

МЕТАБАЗИТЫ АЛТАЯ, БЛИЗКИЕ К МАНТИЙНЫМ БАЗАЛЬТОИДАМ DUPAL-АНОМАЛИИ

А.И. Гусев

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, г. Бийск

ВВЕДЕНИЕ

Петрология и петрогеохимия метаморфизованных базальтоидов ранних этапов развития Горного Алтая, отвечающего океанической обстановке, является неоднозначной, что негативно сказывается на оценке их рудоносности и вызывает различные мнения у разных исследователей по многим вопросам (Гусев, 2003; Гусев, 2012). Актуальность изучения метабазальтоидов шельдянской толщи терехтинского метаморфического комплекса и засурьинской свиты определяется тем, что с ними в пространственной и парагенетической связи отмечаются эксгалационно-осадочные проявления золота и других металлов (Гусев, 2012). Цель исследования – изучить петрологию и петрогеохимию метабазальтоидов шельдянской толщи терехтинского метаморфического комплекса и засурьинской свиты, а также связанного с ними оруденения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕТАБАЗИТОВ ШЕЛЬДЯНСКОЙ ТОЛЩИ

Шельдянская толща (предположительно венд-раннекембрийского возраста) охарактеризована Е.С. Левицким и Ю.С. Перфильевым в пределах Терехтинского горста (Терехтинской структурно-формационной зоны). По данным Е.С. Левицкого (1955), данная толща в бассейне рек Банной, Черной и реки Шельдян со структурным несогласием залегает на терехтинских метаморфических сланцах. Нами в левом борту реки Ночной обнаружен контакт шельдянской толщи и терехтинских метаморфических сланцев. Контакт действительно несогласный и фиксируется пачкой конгломератов мощностью до 10 м, выше которых залегает шельдянская толща.

В бассейне среднего течения реки Ночной (ручьи Шельдян, Светлый Ключ) широко распространены метабазитовые (по базальтам, значительно менее – по туффитам и, возможно, туфам основного состава) метаморфические сланцы альбит-эпидот-хлоритового, альбит-хлорит-актинолитового, актинолит-эпидот-альбитового и альбит-хлоритового состава, ассоциированные с серицитовыми микрокварцитами, кварцево-сланцевыми и хлорит-серицит-микрокварцевыми сланцами. В меньшей степени развиты метатерригенные бластопсаммитовые и бластопелитовые (по углисто-глинистым сланцам) метаморфиты и метадолериты. Типичные метабазальты опробованы нами по стратотипическому разрезу реки Шельдян и на водоразделе рек Шельдян и Ключ Светлый. Метабазиты массивные, местами порфириобластовые, образуют полосы шириной от 5 до 70 м и представляют собой бывшие потоки лав. По составу среди них выделяются 2 группы пород: низкощелочные разновидности близки к метатолейтам, а высокощелочные – к щелочным метабазальтам. Представительные анализы таких лав сведены в табл. 1. Отношение U/Th в породах ниже 1 (от 0,26 до 0,47), указывающее на не изменённый наложенными процессами состав пород (табл. 1). Они претерпели, таким образом, изохимический метаморфизм.

Все вулканитовые породы шельдянской толщи характеризуются высокими содержаниями суммы редких земель (TR) – от 143,7 до 303,1 г/т, и всех мантийных элементов (Co, Sc, Ni, Cr). На диаграмме Ba/Nb – La/ Nb фигуративные точки составов пород тяготеют к различным полям (рис. 1). Метатолейты тяготеют к MORB и к промежуточным составам между MORB и OIB. А один анализ попадает в поле примитивной мантии (PM). Большая часть фигуративных точек щелочных метабазальтов попадает в поле Дюпаль OIB, тем самым показывая, что щелочные метабазальты шельдянской толщи относятся к базальтоидам океанических островов и близки к обстановке Dupal аномалии базальтов океанических

Таблица 1. Представительные анализы метабазальтов
шельдьянской толщи (оксиды - мас.%, элементы – г/т)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	46,3	44,8	45,9	47,1	44,61	44,78	45,65	46,12
TiO ₂	3,3	3,85	3,88	2,97	3,98	4,02	3,97	3,95
Al ₂ O ₃	14,05	14,57	14,52	13,95	13,93	13,91	15,65	15,69
Fe ₂ O ₃ t	12,65	12,85	12,74	12,97	12,86	12,45	11,98	12,02
MnO	0,23	0,21	0,20	0,24	0,26	0,22	0,25	0,31
MgO	7,28	7,11	7,04	7,23	6,45	6,44	6,4	6,32
CaO	6,83	6,74	6,77	6,45	6,12	6,11	5,98	5,86
Na ₂ O	2,7	2,9	2,45	2,32	5,98	6,12	5,97	6,2
K ₂ O	0,25	0,18	0,3	0,45	0,87	0,93	0,92	0,95
P ₂ O ₅	0,55	0,6	0,46	0,65	0,53	0,59	0,45	0,55
Ga	22,3	29,1	24,5	23,2	20,2	18,5	21,0	26
Rb	5,5	5,4	6,0	7,9	20,1	19,8	30	48
Sr	23	91	191	228	322	217	285	560
Y	52	55	49	37	38	37	28	50
Zr	285	372	275	160	195	225	130	260
Nb	25	35	26	14	20	50	30	22
Mo	0,6	1,6	0,9	0,3	0,2	1,1	1,6	1,3
Sn	4,1	4,0	3,6	2,6	2,1	2,1	2,0	2,2
Cs	0,23	0,21	0,3	0,4	0,7	0,9	1,0	2,8
Ba	50	68	105	135	245	410	165	400
La	21,1	38,2	24,1	14,0	18,5	30,5	47	20,5
Ce	47,3	82,5	53,3	31,1	41	72,3	88	46
Pr	7,1	12,7	8,2	4,9	6,2	9,5	12,5	7,5
Nd	31,5	55,6	36,2	22,5	26,5	41,1	45,5	35
Sm	7,9	13,1	9,1	6,5	7,2	9,0	10,0	9,5
Eu	2,25	4,3	2,9	2,3	2,3	3,2	3,4	3,0
Gd	9,5	13,1	10,1	8,1	8,7	9,5	8,9	11,5
Tb	1,6	2,0	1,7	1,3	1,3	1,5	1,2	2,0
Dy	8,2	12,1	8,8	7,2	7,2	7,9	6,7	10,1
Ho	1,7	2,2	1,8	1,5	1,5	1,5	1,1	2,0
Er	4,2	5,7	4,5	3,6	3,7	3,8	2,7	5,3
Tm	0,6	0,9	0,6	0,5	0,55	0,54	0,35	0,7
Yb	3,3	5,0	3,7	2,8	2,9	3,1	2,1	4,3
Lu	0,46	0,7	0,5	0,4	0,4	0,45	0,35	0,6
Hf	7,8	10,8	8,1	5,4	6,2	6,7	4,2	8,0
Ta	1,3	2,3	1,5	1,1	1,2	3,1	2,1	1,4
W	1,5	1,37	1,1	0,8	0,3	1,2	2,1	2,4
Th	1,9	3,3	22	1,2	1,4	4,7	2,3	1,9
U	0,9	1,1	1,8	0,5	0,5	1,2	1,0	0,4
Co	64	62	58	55	70	71	69	70
Sc	51	52	49	47	56	58	59	60
Ni	22	23	21	20	30	33	35	32
Cr	49	50	47	45	55	60	61	60
ΣTR	198,7	303,1	214,5	143,7	165,9	230,9	257,8	208,0
Ba/Nb	2,0	1,94	4,04	9,6	12,25	8,2	5,5	18,2
La/Nb	0,84	1,09	0,93	1,0	0,93	0,73	1,6	0,93
La/Sm	2,7	2,9	2,6	2,2	2,5	3,4	4,7	2,1
Zr/Y	5,5	6,7	5,6	4,3	5,1	6,1	4,6	5,2
Zr/Nb	11,4	10,6	10,5	11,3	9,7	4,5	4,3	11,8
U/Th	0,47	0,33	0,36	0,42	0,36	0,26	0,43	0,21

островов. В этом плане они близки метабазальтам засурьинской свиты.

Соотношение лантана и самария, нормированных на содержания в верхней коре, показывает, что большая часть анализов пород попадает в поле обогащённой мантии и один анализ в поле деплетированной мантии (рис. 2). На диаграмме La/Sm – La составы метатолитов тяготеют к трендам гранатового и шпинелевого лерцолита типа N-MORB. Щелочные метабазальты шельдянской толщи тяготеют к трендам шпинелевого лерцолита E-MORB, а также гранатовым и шпинелевым лерцолитам N-MORB (рис. 3). По соотношению Zr/Y – Zr/Nb составы пород попадают на линию смещения OIB плюма–N-MORB ближе к среднему составу щелочного океанического базальта (OIB), указывая на плюмовый источник происхождения и метатолитов и щелочных метабазальтов шельдянской толщи (рис. 4)

Рудная минерализация. В составе толщи выявляются три типа оруденения: 1 - стратиформное кварц-гематит-сульфидное; 2 - кварцит-гематит-сульфидное; 3 - жильное кварц-сульфидное.

Стратиформное оруденение проявления Надежда, расположенного в левом борту Ключа Светлого, представлено перемежающимися согласными с вмещающими породами прослоями кварц-пиритового, хлорит-гематит-пиритового, кварц серицитового составов. Прослои местами смяты в складочки с размахом крыльев от 10 до 50 см. Нередко отмечается более мелкая гофрировка прослоев. Мощности прослоев варьируют от 3 до 15 мм. Местами в зоне отмечаются кварц-карбонатные линзы и прожилки с сульфидами. Общая мощность таких согласных рудных тел среди

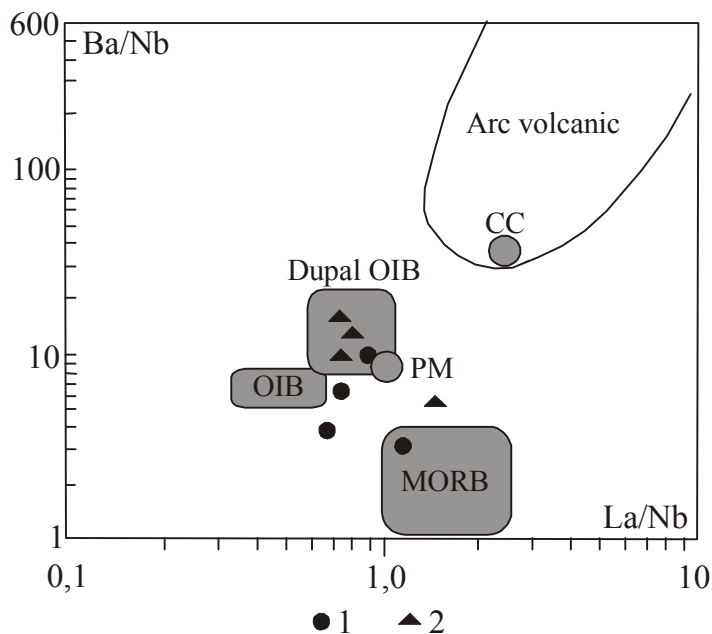


Рис. 1. Диаграмма Ba/Nb – La/Nb по (Pang, Zhou, 2013) для метатолитов и метабазальтов шельдянской толщи

Данные по примитивной мантии (PM) по (Sun, McDonough, 1989); средней континентальной коры (CC) по (Jahn, Zhang, 1984; McLennan, 2001); данные по OIB, MORB, Dupal OIB по (Sun, McDonough, 1989); данные по составам вулканических дуг по (Pang, Zhou, 2013; Pearce, 1996). Породы шельдянской толщи: 1- метатолиты, 2- щелочные метабазальты.

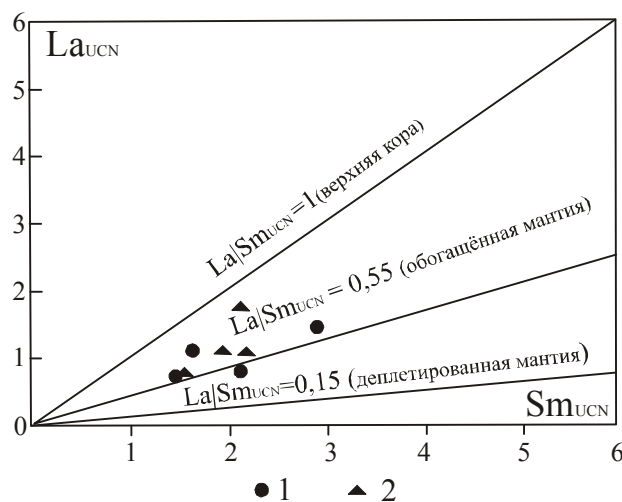


Рис. 2. Диаграмма La_{UCN} - Sm_{UCN} по (Pearce, 1996; Putirca, Busby, 2007) для метатолитов и метабазальтов шельдянской толщи

La_{UCN} и Sm_{UCN} - значения концентраций лантана и самария, нормализованные к верхне-коровым значениям по (McLennan, 2001). Остальные условные обозначения см. на рис.1.

Примечание к таблице 1. Анализы выполнены: на главные компоненты силикатным методом, а на микроэлементы методом ICP-MS и ICP-AES в Лаборатории ИГиМ СО РАН (г. Новосибирск); Fe_2O_3t – общее содержание двух и трёхвалентного железа. Породы шельдянской толщи: 1- 4 – метатолиты, 5-8 – щелочные метабазальты.

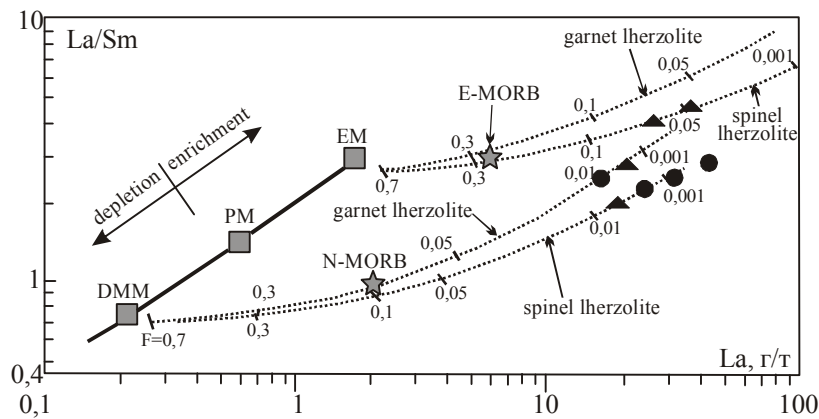


Рис. 3. Диаграмма La/Sm – La по (Aldanmaz, Pearce, Thirlwall, Mitchell, 2000) для метатолентов и metabазальтов шельдянской толщи

DMM - деплетированный мантийный источник MORB. PM – примитивная мантия; EM – обогащённый мантийный источник; E-MORB и N-MORB – составы обогащённых (E) и нормальных (N), базальтов срединно-океанических хребтов; точечные линии – тренды плавления источников DMM и EM, засечки с цифрами на точечных линиях – степень частичного плавления для соответствующих мантийных источников. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

метабазальтов и метатуфов варьирует от нескольких метров до 20-25 м. Наиболее обогащённые части представлены хлорит (10-15)-гематит (35-55 %)- пиритовыми (15-20 %) прослоями, где также отмечаются редкие включения халькопирита, сфалерита, халькозина и борнита. Местами в таких прослоях обнаруживаются мелкие выделения золота. Содержания компонентов в рудах составляют: меди от 0,1 до 0,5 %, цинка – от 0,2 до 0,9 %, мышьяка от 50 до 600 г/т, сурьмы от 20 до 50 г/т, висмута от 1 до 10 г/т, кобальта от 20 до 30 г/т, никеля от 20 до 150 г/т, золота от 0,05 до 2,1 г/т, иттрия – от 80 до 150 г/т, иттербия от 20 до 95 г/т, серебра – от 3 до 30 г/т, платины от 5 до 7,5 мг/т, палладия от 3 до 5,3 мг/т. Оруденение сопровождается шлиховыми потоками золота и сопутствующими минералами – халькопиритом, халькозином, галенитом, сфалеритом, пироморфитом (Гусев, 2014).

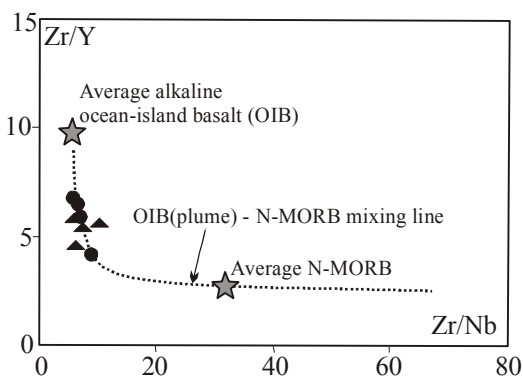


Рис. 4. Диаграмма Zr/Y – Zr/Nb по (Saccani et al., 2013) для метатолентов и metabазальтов шельдянской толщи

Звёздочками отмечены: Average alkaline ocean-island basalt (OIB) – средний состав щелочного океанического базальта (OIB); Average N-MORB – средний состав нормального океанического базальта (COX); OIB (plume) – N-MORB mixing line – линия смешения плюмовых (OIB) базальтов и нормальных базальтов COX. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

Кварцит-гематит-сульфидное оруденение распространено меньше предыдущего. Кварциты имеют мозаичную микроструктуру с прожилками пирита мощностью 2-5 мм, сопровождающимся кварцем и хлоритом. В зонах отмечаются гнезда кальцита и анкерита. Местами в кварцитах отмечается мелкая тонкая вкрапленность пирита, представленная фрамбоидальными выделениями и кластерами фрамбоидов. В поздних прожилках кварца с кальцитом наблюдаются гематит, спекулярит, пирит 2 генерации (кубический и пентагон-додекаэдрический) в ассоциации с эпидотом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом. Мощности таких зон варьируют от 5 до 15 м. Содержания компонентов составляют: меди – от 0,05 до 0,3 %, ртути от 10 до 30 г/т, бора от 100 до 500 г/т, бария от 200 до 700 г/т, золота – от 0,1 до 2 г/т, серебра – от 5 до 40 г/т. Эти зоны рудной минерализации весьма похожи на эксгальционно-осадочное золото-сульфидное оруденение среди яшмоидов засурьинской свиты в районе Маралихи (Гусев, 2003). Спеку-

лярит распространён в гидротермальных жильных проявлениях кварца с кальцитом, халькопиритом. Стратиформный тип оруденения со спекуляритом является новым типом оруденения по спекуляриту для Алтайского региона (Гусев, 2007).

Оба типа оруденения представляют собой эксгальционно-осадочные образования, формировавшиеся на границах метабазальтов и метатифов. Такое положение оруденения весьма характерно для эксгальционно-осадочных месторождений колчеданного семейства, в том числе и Рудного Алтая.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ГЕНЕРАЦИИ МЕТАБАЗАЛЬТОВ ЗАСУРЬИНСКОЙ СВИТЫ

Засурьинский базальтовый комплекс (поздний кембрий - ранний ордовик) объединяет вулканогенные породы засурьинской свиты, субвулканические образования и силлы долеритов, габбродолеритов, амфиболизированных высокотитанистых габброидов, развитых вдоль южного и западного обрамления Маралихинского блока (бассейны рр. Чарыш, Соsnowка, Молчаниха) и среди олистостромовых фаций Слюдянского блока Талицкой СФЗ. Основной объем комплекса составляют зелено-серые, реже вишневые массивные и миндалекаменные базальты афировой и порфировой (титан-авгит, сосюритизированный плагиооклаз) структуры с апоинтерсергальной основной массой. Они образуют пачки мощностью до 200 м среди тонкообломочных терригенных пород, обычно в ассоциации с сургучно-красными и лиловыми яшмоидами. Изредка среди базальтов, а также в олистоплаках среди крупнообломочных фаций (г. Поворот), отмечаются пестроцветные туфы основного и среднего состава. Силлы долеритов наблюдаются как среди покровных фаций, так и среди терригенных пород (чарышская свита в районе с. Усть-Пустынка). Видимая мощность тел достигает 0,5 км при протяженности свыше 3 км, при этом отмечается слабое ороговикование вмещающих терригенных пород.

Базальты и долериты относятся к высокотитанистым толеитам ($TiO_2 = 1,8\%$, $Al_2O_3 = 14,7\%$, $FeO^*/MgO = 2,1$, $MgO = 6,4\%$, $K_2O = 0,3\%$, $P_2O_5 = 0,26\%$), реже к глиноземистым субщелочным разностям ($TiO_2 = 2,1\%$, $Al_2O_3 = 17,5\%$, $K_2O = 1,1\%$). Лавы и туфы среднего состава уклоняются к исландитам ($N_2O = 6,5\%$; $TiO_2 = 2,5\%$ при $SiO_2 = 55\%$). По редкоэлементному составу базальты сопоставимы с толеитами различных типов COX и океанических островов по (Aldanmaz et al., 2005).

По нашим данным, метабазальты засурьинской свиты следует относить к базальтам океанических островов (рис. 5). Метадолериты также попадают в 2 поля: толеитов океанических островов или симаунтов и щелочных базальтов океанических островов или щелочных базальтов симаунтов.

На диаграмме $Zr/4 - 2Nb - Y$ метабазальты засурьинской

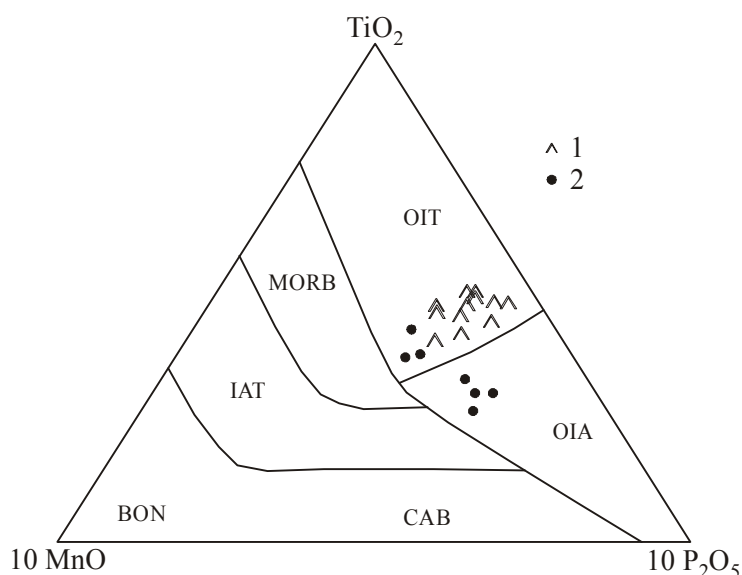


Рис. 5. Диаграмма $TiO_2 - 10MnO - 10P_2O_5$ по (Mullen, 1983) для метабазальтов и метадолеритов засурьинской свиты

1 - метабазальты, 2 - метадолериты. Поля базальтоидов: OIT - толеитов океанических островов или симаунтов; MORB - MORB - базальтов; IAT - островодужных толеитов; BON - бонинитов; CAB - островодужных известково-щелочных базальтов; OIA - щелочных базальтов океанических островов или щелочных базальтов симаунтов.

Таблица 2. Химический состав базальтоидов засурьинской свиты

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48,13	48,23	49,31	47,32	47,85	47,84	46,68	48,28	48,35	47,53	44,52	47,93
TiO ₂	1,98	2,15	2,56	3,07	2,99	2,46	2,34	2,34	2,32	2,89	3,06	2,01
Al ₂ O ₃	13,79	14,91	18,9	16,42	15,95	14,14	15,99	15,28	17,68	15,36	14,54	15,41
FeO*	13,93	11,6	9,15	13,73	14,19	12,02	13,98	13,29	9,04	13,3	14,27	5,14
MnO	0,26	0,23	0,14	0,20	0,21	0,19	0,26	0,17	0,27	0,31	0,23	0,23
MgO	6,99	8,92	5,9	5,12	5,09	7,89	7,91	5,04	6,54	6,79	5,19	7,58
CaO	10,81	8,51	9,3	7,21	5,44	7,13	5,00	6,05	7,56	5,57	8,64	6,33
Na ₂ O	2,13	2,98	3,1	3,31	4,24	0,94	3,42	4,31	3,13	4,13	2,79	3,4
K ₂ O	0,15	0,95	0,68	1,00	0,27	0,05	0,65	0,25	1,05	0,72	0,12	0,44
P ₂ O ₅	0,16	0,21	0,64	0,38	0,37	0,32	0,25	0,30	0,62	0,7	0,34	0,39
Be	1,1	1,12	1,4	1,01	2,6	2,1	1,48	1,42	1,28	2,5	0,97	0,54
Sc	28	31	26	24,0	25	33	47,0	34,0	20	34	40	36,0
V	225	228	241	232,0	230	283	353,0	280,0	175	255	340	282,0
Cr	23	18	17	14,0	15,3	250	116,0	241,0	101	154	119	225,0
Co	31	33	35	36,0	43	47	53,0	51,0	21	45	62	47,0
Ni	10,6	11	12	5,8	8,6	122	59,0	145,0	65	74	68	141,0
Ga	20	19,1	18,6	21,0	22	21	23,0	17,9	16,4	24	23	25,0
Rb	4,1	13,5	21	24,00	5	1,55	12,90	4,60	13	14,1	2,5	1,15
Sr	232	491	302	459,0	488	406	270,0	196,0	552	180	207	790,0
Y	40,0	32	53	29,00	29	36	32,00	34,00	26	59	45	38,00
Zr	112	160	330	183,0	182	203	157,0	177,0	255	351	227	190,0
Nb	15,0	19,1	52	26,00	25	22	15,90	17,70	51	34	22	21,00
Cs	1,8	1,76	2,1	1,94	0,68	0,22	1,53	0,38	0,76	1,77	0,26	0,14
Ba	30,0	498	205	293,0	117	87	237,0	84,0	752	190	50	36,0
La	6	15,1	42	19,90	22	19	14,40	15,70	35	33	18,7	17,90
Ce	14,5	30	77	42,0	48	43	33,0	36,0	65	76	44	41,0
Pr	4,3	4,5	9,2	6,20	6,4	5,9	4,50	5,00	8,3	10,2	6	5,60
Nd	10	15,1	24	25,00	28	26	21,00	23,00	29	48	27	26,00
Sm	4,0	4,5	5,6	5,60	6,3	6,4	4,90	5,30	5,4	11,2	6,8	6,20
Eu	1,6	1,9	2,4	1,89	2,3	2,4	2,10	1,78	1,78	3,6	2,4	2,30
Gd	6,0	4,6	6,3	5,50	6,1	7,1	5,60	6,20	5,2	12,5	8,3	6,90
Tb	1,05	0,9	1,1	0,93	0,95	1,2	0,97	1,04	0,84	2	1,35	1,17
Dy	5,1	5,7	6,2	5,50	5,6	6,9	5,90	6,60	4,6	11,9	8,6	6,80
Ho	1,1	1,2	1,3	0,99	1,11	1,34	1,21	1,35	0,87	2,3	1,73	1,37
Er	2,5	2,96	3,1	2,90	3	4	3,30	3,60	2,4	6	4,7	3,80
Tm	0,98	0,68	0,4	0,42	0,46	0,57	0,50	0,53	0,33	0,92	0,71	0,55
Yb	4,2	2,5	2,7	2,50	2,8	3,8	3,10	3,20	2,2	5,5	4,5	3,60
Lu	0,64	0,38	0,4	0,38	0,43	0,54	0,46	0,49	0,33	0,8	0,66	0,54
Hf	3,86	3,5	6,1	4,50	5,1	5,3	3,90	4,80	5,5	8,9	6	4,70
Ta	0,37	0,8	3,2	1,53	1,77	1,45	1,06	1,18	2,9	2,2	1,42	1,25
W	1,2	1,3	1,1	0,41	2,4	2,7	0,58	0,37	0,82	1,47	0,92	0,44
Th	1,96	0,4	5,5	2,30	2,6	1,85	1,39	1,56	5	3,1	1,82	1,60
U	0,61	0,2	0,9	0,59	0,77	0,57	0,45	0,44	1,19	0,92	0,53	0,51
U/Th	0,31	0,5	0,16	0,25	0,30	0,31	0,32	0,28	0,24	0,29	0,29	0,32
Ba/Nb	2,0	26,0	3,9	11,26	4,68	3,95	14,9	4,74	14,74	5,58	2,27	1,71
La/Nb	0,4	0,79	0,81	0,76	0,88	0,86	0,91	0,89	0,69	0,97	0,85	0,85
La/Sm	1,5	3,3	7,5	3,55	3,49	2,97	2,94	2,96	6,48	2,95	2,75	2,89
Zr/Y	2,8	5,0	6,2	6,3	6,3	5,6	4,9	5,2	9,8	5,9	5,0	5,0
Zr/Nb	7,5	8,4	6,4	7,0	7,3	9,2	9,9	10,0	5,0	10,3	10,3	9,0
La _{USN}	0,2	0,5	1,4	0,66	0,73	0,63	0,48	0,52	1,17	1,1	0,62	0,59
Sm _{USN}	0,9	1,0	1,2	1,2	1,4	1,4	1,1	1,2	1,2	2,5	1,5	1,4

свиты попадают в поля E- типов MORB и N- типов MORB и вулканических дуг (рис. 6).

Следует отметить, что принадлежность базальтов соседнего Слюдянского блока, локализованных среди отложений раннеордовикско-раннесилурийской базальт-кремнисто-сланцевой и силурийско-раннедевонской кремнисто-терригенной толщ, к данному комплексу не доказана и в определенной степени условна. Базальтоиды могут представлять не олистостромовые или меланжевые образования среди склоновых фаций ордовика-девона, а синхронные с осадконакоплением вулканогенные фации. В частности, для этих базальтов характерна устойчиво более высокая титанистость ($TiO_2 = 2,9\%$) и значительное количество субщелочных разностей, что сближает их с рифтогенными базальтоидами или магматическими проявлениями горячих точек и океанических островов. Возраст комплекса устанавливается в соответствии с Алтайской серийной легендой в интервале поздний кембрий – арениг по стратиграфическому положению засурьинской свиты, определенному по зональным видам конодонтов и радиоляриям из пластов красноцветных яшм, ассоциирующих с метабазами (Ивата и др., 1997).

В представительных анализах отношения U/Th весьма низкие и их величины указывают на не изменённость пород вторичными наложенными процессами (табл. 2). На диаграмме Ba/Nb – La/Nb фигуративные точки составов базальтоидов дают широкий разброс в районе полей OIB и Dupal OIB (рис. 7), тем самым показывая, что метабазаиты засурьинской свиты относятся к базальтоидам океанических островов и близки к обстановке Dupal аномалии базальтов океанических островов. Соотношение La и Sm, нормированных на верхне-коровые значения, указывает на то, что метабазаиты засурьинской свиты образованы в результате плавления обогащённой мантии (рис. 8). На диаграмме La/Sm – La составы пород попадают на линию плавления шпинелевого лерцолита обогащённого базальта MORB с небольшой степенью частичного плавления (0,05-0,1) и лишь один анализ попадает на линию плавления гранатового лерцолита базальта N-MORB также с небольшой степенью частичного плавления (~0,05) (рис. 9). На диаграмме Zr/Y – Zr/Nb составы пород попадают на кривую смешения базальтов океанических островов плюмовой природы и нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 10).

Оруденение, связанное с метабазами, представлено пожилково-вкрупленными ру-

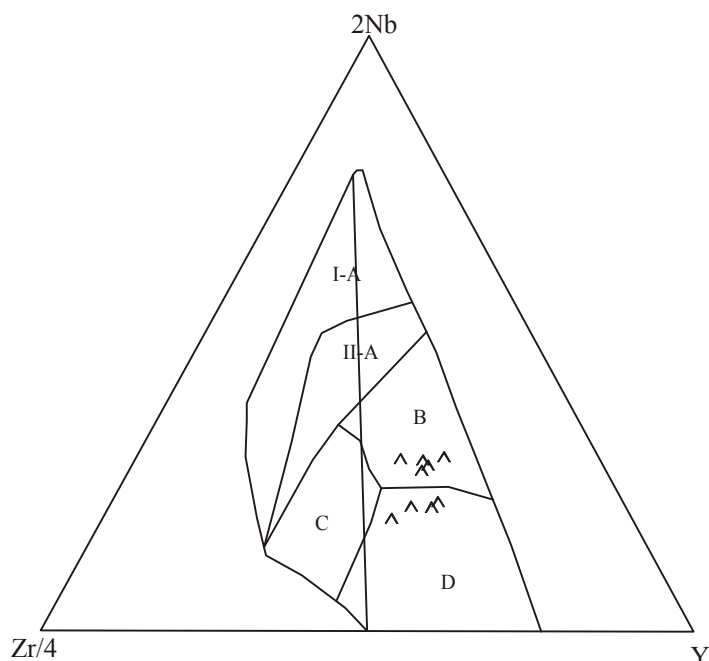


Рис. 6. Диаграмма Zr/4 – 2Nb – Y по (Meschede, 1986) для метабазаитов засурьинской свиты

Поля базальтоидов: I-A – внутриплитных щелочных базальтов; II-A – внутриплитных щелочных базальтов и внутриплитных толеитов; B – E – типов MORB; C – внутриплитных толеитов и вулканических дуг; D – N- типов MORB и вулканических дуг.

Примечание к таблице 2. Анализы выполнены: на главные компоненты силикатным методом, а на микроэлементы методом ICP-MS и ICP-AES в Лаборатории ИГиМ СО РАН (г. Новосибирск); Fe_2O_3t – общее суммарное содержание двух- и трёхвалентного железа.

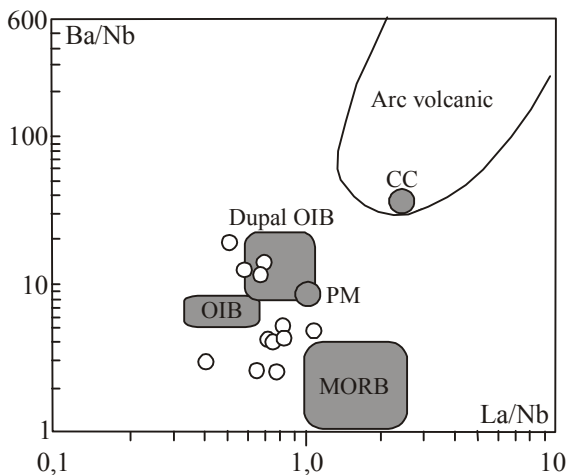


Рис. 7. Диаграмма Ba/Nb – La/Nb по (Pang, Zhou, 2013) для metabазальтов засурьинской свиты

Данные по примитивной мантии (PM) по (Sun, McDonough, 1989); средней континентальной коры (CC) по (Taylor, McLennan, 1985); данные по OIB, MORB, Dupal OIB по (Le Roux, 1986); данные по составам вулканических дуг по (Jahn, Zhang, 1984).

зонах и пленок почти по всей зоне. По данным Региональной партии Горно-Алтайской экспедиции, в одной пробе-протолочке, взятой из центральной части зоны, определен один знак золота комковатой формы размером 0,05 x 0,05 мм. Повышенные содержания золота (1,2 г/т) определены пробирным анализом по бороздовым пробам из центральной части зоны, в которой наблюдалась наибольшая степень окварцевания и пиритизации. Спектральный анализ штучных проб из этой части показал содержания золота свыше 3 г/т. Средневзвешенное содержание золота (вкрест зоны, вскрытой канавой) – 0,32 г/т. В этой части зоны, обогащённой сульфидами, нами определены концентрации золота от 1 до 4,5 г/т, серебра от 1 до 15 г/т, меди до 0,8 %, цинка до 1,3 %, кобальта от 10 до 150 г/т, висмута от 10 до 45 г/т, иттрия – от 80 до 150 г/т, иттербия от 30 до 125 г/т, платины от 7 до 9,5 мг/т, палладия от 3 до 8,3 мг/т.

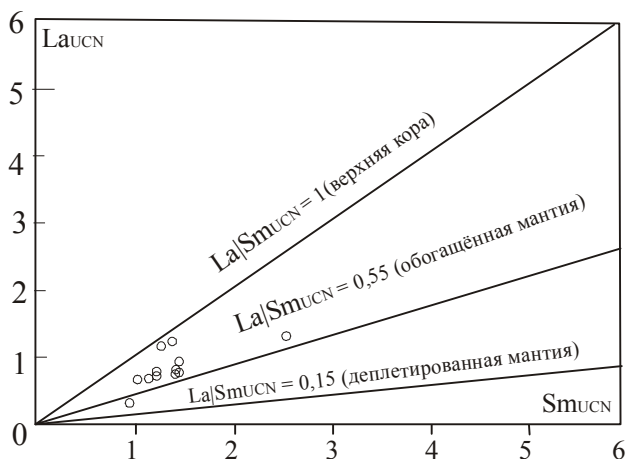


Рис. 8. Диаграмма $La_{UCN} - Sm_{UCN}$ по (Pearce, 1996; Putirca, Busby, 2007) для metabазальтов засурьинской свиты

La_{UCN} и Sm_{UCN} - значения концентраций лантана и самария, нормализованные на верхне- коровые значения по (McLennan, 2001).

дами в яшмоидах и силицилитах. Наиболее изученным является Засурьинское проявление.

Оно находится в верховьях р. Сосновка. Приурочено к зоне брекчирования и окварцевания мощностью до 15 м и протяженностью до 30 м среди сургучно-лиловых яшмоидов в оперяющих нарушениях Щербининской зоны разломов. Линза яшмоидов залегает среди песчаников засурьинской свиты, имеет мощность до 15 м и прослежена по простиранию до 60 м. Рудоносными являются дробленные и окварцованные сургучно-лиловые яшмоиды (местами превращенные в кварциты) с маломощными кварцевыми жилами. Породы неравномерно насыщены пиритом, гематитом и, в меньшей мере, лимонитом и хлоритом. Очень часто на поверхности встречаются пустоты выщелачивания по пириту, выполненные гематитом и лимонитом. Пирит мелкокристаллический (1–3 мм, иногда до 5–7 мм). Гематит встречается в виде тонких (до 1 мм) прожилков, прима-

Кроме самой зоны были опробованы как сама линза по простиранию, так и другие горизонты яшмоидов, кварцевые жилы, терригенные отложения засурьинской и маралихинской свит западнее и южнее проявления. Содержание золота по данным спектральных анализов геохимических и штучных проб в этих пробах не превышало сотых долей г/т.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метабазальты обоих юнитов, имеющие разный возраст (шельдянской толщи - предположительно V-Є?, а засурьинской свиты - Є₃-O₁) показывают геохимическую близость с мантийными базальтоидами DUPAL-аномалии, форми-

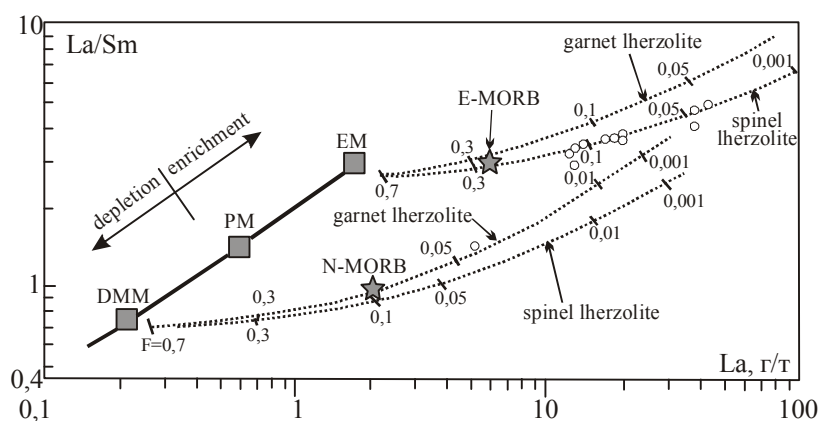


Рис. 9. Диаграмма La/Sm – La по (Aldanmaz et al., 2000) для metabазальтов засурьинской свиты

DMM - деплетированный мантийный источник MORB. PM – примитивная мантия; EM – обогащённый мантийный источник; E-MORB и N-MORB – составы обогащённых (E) и нормальных (N), базальтов срединно-океанических хребтов; точечные линии – тренды плавления источников DMM и EM, засечки с цифрами на точечных линиях – степень частичного плавления для соответствующих мантийных источников.

ровавшихся в обстановке мантийной горячей точки Южной Атлантики (Le Roux, 1986).

Приведенные данные показали, что metabазальты шельдянской толщи формировались за счёт частичного плавления обогащённого мантийного астеносферного источника (преимущественно, шпинелевых и гранатовых лерцолитов E-MORB и N-MORB) в обстановке океанических островов (типа симаунтов) при участии плюмового компонента, схожего с аномалией Dupal. Во всех случаях наблюдается небольшая степень частичного плавления источников (0,05-0,01).

Петрология, петрогеохимия metabазальтов указывают на мантийную природу их генерации. Повышенные концентрации в метатолитах и щелочных metabазальтоидах мантийных элементов предопределяет и появление в рудных образованиях, с ними связанных, таких элементов как железо, золото, редкие земли, платина и палладий.

Приведенные данные по metabазитам засурьинской свиты показали, что metabазальты этой свиты формировались за счёт частичного плавления обогащённого мантийного астеносферного источника (преимущественно шпинелевых лерцолитов) в обстановке океанических островов (типа симаунтов) при участии плюмового компонента. Генерация всех дериватов засурьинской свиты проходила в соответствии с феннеровским трендом фракционирования, что подтверждается появлением в заключительных фазах исландитов.

С metabазальтоидами связаны проявления цветных металлов с золотом, местами сопровождающихся силицилитами, яшмоидами и кремнями. Местами в таких проявлениях имеется сходство с эксгальционно-осадочным сульфидным оруденением с золотом венд-кембрийского уровня в Салаире (проявление Сунгайское) (Гусев, 2011).

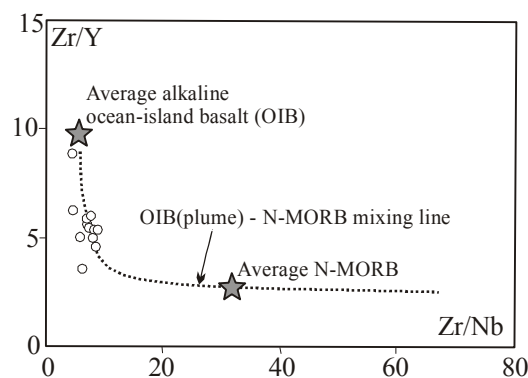


Рис. 10. Диаграмма Zr/Y – Zr/Nb по (Saccani, Arimzadeh, Dilek, Jahaniri, 2013) для metabазальтов засурьинской свиты

Звёздочками отмечены: Average alkaline ocean basalt (OIB) – средний состав щелочного океанического базальта (OIB); Average N-MORB – средний состав нормального океанического базальта (COX); OIB (plume) – N-MORB mixing line – линия смешения плюмовых (OIB) базальтов и нормальных базальтов COX. 1- metabазальты засурьинской свиты.

Таким образом, генерация метабазальтоидов шельдянской толщи ($V-E_1$) и засурьинской свиты (E_3-O_1) происходила из астеносферной мантии, подстилавшей Палеоазиатский океан, имела состав, близкий к DUPAL-аномалии, отвечавшей обстановке мантийной горячей точки. Это согласуется с данными, полученными китайскими исследователями, изучившими офиолитовые базальтоиды Джунгарского бассейна, как составной части Палеоазиатского океана, в северо-западном Китае. Полученные ими данные по изучению изотопов многих элементов в базальтоидах показали, что дериваты древней астеносферной мантии Палеоазиатского океана (низкие значения $\epsilon Nd(t)$, высокие отношения изотопов свинца $^{208}Pb/^{204}Pb(t)$, близкие геохимические характеристики) к Dupal-подобным изотопным характеристикам MORB базальтов СОХ Индийского океана (Liu et al., 2014).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метатолериты и щелочные метабазальты шельдянской толщи относятся к высокотитанистым базальтам, формировавшимся путём частичного плавления обогащённого мантийного источника в обстановке океанических островов при участии плюмовой обстановки, близкой к аномалии Dupal, связанной с обстановкой мантийной горячей точки Южной Атлантики. Парагенетически связанное эксгальционно-осадочное сульфидное оруденение с золотом и платиноидами может иметь значительно большие масштабы при их доизучении.

Метабазальты засурьинской свиты, как и метабазиты шельдянской толщи, относятся к высокотитанистым базальтам, формировавшимся путём частичного плавления обогащённого мантийного источника в обстановке океанических островов при участии плюмовой обстановки. Парагенетически связанное эксгальционно-осадочное сульфидное оруденение с золотом имеет сходство с таковым в областях развития шельдянской толщи и также может иметь значительно большие масштабы.

Таким образом, с метабазальтоидами шельдянской толщи и засурьинской свиты пространственно и парагенетически связано оруденение металлов, имеющих мантийную астеносферную природу (платиноиды, золото, железо, редкие земли).

Работа выполнена при поддержке Проекта базовых научных исследовательских работ по «Формированию редкометалльного и медно-золото-порфирирового оруденения» (0120.0801592) и гранта РФФИ ((№ 13-05-98073) (АГАО), а также при поддержке Минобрнауки России в рамках базовой части государственного задания (НИР № 593) (ТПУ).

Литература

Гусев А.И. Металлогения золота Горного Алтая и южной части Горной Шории. – Томск: Изд-во СТТ, 2003. - 308 с.

Гусев А.И. Месторождения спекулярита Горного Алтая // Руды и металлы, 2007. - № 2. - С. 33-42.

Гусев А.И. Салаиро-Алтае-Тувинский уровень стратиформного оруденения типа SEDEX // Современные наукоёмкие технологии, 2011. - № 4. – С. 23-27.

Гусев А.И. Металлогения золота: на примере Горного Алтая и Горной Шории. - Gamburg: Palmarium Academic Publishing, 2012. – 370 с.

Гусев А.И. Петро-геохимия, петрология и оруденение метабазальтов шельдянской толщи Горного Алтая // Современные наукоёмкие технологии, 2014. - № 9. – С. 73-79.

Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey // Journal of Volcanology and Geothermal Research., 2000. -V. 102. -P. 67-95.

Jahn B.M., Zhang Z.Q. Archean granulite gneisses from eastern Hebei province, China: rare earth geochemistry and tectonic implication // Contributions to Mineralogy and Petrology. - 1984. – V. 85. – P. 224 – 243.

Le Roux A.P. Geochemical correlation between Southern African kimberlites and South Atlantic hot spot // *Nature*. - 1986. – V. 324. – P. 243-245.

Liu X., Xu J., Castillo P.R et al. The Dupal isotopic anomaly in the southern Paleo-Asian Oceanic: Nd-Pb isotopic evidence from ophiolites in Northwest China // *Lithos*, 2014. –V. 189. – P. 185-200.

McLennan S.M. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2001. - V. 2. - Paper 2000GC000109. - 24 p.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986.– V. 56. – P. 207- 218.

Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅; a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and it implications for petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983. – V. 62. – P. 53-62.

Pang K.-N., Zhou M.-F. et al. Erratum to “Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW Chin” // *Lithos*, 2013. – V. 119. – P. 123-136.

Pearce J.F. A user's guid to basalt discrimination diagrams//*Geological Ass. Of Canada Short Course Notes*, 1996. - V. 12. - P. 79-113.

Putirka K., Busby C.J. The tectonic significance of high-K₂O volcanism in the Sierra Nevada, California // *Geology*, 2007. -V. 35. - P. 923-926.

Saccani E., Arimzadeh Z., Dilek Y., Jahaniri A. Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleotethyan rifting in Western Cimmeria // *Lithos*, 2013. – V. 175-176. – P. 264-278.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication and processes | *Magmatism in the Ocean Basins* // *Geological Society of London. Special Publication*. - 1989. - № 42. – P. 313-345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: composition and evolution. – Boston: Blackwell Scientific Publications. - 1985. – P. 209-230.