. А.Б.Дзайнуков – первооткрыватель этого месторождения, а также жильного золотокварцевого месторождения Джилау (1989), наиболее известного среди мезотермальных месторождений золота в Таджикистане. Вместе с тем, приведенные факты высокой результативности отражают лишь часть его вклада в развитие геологоразведочной отрасли, как в период существования большой страны, так и в последующие годы, когда пришлось преодолевать новые трудности и решать новые задачи.

В жизни Алихана Бепбаевича так сложилось, что трудности начались с детства. Он родился 8 марта 1932 г. в селении Хазнидон Ирафского района Северо-Осетинской АССР (в настоящее время Республика Северная Осетия-Алания) в семье колхозника. В 1934 г. умерла мать, а в 1937 г. по ложному доносу был арестован отец, шорник по специальности, которого расстреляли в том же году (в 1990 г. реабилитирован). Алихана воспитывала мачеха – Г.Б.Дзайнукова. После окончания местной средней школы в 1949 г. он поступил в Северо-Кавказский горно-металлургический институт, который окончил в 1954 г. по специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Был направлен на работу в Узбекское геологическое управление, где начал свою производственную деятельность в геологоразведочной партии, работавшей в Алтын-Топканском рудном районе (западная часть Кураминских гор). С 1957 г. работал в геологических партиях Таджикского геологического управления в должностях геолога, старшего геолога, старшего петрографа, начальника ГРП, а затем главного геолога Геохимической экспедиции Таджикского ГУ (1971–1972). В этот период проявились его способности к целевому сбору геологической информации, ее анализу и использованию в решении конкретных задач, как и таланты организатора, руководителя работ при постоянном росте квалификации. В течение всей производственной деятельности А.Б.Дзайнуков тесно



сотрудничал с учеными научных организаций ЦНИГИ, ИГЕМ РАН и других, что позволило ему решать вопросы, связанные как с оценкой определенных объектов, так и относящиеся к металлогеническому и минерагеническому прогнозированию. Это в полной мере проявилось при его работе в качестве заместителя начальника Управления (ПО «Таджикгеология»), главного геолога Управления геологии Таджикской ССР (1985–1992). В течение указанных десятилетий Алихан Бепбаевич стал лучшим знатоком геологии месторождений полезных ископаемых, минерагении Таджикистана. Особо следует выделить собранные им данные по минерагении труднодоступного Памира. Его знания скарновых полиметаллических месторождений, а также месторождений флюорита и некоторых других носили энциклопедический характер. Используя их и опыт геологоразведочных работ, он успешно работал в Алжире в 1992–1994 гг. от Зарубежгеологии.

В 1994–2000 гг. А.Б.Дзайнуков был начальником отдела геологической службы и заместителем председателя Госкомитета по геологии и использованию недр Северо-Осетинской ССР. В этот период, помимо традиционных проблем геологоразведочной отрасли (полиметаллы, бентониты и др.), значительное внимание уделял состоянию окружающей природной среды Республики. Решая актуальные практические задачи, он оставался активным геологом-исследователем. Накопленные материалы позволили ему

подготовить кандидатскую диссертацию по теме «Геологическое строение и прогнозная оценка скарново-полиметаллического оруденения Алтын-Топканского рудного узла» и защитить ее в 1998 г. Научная квалификация А.Б.Дзайнукова безусловно соответствовала категории доктора геолого-минералогических наук, что отразилось в избрании его членом-корреспондентом Российской академии естественных наук в 2005 г. В это время он работал руководителем Северо-Кавказского отделения (СКО) ИГЕМ РАН, созданного в 2000 г. в рамках Владикавказского научно-го центра РАН. СКО ИГЕМ РАН функционировало до января 2014 г., когда было упразднено в связи с реорганизацией Российской Академии Наук. Несмотря на относительно кратковременное существование СКО ИГЕМ РАН, при крайне ограниченных возможностях проведения актуальных для Республики научных исследований, работа малочисленной группы специалистов решила серьезные задачи. Среди них следует отметить: уточнение границ известного Садонского Pb-Zn рудного поля и его внутреннего строения; выявление россыпного золота в аллювии р. Терек (Моздокский район); установление коренной золоторудной минерализации в Танадонском рудном поле (Горная Дигория); новые данные по ураноносности

южных районов Республики. Эти и другие результаты работ СКО ИГЕМ РАН приведены в последнем отчете А.Б.Дзайнукова. Они достигнуты, прежде всего, благодаря самоотверженной работе руководителя Отделения в то время, когда неоднократно проявлялись сложности с состоянием здоровья, но сохранялся тот высокий уровень ответственности, который был присущ Алихану Бепбаевичу в течение всей его жизни.

Его работы – опубликованные, рукописные, картографические используются сейчас и будут востребованными еще долгое время. Его будут помнить и те молодые специалисты, с которыми он контактировал в Таджикском государственном университете, где читал лекции, и в ещё большей мере те, с кем он активно, доброжелательно общался во время своей долголетней работы.

Мы, его друзья, товарищи, коллеги по работе скорбим вместе с его семьей – женой, сыновьями, внуками о безвременной кончине Алихана Бепбаевича и будем помнить этого великолепного, мудрого, добросовестного человека.

*Н.П.Лаверов, Ю.Г.Сафонов, Г.В. Ручкин, Р.А.Амосов,
Б.Я.Вихтер, Б.А.Богатырев, В.А.Коваленкер, А.А.Пэк,
Редколлегия журнала*