

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

5/2011

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), *А.И.Варламов,*
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,
А.И.Жамойда, М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

Содержание

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

<i>Костин А.В., Окунев А.Е., Денисов Г.В., Осипов Л.В.</i>		<i>Граханов С.А., Смелов А.П.</i>	
Особенности серебряной минерализации Нижнеименеканского и Аллара-Сахского рудных узлов (Восточная Якутия)	3	Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии	56
<i>Кондратьева Л.А., Зайцев А.И., Анисимова Г.С.</i>		<i>Зайцев А.И., Сурнин А.А., Мохначевский Г.В.</i>	
Параметры Rb-Sr систем магматических пород Задаржинского золоторудного поля (Южное Верхоянье)	11	Стронций изотопная систематика кайнозойских базальтов Северо-Востока России	64

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

<i>Прокопьев А.В.</i>		<i>Березкин В.И., Кравченко А.А., Смелов А.П.</i>	
Структурное строение и позднемезозойско-кайнозайская деформационная история юго-западной части Полоусного синклиниория (северо-восток Якутии)	20	Первые данные о геологии и составе раннедокембрийского анортозит-габбро-троктолитового комплекса в центральной части Алдано-Станового щита	70
<i>Третьяков Ф.Ф.</i>		<i>Копылова А.Г., Томшин М.Д.</i>	
Кливаж черносланцевых толщ и структурные ярусы Верхоянского складчато-надвигового пояса	28	Геохимия траппов восточной окраины Тунгусской синеклизы	80
<i>Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В.</i>		<i>Васильев Д.А., Ивенсен Г.В., Прокопьев А.В.</i>	
Зональное расчленение нижнего и среднего келловейя севера Сибири по аммонитам (Cardioceratidae)	33	Литохимия верхнепалеозойско-мезозойских отложений Усть-Оленёкской системы складок	89
<i>Баранов В.В., Блоджест Р.Б.</i>		<i>Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.</i>	
Корреляция нижнепражских отложений (нижний девон) Аляски и арктических регионов Восточной Сибири	38	Петро- и геохимические особенности гранитоидов Северного батолитового пояса Верхояно-Колымских мезозоид как критерий их генезиса и геодинамической обстановки формирования	97
<i>Колосов П.Н.</i>		<i>Шкодзинский В.С.</i>	
Органогенные породы и потенциальные коллекторы нефти и газа в неопротерозое Предпатомского прогиба	43	Природа некоторых особенностей размещения кимберлитов с позиций моделей горячего образования Земли	107

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

<i>Смелов А.П., Биллер А.Я., Зайцев А.И.</i>		<i>Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С.</i>	
Соотношение различных кристалломорфологических типов алмаза в туффитах карнийского яруса северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции	50	Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селенняхских впадин	113

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

ИНФОРМАЦИЯ

Шумкова В.М.

Праздник юной геологии	120
----------------------------------	-----

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Панеско
Верстка и оригинал-макет Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 28.09.2011. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Металлогения и минерагения

УДК 553.4 (571.56)

Коллектив авторов, 2011

Особенности серебряной минерализации Нижнеимнеканского и Аллара-Сахского рудных узлов (Восточная Якутия)

А.В.КОСТИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), А.Е.ОКУНЕВ (ООО «ГеоПроМайнинг Верхне-Менкече»; 678720, Республика Саха (Якутия), пос.Хандыга, ул.Домохотова, 3), Г.В.ДЕНИСОВ (ГУП «Сахагеонинформ»; 677980, г.Якутск, ул.Кирова-13), Л.В.ОСИПОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Серебряная минерализация Нижнеимнеканского и Аллара-Сахского рудных узлов характеризуется уникальными по количеству и размерам самородками амальгам серебра и отсутствием типичных для других серебряных месторождений Якутии сульфидов — пирротина, пирита, арсенопирита и халькопирита. Амальгамы серебра содержат включения сульфосолей серебра, что подтверждает их гипогенную природу.

Ключевые слова: амальгама серебра, самородки, Верхоянская сереброрудная провинция, Якутия.

Костин Алексей Валентинович, kostin@diamond.ysn.ru

Окунев Александр Евгеньевич, aevokunev@ram.ker.ru

Денисов Геннадий Викторович, denisov@ginfors.ru

Осипов Леонид Васильевич, osipov@diamond.ysn.ru

Characteristic features of silver mineralization in the Nzhneimnekan and Allara-Sakh ore clusters

A.V.KOSTIN, A.E.OKUNEV, G.V.DENISOV, L.V.OSIPOV

Silver mineralization in the Nzhneimnekan and Allara-Sakh ore clusters is unique in the amount and size of silver amalgam nuggets and the absence of sulphides such as pyrrhotite, pyrite, arsenopyrite and chalcopyrite typical for other silver deposits in Yakutia. Silver amalgam contains inclusions of silver sulphosalts, which an evidence of its hypogene nature.

Key words: silver amalgam, nuggets, Verkhoyansk silver province, Yakutia.

Нижнеимнеканский и Аллара-Сахский рудные узлы входят в состав Томпо-Делининской сереброносной зоны [4], расположенной в 18 км к северу от пос. Тополиный. Помимо указанных узлов к северу от них имеется еще ряд рудных узлов и полей с проявлениями серебра, но с другими типами минерализации. В целом перспективный сереброносный район охватывает бассейн нижнего течения р.Делинья, имеет площадь порядка 2000 км² (80–20—30 км).

Аллара-Сахский рудный узел с проявлениями серебра Ночное, Холодниковое и рядом перспективных участков был выделен в результате выполненных в 1986—1992 гг. геолого-съемочных работ масштаба 1:50 000 (на севере узла) и 1:100 000 (на юге). В 1989—1994 гг. в северной части узла проводились поисковые работы масштаба 1:10 000, в результате которых было выявлено рудопроявление Хачакчан (Г.В.Денисов, 1992, 1995; А.Е.Окунев, 1993, 1994). Нижнеимнеканский рудный узел с рудопроявлениями Обохинское, Кутэкчанско, Щербаковское и другие был обнаружен в 2008—2010 гг. на стадии ГМК-200 (А.Л.Горлова с соавторами, 2010). Мине-

ральные парагенезисы Аллара-Сахского рудного узла детально описаны В.А.Амузинским с соавторами [2]. Уникальная особенность этих руд — широкое распространение крупных самородков ртутистого серебра (амальгам), которые больше нигде на территории Восточной Якутии не известны. Предметом настоящей статьи является выяснение условий нахождения амальгам серебра и поиск доказательств их гипогенной природы.

В геологическом строении Нижнеимнеканского и Аллара-Сахского рудных узлов принимают участие отложения Р₁—J, представленные чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников, смятых в линейные складки [4]. По данным А.Л.Горловой с соавторами (2010), в районе выделяется 3 типа эндогенной зональности рудных узлов и полей:

- 1) Sn-W Sn-Q Ag-Pb-Zn Pb-Zn (Тенкелинский, Чуковское (северный фланг) Терехтяхский);
- 2) Cu-Mo Ag-Au-Sb Sb Hg (Хайтахченский, Чуковское (южный фланг), Гремичанский); 3) Ag-Pb Ag-Sb Ag-Hg (Хунхадинский (южный фланг), Нижнеимнеканский, Аллара-Сахский).

Первый и второй типы приурочены к изометричным положительным аномалиям магнитного поля [10], вызванными невскрытыми или частично вскрытыми эрозией интрузивными массивами. Третий характеризуется отсутствием пространственной связи с магматизмом. При этом находки самородного серебра (как в аллювиальных отложениях, так и коренном залегании) отмечаются в Аллара-Сахской, Тальской и Хунхадинской антиклиналях и приурочены к отложениям средней—верхней перми (рис. 1). Размеры самородков от 0,3 до 5 см, что практически исключает перенос и является доказательством стратиграфического контроля серебряного оруденения.

Для Нижнеимнеканского, Аллара-Сахского и южного фланга Хунхадинского рудных узлов характерны следующие общие черты распространения серебряного оруденения:

1. Проявления серебра приурочены к опуонской и дадойской свитам верхней перми. В разрезе свит отмечается отсутствие обогащенных сингенетичным пиритом слоев.

2. По сдвигам северо-восточного направления развиваются зоны дорудных брекций с цементирующими серым тонкозернистым кварцем и тонкими прожилками кварц-карбонатного состава. Участки с богатым серебряным оруденением сопровождаются белым халцедоновидным кварцем, часто с натечными формами.

3. Сереброрудные зоны представлены многоактными брекчиями, что указывает на их интенсивную тектоническую и гидротермальную проработку. Главными рудными минералами являются галенит, пиаргирит, блёклая руда и самородное серебро, второстепенными и редкими — аргентит, ленант, буланжерит, джемсонит, киноварь. В галените отмечаются содержания Bi 0,66—0,95% [2] и включения киновари [4]. На этом основании месторождения отнесены к Ag-Sb-Hg рудной формации. Сереброносность блёклой руды характеризует зональность рудного узла (табл. 1), увеличиваясь от Ag-Pb зоны (8,87%) к Ag-Sb (22,08%) и далее к Ag-Hg (39,37%).

4. Рудные тела представляют собой окварцованные и карбонатизированные зоны дробления. Степень их гидротермальной проработки крайне неравномерна. Четкой зависимости доли рудных минералов от количества жильных не наблюдается. В целом для рудных тел с промышленными содержаниями серебра характерно наличие кварца (10—40%), железистых карбонатов (5—20%), подобленных вмещающих пород (песчаники, алевролиты 50—60%). Доля рудных минералов, как правило, не превышает 5%, из них наиболее распространены галенит и сульфосоли серебра, они слагают не менее 80—90% всей массы рудных минералов.

5. В серебро-сульфосольных рудах отмечаются редкие включения амальгам серебра размером не более 1 мм. Все находки амальгам серебра, размером от

нескольких миллиметров и более, удалены от пиаргирит-блёклорудных жил на расстояние не менее 1 км, что является элементом рудной зональности.

6. По данным термического анализа (термоанализатор СТА 449C NETZSCH, аналитик Н.Н.Емельянова, ИГАБМ СО РАН) карбонат в рудных жилах представлен сидеритом с эндотермическими пиками 518,0 и 539,3 С и олигонитом (марганецсодержащий сидерит) с эндотермическим пиком 564,2 С. Значительная часть карбоната окислена, в результате чего он приобрел коричневые оттенки, из-за которых ошибочно описывался в полевых условиях как мангансидерит. Эндотермический пик окисленного материала составляет 257,6 С, что соответствует гётиту.

7. Для всех типов руд совершенно не характерны пирротин, пирит, халькопирит и арсенопирит (широко развитые на многих серебряных месторождениях Якутии: Мангазейское, Прогнозе, Кимпиче, Заря и другие [6, 7, 9], в рудных узлах 1 и 2 типов Томпо-Делининской сереброносной зоны), что является следствием крайне низкой активности серы в гидротермальном процессе. Поэтому в рудах широко развито самородное серебро.

Самородки серебра в тех или иных количествах присутствуют в рудных зонах практически всех рудопроявлений Аллара-Сахского рудного узла. Наиболее часто они встречаются в рудной зоне 1 проявления Хачакчан. По результатам шлихового опробования самородки серебра установлены в Хунхадинском и Нижнеимнеканском рудных узлах, причем все находки приурочены к отложениям верхней перми (см. рис. 1), что позволяет говорить о стратиграфическом контроле его распространения.

Все крупные самородки серебра представлены амальгамами. Химически чистое самородное серебро встречается редко — в халцедоновидном кварце в виде проволок [8], иногда образует включения в амальгамах. Во вмещающих алевролитах на Ночном и Хачакчанском проявлении наблюдаются наиболее крупные пластинчатые дендритовые выделения Ag массой до 5 кг, имеющие длину до 15—20 см, ширину до 5—10 см и толщину до 0,3—2,0 см [2, 11]. Пластинчатые формы самородков осложнены многочисленными ступенями, повторяющими сложную сеть пересечения трещин (рис. 2, а). Иногда серебро цементирует брекции [6], при этом толщина отдельных прожилков достигает 1 см и более. В карбонатных жилах серебро образует сростки с сульфосолями серебра (см. рис. 2, б и 2, в) или тонкое прожилкование, составляющее от 5 до 50% от общего объема жилы (рис. 3, б). Цвет самородков серебра латунно-серый, серый, поверхность шероховатая, ямчатая, иногда покрыта пленками гидроксидов железа, углубления заполнены перетертой породой (см. рис. 3, а). На поверхности неокатанных самородков сохранились отпечатки кристаллов кварца и карбона-

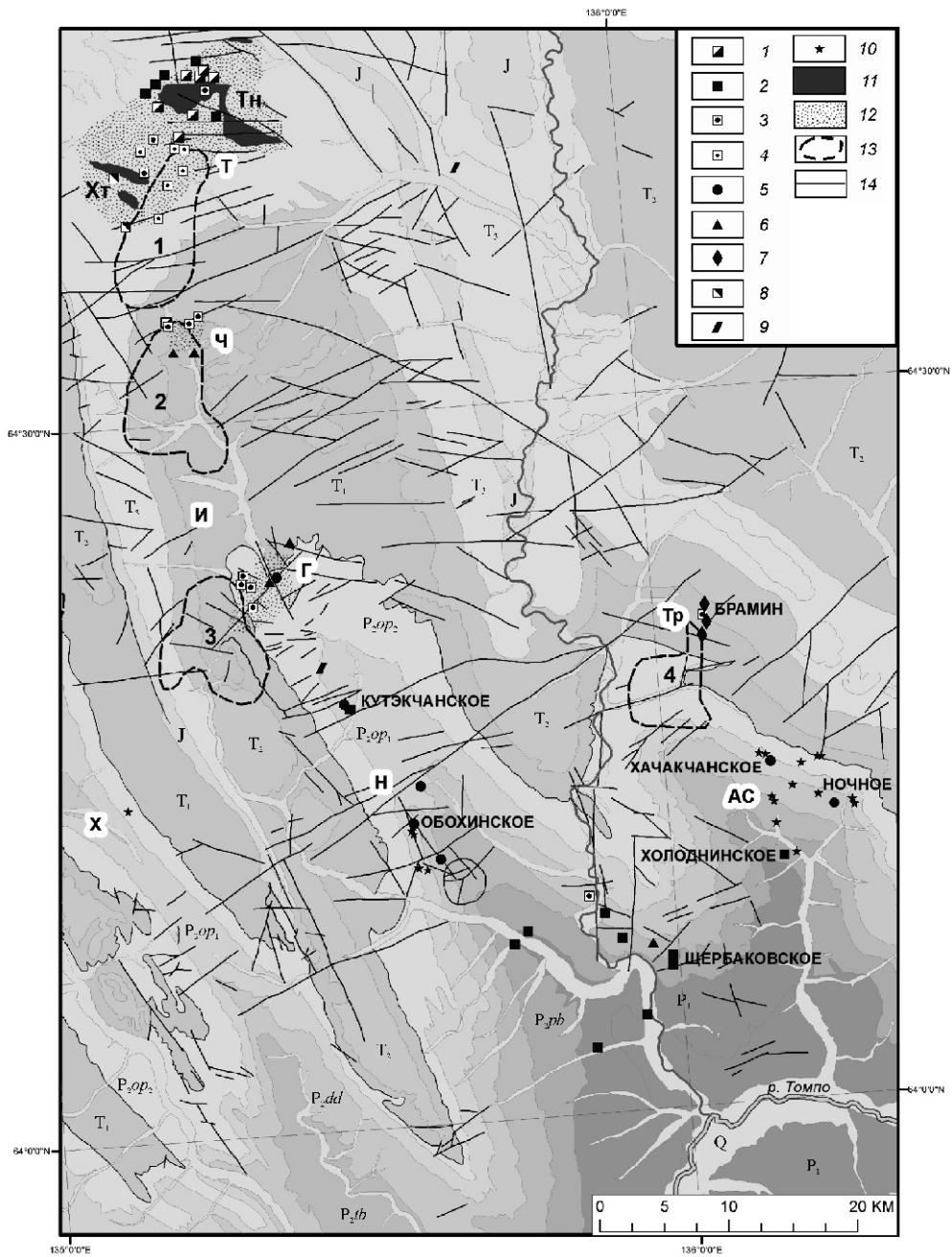


Рис. 1. Геологическая схема юго-западного фланга Томпо-Делининской сереброносной зоны и главные месторождения серебра. Вариант автора, составленный по результатам космодесифрирования снимков Landsat Mosaic ETM :

интрузивные массивы: *Xmt* — Хайтахченский, *Thn* — Тенкелинский; рудные узлы: *T* — Тенкелинский, *I* — Имнеканский, *H* — Нижнеимнеканский, *X* — Хунхадинский, *AC* — Аллара-Сахский; рудные поля: *Ч* — Чуковское, *Г* — Гремицкое;rudопроявления и их металлогеническая специализация: 1 — Sn, W; 2 — Ag, Pb, Zn; 3 — Sn, Ag; 4 — Pb, Zn; 5 — Ag, Sb, Hg; 6 — Au, Ag; 7 — Au, Sb; 8 — Bi, Mo, Cu; 9 — Hg, Sb; 10 — амальгамы Ag; 11 — интрузивы; 12 — ороговикованные породы; положительные аномалии магнитного поля: 1 — Тенкелинская, 2 — Чуковская, 3 — Гремицанская, 4 — Терехтияская; 13 — разрывные нарушения линейные и кольцевые; *Q* — четвертичные отложения, нерасчлененные; *J* — терригенные отложения юры, нерасчлененные; триас: *T₃* — верхний (песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты, аргиллиты), *T₂* — средний (песчаники, алевролиты), *T₁* — нижний (песчаники, алевролиты); верхняя пермь: *P_{2op2}* — опуонская свита, верхняя подсвита (песчаники, алевропесчаники, алевролиты), *P_{2op1}* — опуонская свита, нижняя подсвита (алевролиты, алевропесчаники, песчаники), *P_{2dd}* — дадойская свита (преимущественно песчаники), *P_{2tb}* — теберденская свита (алевролиты и песчаники, перекрытые алевролитовой толщей), *P_{2pb}* — побединская свита (алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников); нижняя пермь: *P₁* — алевропесчаники, алевролиты с отдельными пластами песчаников

1. Химический состав блёклых руд в Ag-Pb, Ag-Sb и Ag-Hg зонах Нижнеимнеканского рудного узла (в %)

Анализы	Ag	Cu	Fe	Zn	Sb	As	S	Сумма
Ag-Pb зона								
<i>Из галенитовых жил</i>								
1	6,97	34,42	0,83	5,85	22,26	3,19	24,51	98,03
2	5,35	33,95	0,86	6,12	24,09	2,39	24,09	96,85
3	8,57	32,06	0,82	5,96	22,51	2,53	23,67	96,12
4	5,31	34,58	0,90	6,53	22,58	3,47	24,60	97,97
5	8,41	33,44	1,54	5,78	22,81	3,39	24,65	100,02
6	8,48	32,15	1,31	5,87	22,35	2,89	24,30	97,35
7	8,27	32,93	0,79	6,01	24,50	1,33	24,27	98,10
8	7,91	33,20	0,47	6,71	25,02	2,08	24,13	99,52
9	8,01	33,44	0,80	6,23	24,44	2,43	24,70	100,05
<i>Из кварц-серебросульфосольных жил</i>								
10	8,79	33,08	1,21	6,55	23,94	2,92	25,05	101,54
11	8,31	32,11	0,91	6,87	24,91	2,29	24,25	99,65
12	10,32	31,32	1,07	6,30	25,40	0,97	23,71	99,09
13	11,15	30,56	0,63	7,11	26,27	0,86	23,70	100,28
14	11,54	28,58	0,88	6,27	26,10	0,89	23,99	98,25
15	9,47	32,08	0,89	6,69	26,09	0,99	24,29	100,50
16	10,88	30,89	0,95	5,75	25,51	0,98	23,98	98,94
17	9,27	32,27	1,09	6,68	24,02	2,05	24,55	99,93
18	8,16	33,40	1,23	5,83	23,95	2,19	24,28	99,04
19	8,75	33,50	1,33	6,26	23,95	1,91	24,49	100,19
20	9,60	32,66	1,12	6,34	23,42	2,42	24,31	99,87
Ag-Sb зона								
<i>Из кварц-серебросульфосольных жил</i>								
21	21,58	21,14	5,81	—	25,44	—	23,09	97,06
22	21,14	22,54	5,34	—	25,88	—	23,12	98,01
23	23,92	14,43	4,68	—	22,79	1,32	22,20	98,34
24	23,20	20,95	4,86	—	23,00	1,78	22,71	96,49
25	21,86	22,60	2,22	5,17	24,80	—	24,03	100,69
26	21,79	22,41	2,84	5,09	21,21	3,44	23,16	99,93
27	21,53	21,78	1,55	4,42	27,27	—	23,08	99,63
28	22,02	22,85	2,44	4,11	25,63	—	23,09	100,14
Ag-Hg зона								
<i>Из амальгам серебра</i>								
29	33,69	13,19	5,38	—	23,83	0,99	20,86	97,94
30	39,00	10,33	6,57	—	20,45	—	19,87	96,22
31	54,74	3,87	8,26	—	12,80	0,90	17,78	98,35

Примечание. Здесь и далее определение состава минералов проводилось в лаборатории физико-химических методов анализа ИГАБМ СО РАН на электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV с энергетической приставкой INCA Energy 350 фирмы «Oxford Instruments», аналитик Н.В.Лескова; анализы: 1—9 обр.7072, проявление Кутэкчанское; 10—20 обр.7073, проявление Кутэкчанское; 21—28 канава 112, проявление Обоха; 29—30 обр.7086, проявление Обоха, устье руч.Рудный; 31 — обр.7085, проявление Обоха, устье руч.Вилка.

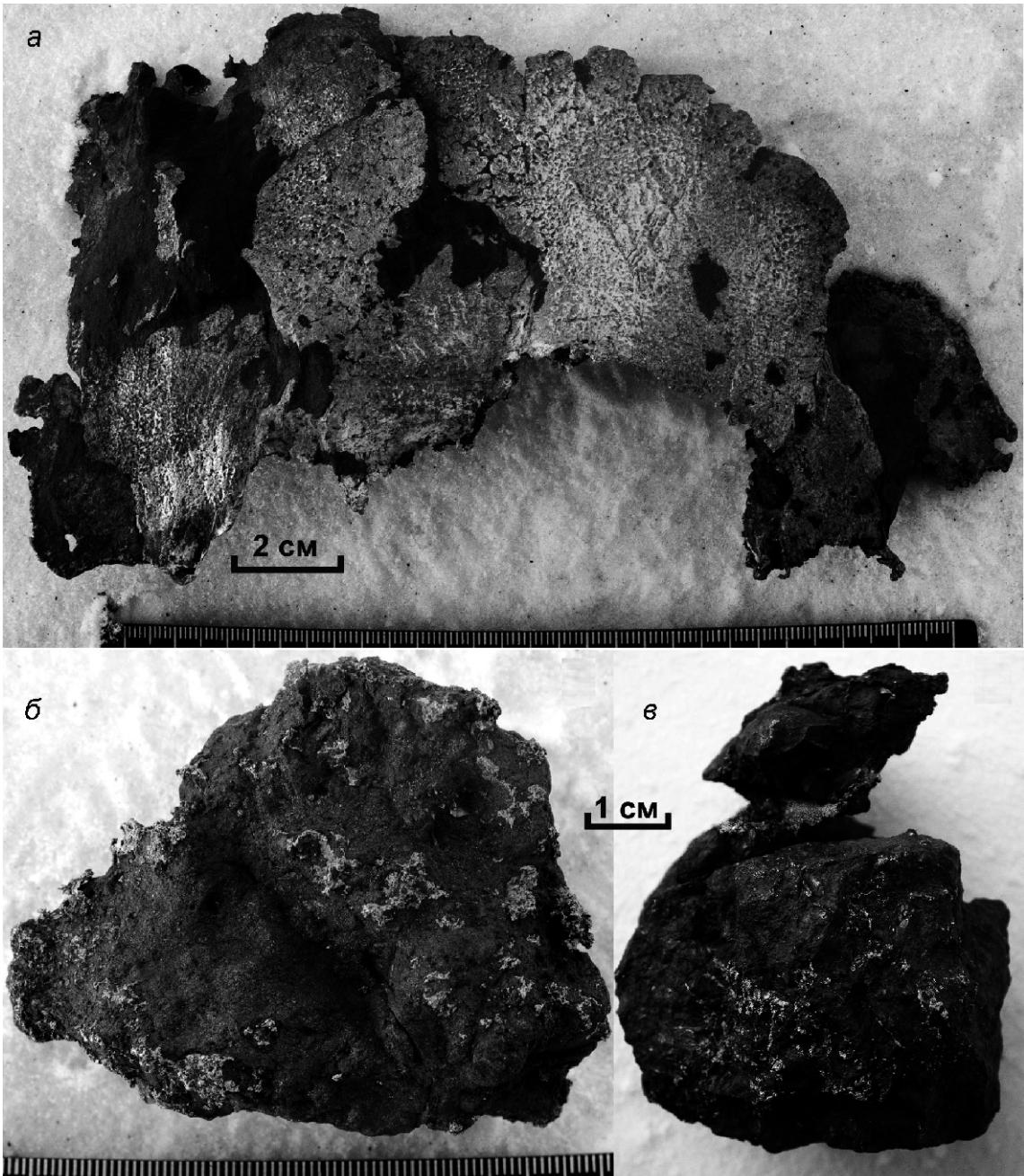


Рис. 2. Самородки серебра Хачакчанского проявления:

а — самородок амальгамы серебра «Бизон»; темное: примазки вмещающих пород — алевролитов; масса 293 г, музей ГУГГП «Восточноякутское», пос.Хандыга; *б* — сульфосоли и амальгама серебра в тесном срастании; масса 255 г, музей ГУГГП «Восточноякутское», пос.Хандыга; *в* — карбонат, пропитанный амальгамой серебра, музей ГУП «Сахагеоинформ», г.Якутск

та, внутри встречаются мелкие кристаллы кварца, на границе которых группируются включения серебряных сульфосолей (см. рис. 3, *в*, 3, *г*, 3, *д*, 3, *ж*).

При шлиховом опробовании притоков руч.Обоха обнаружены окатанные самородки серебра размером 0,3—1 см (см. рис. 3, *е*). Во многих сохранились включения кварца (см. рис. 3, *ж*).

Происхождение такого большого количества амальгам серебра до конца не исследовано. Экспери-

ментами Г.А.Браницкого [3] показано, что в присутствии ртути из раствора азотнокислого серебра образуются тонкие пластины, дендриты и иглы амальгамы серебра по схеме: 1) осаждение ионов серебра из раствора на поверхности ртути; 2) восстановление серебра ртутью: $2\text{AgNO}_3 + \text{Hg} \rightarrow 2\text{Ag} + \text{Hg}(\text{NO}_3)_2$; 3) диффузия образовавшейся ртути в раствор (нитрат ртути хорошо растворим в воде); 4) взаимодействие восстановленного серебра с ртутью, приводящее к образо-

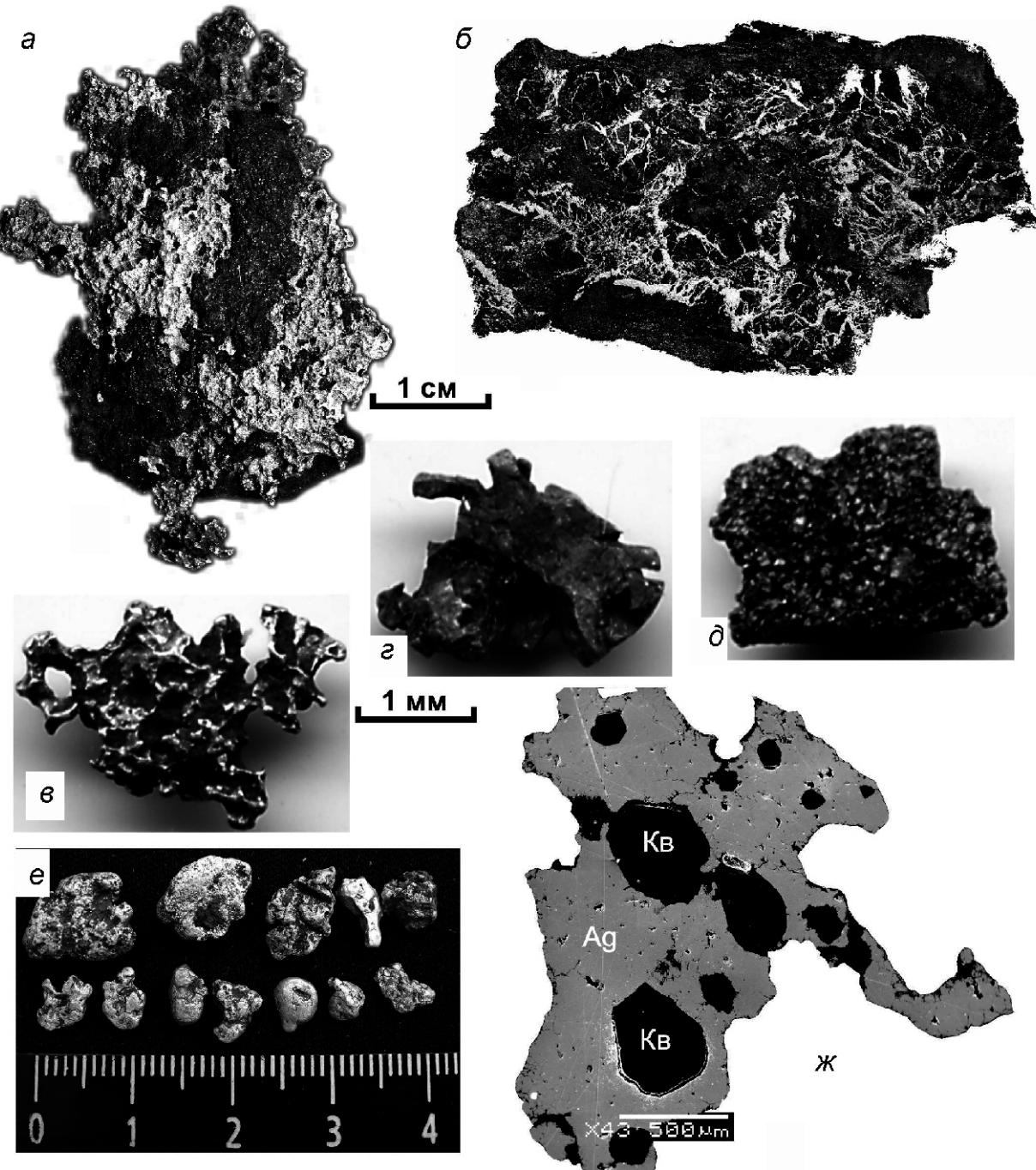


Рис. 3. Самородное серебро Аллара-Сахского и Нижнеимнеканского рудных узлов:

проявление Хачакчан: *а* — ячеистая поверхность амальгамы серебра, *б* — амальгама серебра в ассоциации с фрейбергитом образуют системы тонких прожилков в карбонате; проявление Обоха: *в* — амальгама серебра с отпечатками кристаллов кварца, *г* — амальгама серебра с отпечатками кристаллов карбоната, *д* — агрегат амальгамы серебра, пропитанный карбонатом, *е* — самородки серебра, *ж* — срастание кварца и амальгамы серебра; фотография в обратнорассеянных (BES) электронов

ванию зародышей и последующему росту кристаллов амальгамы серебра.

Вероятно, на путях следования насыщенных AgNO_3 гидротермальных растворов попадались породы, обогащенные ртутью (дадойская свита верхней перми P_{2dd} характеризуется единичными уровнями с

аномальными содержаниями ртути [7]) или рудоподводящие зоны разломов, по которым ранее формировались многочисленные ртутьсодержащие рудопроявления этого района, что могло привести к массовому осаждению амальгам серебра, в которых установлены включения серебросодержащей киновари.

Изучение амальгам серебра на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6480 LV позволило выявить как их разновидности, так и минералы-включения. Серебро образует твердые растворы с Sb (алларгентум) и Hg, непрерывный ряд аркверит—бордозит (евгенит), изредка встречается химически чистое серебро (табл. 2). Минерографические и микрозондовые исследования амальгам серебра месторождений Нижнеимнеканского и Аллара-Сахского узлов показали наличие в них включений ленанита [1, 2], диафорита, пиаргирита, стефанита, фрейбергита, имитерита, серебросодержащих киновари и антимонита (табл. 3).

Среди проявлений с различными типами серебро-рудной минерализации, проявления амальгам серебра расположены на наибольшем удалении от магматических очагов, но, вероятно, связаны с ними генетически. Появление в рудах амальгам серебра логически завершает постепенную смену минеральных парагенезисов по мере удаления от интрузивных массивов. Такое положение этих проявлений косвенно указывает на их верхнерудный эрозионный срез и возможные высокие перспективы распространения оруденения на глубину.

Следует отметить, что на проявлениях с самородным серебром установлены наиболее богатые руды. В отдельных бороздовых пробах из канав содержания серебра достигают десятков килограммов на тонну, а прогнозные ресурсы серебра Нижнеимнеканского и Аллара-Сахского рудных узлов в сумме составляют 20 тыс.т.

Из материалов статьи можно сделать следующие выводы:

1. Распространение амальгам серебра контролируется отложениями верхней перми (см. рис. 1). Их образование может быть обусловлено крайне низкой активностью серы в гидротермальных растворах и насыщенностью ртутью рудовмещающих структур и пород. Находки амальгам серебра являются поисковым критерием ультрабогатых серебром руд. Перспективы находок таких руд могут быть связаны с отложениями верхней перми, смятыми в узкие щелевидные антиклинальные складки и распространяющиеся от Нижнеимнеканского рудного узла к западу почти на 300 км до серебро-свинцового месторождения Болбук.

2. Установлено большое количество гипогенных минералов-включений в амальгаме серебра, которые обычно в зоне гипергенеза не сохраняются [8]. Это свидетельствует об образовании амальгам из гидротермальных растворов, а не в зоне окисления, как предполагалось ранее [5] и увеличивает перспективу серебро-рутутных рудопроявлений.

В рудных узлах сереброносность блёклой руды возрастает от серебро-свинцовых к серебро-рутутным типам руд. Высокая сереброносность блёклой руды месторождений Обоха, Хачакчан и Ночное свиде-

тельствует о небольшом эрозионном срезе месторождений и значительном потенциале на глубину.

2. Химический состав разновидностей самородного серебра (в %)

Анализы	Ag	Sb	Hg	Сумма	Формула
<i>Серебро</i>					
1	99,53	—	—	99,53	—
2	100,2	—	—	100,2	—
3	98,36	—	—	98,36	—
4	99,17	—	—	99,17	—
<i>Алларгентум</i>					
5	84,09	15,73	—	99,82	$\text{Ag}_{6,01}\text{Sb}_{0,99}$
6	84,44	15,70	—	100,14	$\text{Ag}_{6,01}\text{Sb}_{0,99}$
7	84,19	14,54	—	98,73	$\text{Ag}_{6,07}\text{Sb}_{0,93}$
8	84,31	15,21	—	99,52	$\text{Ag}_{6,03}\text{Sb}_{0,97}$
<i>Аркверит-бордозит (евгенит)</i>					
9	88,71	—	11,16	99,87	$\text{Ag}_{10,3}\text{Hg}_{0,69}$
10	83,53	—	15,78	99,31	$\text{Ag}_{9,99}\text{Hg}_{1,01}$
11	83,23	—	15,99	99,22	$\text{Ag}_{9,97}\text{Hg}_{1,03}$
12	83,92	—	16,05	99,97	$\text{Ag}_{9,97}\text{Hg}_{1,02}$
13	82,97	—	16,25	99,22	$\text{Ag}_{9,95}\text{Hg}_{1,05}$
14	80,99	—	18,11	99,10	$\text{Ag}_{9,82}\text{Hg}_{1,18}$
15	80,60	—	18,42	99,02	$\text{Ag}_{9,80}\text{Hg}_{1,20}$
16	81,37	—	18,42	99,79	$\text{Ag}_{9,81}\text{Hg}_{1,19}$
17	80,24	—	18,76	99,00	$\text{Ag}_{9,78}\text{Hg}_{1,22}$
18	78,61	—	20,61	99,22	$\text{Ag}_{9,64}\text{Hg}_{1,40}$
19	78,12	—	20,86	98,98	$\text{Ag}_{9,61}\text{Hg}_{1,39}$
20	78,37	—	21,29	99,66	$\text{Ag}_{9,50}\text{Hg}_{1,41}$
21	75,98	—	23,40	99,38	$\text{Ag}_{9,44}\text{Hg}_{1,56}$
22	72,93	—	25,67	98,60	$\text{Ag}_{9,25}\text{Hg}_{1,75}$
23	73,41	—	25,79	99,20	$\text{Ag}_{9,25}\text{Hg}_{1,75}$
24	72,51	—	25,83	98,34	$\text{Ag}_{9,23}\text{Hg}_{1,77}$
25	71,72	—	26,51	98,23	$\text{Ag}_{9,18}\text{Hg}_{1,82}$
26	72,64	—	26,58	99,22	$\text{Ag}_{9,19}\text{Hg}_{1,81}$
27	73,13	—	26,71	99,84	$\text{Ag}_{9,19}\text{Hg}_{1,81}$
28	72,71	—	26,87	99,58	$\text{Ag}_{9,18}\text{Hg}_{1,82}$
29	71,21	—	28,32	99,53	$\text{Ag}_{9,06}\text{Hg}_{1,94}$
30	67,87	—	33,08	100,95	$\text{Ag}_{8,72}\text{Hg}_{2,29}$

Примечание. Анализы: 1—8 — проявление Хачакчан; 9—30 — проявления Обоха и Хачакчан.

3. Химический состав включений в амальгамах серебра (в %)

Анализы	S	Ag	Sb	Hg	Pb	Сумма	Формула
<i>Диафорит</i>							
1	18,63	27,06	28,04		26,60	100,33	$\text{Ag}_{3,37}\text{Pb}_{1,73}\text{Sb}_{3,09}\text{S}_{7,81}$
2	17,01	27,98	24,95		28,62	98,56	$\text{Ag}_{3,66}\text{Pb}_{1,95}\text{Sb}_{2,89}\text{S}_{7,49}$
3	17,36	33,90	25,40		24,17	100,83	$\text{Ag}_{4,26}\text{Pb}_{1,58}\text{Sb}_{2,83}\text{S}_{7,34}$
4	15,96	36,83	21,33		24,41	98,53	$\text{Ag}_{4,83}\text{Pb}_{1,67}\text{Sb}_{2,48}\text{S}_{7,04}$
<i>Пираргирит</i>							
5	17,12	59,33	21,65			98,10	$\text{Ag}_{3,05}\text{Sb}_{0,99}\text{S}_{2,96}$
6	17,02	60,49	21,56			99,07	$\text{Ag}_{3,09}\text{Sb}_{0,98}\text{S}_{2,93}$
7	17,45	59,46	22,21			99,12	$\text{Ag}_{3,02}\text{Sb}_{0,99}\text{S}_{2,98}$
8	17,19	60,19	20,57			97,95	$\text{Ag}_{3,09}\text{Sb}_{0,94}\text{S}_{2,97}$
<i>Стефанит</i>							
9	15,70	67,15	15,22			98,07	$\text{Ag}_{5,03}\text{Sb}_{1,01}\text{S}_{3,96}$
10	14,69	71,90	13,96			100,55	$\text{Ag}_{5,38}\text{Sb}_{0,93}\text{S}_{3,71}$
<i>Имитерит</i>							
11	12,34	52,66		35,07		100,07	$\text{Ag}_{2,33}\text{Hg}_{0,83}\text{S}_{1,84}$
12	12,52	48,26		37,55		98,33	$\text{Ag}_{2,18}\text{Hg}_{0,91}\text{S}_{1,91}$
13	11,21	54,59		32,34		98,14	$\text{Ag}_{2,49}\text{Hg}_{0,79}\text{S}_{1,72}$
14	11,78	57,87		30,12		99,77	$\text{Ag}_{2,55}\text{Hg}_{0,71}\text{S}_{1,74}$
<i>Серебросодержащая киноварь</i>							
15	14,86	5,03		80,17		100,06	$\text{Ag}_{0,1}\text{Hg}_{0,88}\text{S}_{1,02}$
16	15,31	2,43		83,1		100,84	$\text{Ag}_{0,05}\text{Hg}_{0,9}\text{S}_{1,05}$
<i>Серебросодержащий антимонит</i>							
17	15,31	2,83	83,1			101,24	$\text{Ag}_{0,11}\text{Hg}_{2,88}\text{S}_{2,01}$

Примечание. Анализы: 1, 4, 7, 8, 10, 11 и 12 обр. 7086, проявление Обоха, устье руч. Рудный; 2, 3, 5, 6, 9, 13, 14, 15, 16 и 17 — обр. 7085, проявление Обоха, устье руч. Вилка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Жданов Ю.Я., Заякина Н.В., Лескова Н.В. Ленант AgFeS_2 — новый минеральный вид // ЗВМО. 1995. СХХIV. Вып. 5. С. 85—91.
2. Амузинский В.А., Андрианов Н.Г., Жданов Ю.Я. Минералогия серебряных руд Алара-Сахского поля // Серебряное оруденение Якутии. —Якутск, 1999. С. 43—56.
3. Браницкий Г.А. Бильярдный шар с прической // Наука и жизнь. 1999. № 1. С. 69—71.
4. Денисов Г.В., Засимов М.Г., Окунев А.Е. Геологическое строение и сереброносность Томпо-Делининской металлогенической зоны // Серебряное оруденение Якутии. —Якутск, 1999. С. 28—35.
5. Кокин А.В., Сухоруков В.И., Шишигин П.Р. Региональная геохимия (Южное Верхоянье). —Ростов-на-Дону: Росиздат, 1999.
6. Костин А.В. Формации благородных металлов Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 29—34.
7. Костин А.В., Денисов Г.В. Крупные благороднометаллические рудно-магматические системы Западного Верхоянья // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 17—25.
8. Костин А.В. Самородное серебро Эндыбальского рудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Наука и Образование. 2008. №4. С. 23—27.
9. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. —Якутск: Изд-во СО РАН, 1997.
10. Костин А.В. Сереброносные рудно-магматические системы и опыт их выделения средствами ГИС (на примере Западного Верхоянья, Якутия) // Вестник Госкомгеологии. 2010. № 1 (9). С. 61—69.
11. Узюнкоян А.А., Денисов Г.В. Состояние минерально-сырьевой базы и перспективы геологического разведочного работ Верхнеиндигирского горнопромышленного района // Вестник Госкомреологии РС(Я). 2003. № 2(5). С. 48—63.

Параметры Rb-Sr систем магматических пород Задержнинского золоторудного поля (Южное Верхоянье)

Л.А.КОНДРАТЬЕВА, А.И.ЗАЙЦЕВ, Г.С.АНИСИМОВА (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Впервые установлены параметры Rb-Sr изотопных систем магматических пород Задержнинского рудного поля. Породы характеризуются широкой вариацией изотопного состава стронция как результат смешения его из трех источников: собственно магматического, заимствованного из терригенных пород и гидротермального флюида. Получена предварительная оценка возраста пород по данным Rb-Sr метода: диориты 130—137 млн.лет, спессартиты 126 млн.лет.

Ключевые слова: диориты, спессартиты, изотопы стронция, Аллах-Юньская металлогеническая зона, Южное Верхоянье.

Кондратьева Лариса Афанасьевна, lkon12@yandex.ru

Зайцев Альберт Иванович

Анисимова Галина Семеновна

Parameters of Rb-Sr systems in magmatic rocks of the Zaderzhnoye gold-ore deposit (South Verkhoyansk)

L.A.KONDRATIEVA, A.I.ZAITSEV, G.S.ANISIMOVA

Parameters of Rb-Sr isotopic systems in magmatic rocks of the Zaderzhnoye gold-ore deposit are determined for the first time. The rocks are characterized by a wide variation of strontium isotopic composition, which is due to its coming from three sources: magmatic source, per se terrigenous rocks and a hydrothermal fluid. Rb-Sr dating yielded preliminary ages: 130—137 Ma for diorites, 126 Ma for spessartites.

Key words: diorites, spessartites, strontium isotopes, Allakh-Yun metallogenic belt, South Verkhoyansk.

Месторождение Задержнинское представляет собой новый тип золотоносных проявлений в пределах Аллах-Юньской металлогенической зоны (Южное Верхоянье). Геологическое строение, структура месторождения и минералогия руд были детально рассмотрены авторами ранее [2, 3]. Однако без внимания остался ряд вопросов, связанных с генезисом формирования рудно-магматической системы месторождения. Для их решения авторы провели первые исследования Rb-Sr изотопной систематики магматических пород и гидротермальных карбонатов рудного поля с целью уточнения возраста магматических образований района и вероятного источника вещества в гидротермальном процессе.

Задержнинское рудное поле расположено на площади широко проявленного магматизма, в пределах Менджельского дайкового пояса субширотного (270—300°) простирания. Трещинные интрузивные образования группируются в серии сближенных, иногда кулисообразно расположенных тел. Дайки выполнены породами среднего состава: диоритами, диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритами, микродиоритами и лампрофирами (спессартитами и керсантитами). На восточном фланге рудного поля наблюдаются два штока диоритов. Один из них расположен в среднем течении руч.Шток. Помимо этого на месторождении и его ближайшей периферии

М.К.Силичевым при картировании (М.К.Силичев, Н.В.Белозерцева, 1993) установлены три небольших штокообразных тела повышенной щелочности, которые по особенностям петрографического состава отнесены им к магматическим образованиям монцонит-трахиандезитовой формации. На водоразделе Задержная—Якутка (северный фланг рудного поля) обнажается шток, сложенный породами, классифицируемыми как переходные между граносиенитами и монцодиоритами. Другой шток, выполненный меланократовыми сиенитами, находится на западном фланге в долине руч.Марат. Третье, наиболее крупное тело кварцевых монцонитов, расположено на правом борту руч.Кварцевый, непосредственно к югу от месторождения. Эта интрузия, интерпретируемая М.К.Силичевым как шток, предыдущими исследователями рассматривалась как мощная дайка диоритов. Геологами ООО «Дражник» на основании документации керна подтверждена трещинная морфология магматического тела. Выходы субщелочных гранитоидов, по М.К.Силичеву, являются апикальными выступами неровной кровли крупного едва вскрывающегося интрузивного массива. Штоки и роговиковые поля тяготеют к периферической части Задержнинского месторождения, которое, таким образом, оказывается локализованным в прогибе кровли интрузивного тела. В пределах месторождения скважи-

ной в интервале 168—202 м вскрыты породы эндоконтактовой фации погребенного гранитоидного массива (?).

Наиболее древними магматическими породами, вероятно, являются диориты, так как известны факты пересечения их дайками спессартитов, имеющих внутрирудный возраст и часто пространственно со-пряженных с кварцевыми жилами. Взаимоотношения интрузивных и гидротермальных образований рудного поля указывают на два типа оруденения: до-дайкового и постдайкового возрастов, различающихся морфологией, текстурно-структурными особенностями, минеральным составом и продуктивностью руд.

Пологосекущие кварцевожильные образования, несущие вкрапленность ранних сульфидов, относятся к дайковому оруденению. Дайки спессартитов рассекают эти жилы, проникают в виде апофиз по кливажным трещинам в кварц, а также содержат его обломки вместе с вмещающими терригенными породами. Данный тип гидротермальных образований характеризуется низкой золотоносностью.

Промышленная золотоносность месторождения Задержнинское связана с крутопадающими кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления. Оруденение размещено в осевой части линейной антиклинали, согласного с региональными структурами субдолготного простирания, ассоциирующей с надвиговыми структурами. Рудовмещающие терригенные турбидиты нижней перми представлены переслаивающимися песчанистыми алевролитами и песчаниками бонсолчанской свиты.

Этот тип оруденения связан с рудными телами постдайкового возраста. Жилы локализуются, как правило, вдоль дайковых тел, т.е. выполняют те же трещины. Рудная зона 2, состоящая из кулисообразно расположенных жил, на всем протяжении сопровождается дайками спессартитов. Жилы развиваются непосредственно в зальбандах даек, или отходят в сторону на расстояние до 5 м. В случаях, когда рудное тело рассекает дайку, в нем присутствуют остатки магматического материала в виде пропластков и линз. Минерализованная зона дробления 3 на пересечении субширотными дайками содержит скементированный кварцем брекчированный материал спессартитов, который рассекается кварцевыми жилами.

Возраст оруденения определен по серициту из кварцевой руды $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН, г.Новосибирск [4]. Полученная дата 123,5 1,6 млн.лет близка ранее установленным возрастам крупных гранитоидных plutонов Южного Верхоянья (123 1 млн.лет, U-Pb, циркон, Тарбаганнахский plutон [13]; 120,4 0,6 млн.лет, U-Pb, циркон, Уэмляхский plutон [5]; 121—123 млн.лет, Ar/Ar, биотит, роговая обманка, Уэмляхский plutон [9]), времени зеленосланцевого дислокационного метаморфизма (119,4 0,5 млн.лет,

Ar/Ar, биотит [13]). Таким образом, формирование золотого оруденения Задержнинского месторождения, по-видимому, происходило одновременно с дислокационными процессами и внедрением крупных гранитоидных plutонов Южного Верхоянья.

Магматические породы рудного поля подверглись интенсивным преобразованиям в результате поздних наложенных процессов, что значительно затрудняет определение их формационной принадлежности. Породы сохраняют лишь реликты первичной кристаллически-зернистой структуры. В большинстве случаев пордообразующие минералы полностью замещены кварц-полевошпат-хлорит-карбонат-серицитовым агрегатом. Измененный характер магматических пород отражается и в химическом составе (табл. 1).

На диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (рис. 1, А) точки составов магматических пород разбросаны в различных полях калиевой щелочности от шошонитовой до щелочноземельной серии, хотя по AFM диаграмме (см. рис. 1, Б) они все определяются как производные известковощелочной серии. Различие магматических пород по калиевой щелочности, вероятно, обусловлено перераспределением калия в результате поздних наложенных процессов.

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (см. рис. 1, В) точки магматитов рудного узла расположены в пределах четырех полей: габбро-диоритовое, монцонитовое, кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты. Это, несомненно, указывает на негомогенность химического состава пород, и в большей степени, их щелочности. Индекс глиноземистости (ASI) пород изменяется от 0,519 до 1,076 и характеризует породы в основном как малоглиноземистые.

Согласно экспериментальным данным и модельным диаграммам [11], протолит расплавов магматических пород рудного поля имел амфиболитовый состав. При таком составе протолита формирование расплава происходило при температурах в интервале 940—1002 С, в среднем составляя 964 17 С (табл. 2, модель по [8]). Температуры кристаллизации магмы, рассчитанные по различным петрохимическим геотермометрам, изменяются в более широких пределах 479—862 С, в среднем составляя 742 90 С и 760 61 С, соответственно для термометров апатитового [14] и титанового [6] насыщения. Значительный разброс температур и наличие значений ниже 600 С, вероятно, обусловлены преобразованием пород при поздних наложенных процессах.

Для выяснения генезиса магматических пород рудного поля и их возраста были проведены исследования Rb-Sr изотопных систем более 60 образцов (табл. 3). Достаточно сильная измененность пород вторичными процессами не позволяет отчетливо определить их первичные особенности, связанные с магматическими процессами. В целом можно констатировать следующее. Лампрофирсы (спессартиты и

1. Химический состав магматических пород Задержинского рудного поля

Пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	CO ₂	S	F	Сумма	
<i>Диориты, монцодиориты</i>																		
<i>Ческартины</i>																		
C-28-4	57,45	0,68	14,77	1,02	3,73	0,08	4,12	5,22	3,45	1,17	0,00	3,74	0,00	0,18	3,69	0,04	0,08	99,39
119-ЛК-06	56,47	0,63	12,04	1,93	4,08	0,14	6,89	5,67	2,48	0,78	0,34	4,05	0,00	0,12	4,17	0,11	0,11	99,64
8-ЛК-04	56,29	0,77	14,65	1,60	4,52	0,12	6,52	5,16	3,25	0,02	2,64	0,00	0,23	1,87	0,00	0,14	0,14	100,06
118-ЛК-06	56,18	0,68	13,72	1,03	5,68	0,11	8,24	5,64	2,94	2,17	0,15	2,48	0,20	0,22	0,69	0,00	0,08	100,05
100-ЛК-06	56,11	0,58	14,04	0,84	4,48	0,08	6,78	5,01	3,10	1,43	0,26	3,33	0,00	0,15	4,21	0,00	0,05	100,17
C-28-24	55,52	0,58	14,13	0,17	3,82	0,08	3,40	5,17	2,72	2,82	0,10	2,43	0,00	0,15	8,93	0,03	0,09	100,01
C-28-23	55,28	0,61	14,09	0,02	4,23	0,08	3,47	5,35	2,53	2,65	0,26	2,68	0,00	0,17	8,34	0,03	0,09	99,58
117-ЛК-06	54,65	0,66	14,97	2,05	4,68	0,15	9,27	4,85	3,67	0,85	0,45	3,69	0,00	0,22	0,72	0,06	0,05	100,52
K-212-2	53,92	0,84	15,65	1,10	5,50	0,11	7,55	7,08	3,05	1,45	0,34	2,28	0,00	0,17	0,99	0,31	0,09	100,07

Пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	P ₂ O ₅	CO ₂	S	F	Сумма	
<i>Керсантиты</i>																		
<i>Керсантиты</i>																		
C-38-22	56,39	0,74	15,64	1,24	4,88	0,09	2,35	2,99	4,29	1,88	0,27	2,47	0,52	0,12	5,34	0,87	0,10	99,88
Шгр.4-120	55,18	0,61	14,95	0,28	4,04	0,09	3,97	5,95	2,88	2,13	0,00	3,23	0,00	0,16	6,13	0,04	0,11	99,70
Шгр.5-95	54,60	0,54	14,33	2,03	3,12	0,08	5,57	4,54	2,69	2,18	0,19	3,99	0,00	0,07	5,95	0,00	0,09	99,74
Шгр.5-97-1	51,57	0,55	13,89	0,43	3,89	0,11	5,68	6,33	2,62	3,05	0,30	2,19	0,00	0,15	9,15	0,02	0,14	99,71
14-ЯС	51,06	0,56	13,03	0,89	4,24	0,11	5,36	6,57	2,22	3,32	0,26	2,07	0,00	0,07	9,38	0,41	0,13	99,37
K-315D-2	41,07	0,62	10,96	1,39	6,04	0,13	9,91	7,75	0,91	2,27	0,56	3,44	0,00	0,10	15,02	0,07	0,08	99,73

Примечание. Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН методом мокрой химии, аналитики С.Е.Дьяконова, Д.А.Кулагина.

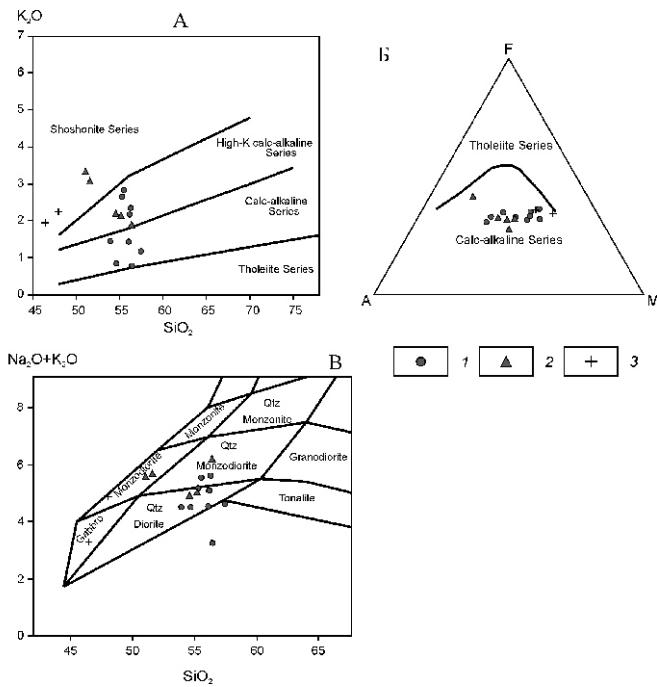


Рис. 1. Положение магматических пород Задержнинского рудного поля на классификационных диаграммах: $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (А), АМ (Б), $\text{Na}_2\text{O} \text{—K}_2\text{O}\text{—SiO}_2$ (В):

поля по работам: А — [12], Б — [7], В — [10]: 1 — диориты, 2 — спессартиты, 3 — керсантиты

керсантиты) отличаются более высоким содержанием ^{87}Rb (20,56–6,35 мкг/г) и ^{86}Sr (73,10–59,75 мкг/г), чем диориты, слагающие штоки (^{87}Rb 13,70–7,64 и ^{86}Sr 48,93–14,57 мкг/г). При этом средние величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ для лампрофиров (0,3728–0,1492) и диоритов (0,3226–0,2485) достаточно близки. Лампрофирсы в то же время характеризуются меньшими колебаниями содержания ^{87}Rb (коэффициент вариации 30,9%, для диоритов 55,77%) и более значительной дисперсией ^{86}Sr (81,74%, диориты 29,79%).

Важным параметром Rb-Sr систем магматических пород является их первичный изотопный состав стронция (I_0), позволяющий установить природу протолита. В связи с широким развитием наложенных процессов в магматических породах получение достоверных значений I_0 весьма затруднительно. Величина I_0 , а также возраст пород, могут быть определены при наличии изохронных зависимостей. Для расчета I_0 был использован возраст оруденения 125 млн. лет, при котором, вероятно, имела место последняя модификация Rb-Sr систем магматических пород. Результаты расчетов показывают широкую дисперсию полученных значений: для спессартитов величина I_0 изменяется от 0,7079 до 0,7183, для керсантитов — от 0,7061 до 0,7126, а для диоритов — от 0,7075 до 0,7187. Широкий разброс значений I_0 обусловлен значительной стронций-изотопной гетеро-

2. Температуры формирования расплава ($T_{\text{расп}}$) и кристаллизации (T_{Ap} и T_{Ti}) изверженных пород Задержнинского рудного поля

Образцы	ASI	$T_{\text{расп}}$	T_{Ap}	T_{Ti}
<i>Диориты</i>				
C-28-4	0,899	962	821	820
119-ЛК-06	0,79	976	762	749
8-ЛК-04	0,848	977	834	797
118-ЛК-06	0,787	970	827	751
100-ЛК-06	0,891	950	781	767
C-28-24	0,835	949	773	804
C-28-23	0,841	955	784	804
117-ЛК-106	0,949	957	805	757
K-212-2	0,804	979	764	784
<i>Спессартиты</i>				
C-38-22	1,076	965	761	855
Штр4-120	0,837	949	776	802
Штр5-95	0,953	940	682	780
Штр5-97-1	0,726	945	714	753
14-ЯС	0,679	954	628	743
K-315-д	0,607	985	479	603
<i>Керсантиты</i>				
36-АН-02	0,679	1002	778	681
23а-АН-02	0,607	978	641	675

Примечание. Температура насыщения T_{Ap} — апатитом, T_{Ti} — рутилом; ASI — индекс глиноземистости гранитоидов.

генностью изученных пород. В то же время величины I_0 в основной своей массе свидетельствуют о коровом источнике элемента в магматических образованиях рудного поля.

Значительная дисперсия I_0 , вероятно, указывает на то, что стронций в магматические породы поступал из различных источников. Действительно, на диаграмме $I_0 = 1/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2), используемой как индикатор смешения, видно, что основная масса точек данных формирует тренд изменения изотопного состава стронция от гидротермальных карбонатов с высоким содержанием стронция и повышенно радиогенным изотопным составом его до магматических пород с пониженным содержанием элемента и относительно низкими значениями I_0 . Гидротермальные карбонаты, представленные анкеритом (анализы проводились в ИГАБМ СО РАН на термоанализаторе STA 449 С Jupiter, аналитик Н.Н. Емельянова), выполняют прожилки в рудных телах. Они характеризуются низким содержанием Rb (0,03–4,46 мкг/г), очень высо-

3. Результаты Rb-Sr изотопного анализа магматических и гидротермальных образований Задержинского рудного поля

Образцы	Материалы	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$I_0(125)$
Шток 1 (восточный фланг рудного поля, руч.Шток)						
8-ЛК-04	Диорит	14,8522	67,8139	0,2165	0,7079	0,70752
4-ЛК-04		21,3571	73,7277	0,2863	0,7108	0,71029
5-ЛК-04		15,1362	59,6050	0,2510	0,7095	0,70905
Шток 2 (месторождение, глубокие горизонты)						
C-28-23	Диорит	22,4195	40,5934	0,5459	0,7101	0,70913
	СФ	23,7592	30,7135	0,7647	0,7089	0,70754
	КФ (8,71%)	8,3780	144,1452	0,0574	0,7128	0,7127
C-28-24	Диорит	24,2977	31,6481	0,7589	0,7130	0,71145
	СФ	26,6247	21,9642	1,1982	0,7097	0,70757
	КФ (8,62%)	0	134,3064	0	0,7187	0,7187
Шток 3 (северный фланг рудного поля, руч.Якутка)						
118-ЛК-06	Диорит	14,8391	41,2842	0,3553	0,7083	0,70767
119-ЛК-06		5,8711	39,8997	0,1454	0,7135	0,71324
Дайка (месторождение, руч.Кварцевый)						
100-ЛК-06	Диорит	13,9742	39,7918	0,3471	0,7099	0,70928
	СФ	11,9905	33,9202	0,3496	0,7095	0,70888
	КФ (16,28%)	24,1754	69,9866	0,3415	0,7109	0,71029
C-26-1	Диорит	18,6314	41,6247	0,4428	0,7110	0,71021
C-27-2		11,4729	42,4611	0,2671	0,7112	0,71072
C-30-2		17,8007	46,1348	0,3814	0,7134	0,71272
C-28-3б		34,4341	32,2725	1,0547	0,7135	0,71163
C-28-4б		10,1516	41,7865	0,2401	0,7093	0,70887
117-ЛК-06	Диорит (?)	4,4719	67,4567	0,0655	0,7086	0,70848
	СФ	4,9809	73,2481	0,0672	0,7092	0,70908
	КФ (14,56%)	1,4850	33,4720	0,0439	0,7089	0,70882
Дайка (рудная зона 2)						
14-ЯС	Спессартит	31,2722	76,0374	0,4065	0,7131	0,71238
	СФ	33,7712	58,0564	0,5750	0,7132	0,71218
	КФ (9,67%)	7,9284	244,0026	0,0321	0,7129	0,71284
Штр.4бюв-20-3	Спессартит	14,1259	74,7290	0,1868	0,7154	0,71507
Штр.5-80-1		28,028	139,7693	0,1982	0,7162	0,71585
		28,6456	125,8100	0,2251	0,7175	0,7171
		17,2718	382,8875	0,0446	0,7088	0,70872
Штр.5-95	Спессартит	15,9537	36,2593	0,4349	0,7093	0,70853
Штр.5-97-1		28,739	60,8263	0,467	0,7107	0,70987
	СФ	29,8041	50,6162	0,582	0,7162	0,71517
		11,0524	230,3718	0,0474	Не опр.	—
8-ЯС	Спессартит	31,0904	69,6936	0,4410	0,7166	0,71582
15-ЯС		18,3628	59,9927	0,3026	0,712	0,71146
16-ЯС		19,0746	47,3202	0,3985	0,7131	0,71239
Шт.4-145		1,1268	27,1633	0,0410	0,7184	0,71833
Дайки рудного поля						
C-17-5	Спессартит	15,0462	52,4569	0,2835	0,7122	0,7117
C-17-6174		20,2282	43,7023	0,4575	0,7089	0,70809
C-17-8		15,5546	55,06	0,2792	0,7096	0,7091
C-18-6а		21,48183	80,3946	0,2641	0,7146	0,71413
C-18-7а		25,3993	49,6918	0,5053	0,7131	0,7122

Образцы	Материалы	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$I_0(125)$
C-28-5б	Спессартит	19,0524	45,5362	0,4136	0,7113	0,71056
C-31-6а		0,8586	70,2977	0,0121	0,7123	0,71228
C-31-11а		16,2965	30,8021	0,523	0,7108	0,70987
C-32-6209		36,4361	30,6292	1,1759	0,7159	0,71381
C-32-5		25,0636	42,8065	0,5788	0,7113	0,71027
C-32-7б		19,8344	58,5957	0,3346	0,7138	0,71321
C-33-12		19,3864	41,0248	0,4671	0,7121	0,71127
C-33-27-б		29,467	29,094	1,0012	0,7121	0,71032
C-36-2а		23,239	54,6278	0,4205	0,7130	0,71225
C-36-6107		24,6676	49,6649	0,491	0,7123	0,71133
C-36-14а		19,4412	53,2188	0,3611	0,7116	0,71096
C-36а-9а		17,428	45,2689	0,3806	0,7134	0,71272
C-36а-6285		32,7593	36,9273	0,8769	0,7123	0,71074
C-36а-14а		25,9025	57,2814	0,4470	0,7138	0,71301
C-36а-15а		30,8818	54,5071	0,5600	0,7142	0,7132
C-38-22		17,7671	40,5825	0,4328	0,7150	0,71423
	СФ	19,3256	27,1668	0,7032	0,7155	0,71425
	КФ (7,96%)	0	195,7057	0	0,7142	0,7142
C-38-7203	Спессартит	13,3292	49,3748	0,2668	0,7095	0,70903
Шт.4-120		16,6926	44,7911	0,3684	0,7086	0,70794
102-ЛК-06		16,9431	52,7574	0,3174	0,7134	0,71284
105-ЛК-06		18,9154	47,9052	0,3903	0,7139	0,71321
109а-ЛК-06	Спессартит (?)	24,6428	56,2618	0,4330	0,7130	0,71223
114-ЛК-06	Спессартит (?)	28,2532	47,1519	0,5923	0,7151	0,71405
K-315д-2	Спессартит	28,4638	48,2664	0,5829	0,7135	0,71246
	СФ	47,1288	9,8471	4,7310	0,7195	0,71109
	КФ (39,66%)	6,6271	106,7188	0,0006	0,7128	0,7128
K-212-2	Диорит	9,9783	55,2903	0,1784	0,7078	0,70748
	СФ	8,9904	52,2000	0,1702	0,7092	0,7089
	КФ (15,52%)	15,3557	72,1117	0,2105	Нне опр.	—
K-211-4	Спессартит	29,7741	11,0064	2,6740	0,7171	0,71235
K-213-6		6,5066	35,9009	0,1792	0,7095	0,70918
K-213-8		6,3067	71,3384	0,0874	0,7090	0,70884
K-213-9		14,0174	70,4777	0,1966	0,7116	0,71125
23а-АН-02	Керсантит	25,4527	49,2723	0,5106	0,7103	0,70939
	СФ	26,1114	29,4502	0,8764	0,7142	0,71264
	КФ (28,56%)	23,805	98,8553	0,2380	0,7074	0,70697
36-АН-02	Керсантит	16,1953	191,6785	0,0835	0,7073	0,70715
	СФ	5,8642	199,027	0,0291	0,7074	0,70735
	КФ (18,78%)	60,8754	15,6662	0,3763	0,7068	0,70609

Гидротермальные карбонаты

11-ЯС	Анкерит	0,0956	593,95	0,000159	0,7197	0,7197
13-ЯС		0,0329	713,9182	0,000046	0,7201	0,7201
24-ЯС		0,0675	626,0276	0,000106	0,7194	0,7194
29-ЯС		4,4605	604,6780	0,000729	0,7182	0,7182
Штр.2-44-3		0,2497	736,4892	0,00034	0,7201	0,7201

Примечание. Содержание элементов (в мкг/г); $I_0(125)$ — первичный изотопный состав Sr, рассчитанный на предполагаемый возраст оруденения 125 млн. лет; СФ и КФ — силикатная и карбонатная фракции образца после процедуры его выщелачивания в 1 н. HCl при комнатной температуре в течение 24 часов; анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН под руководством А.И.Зайцева.

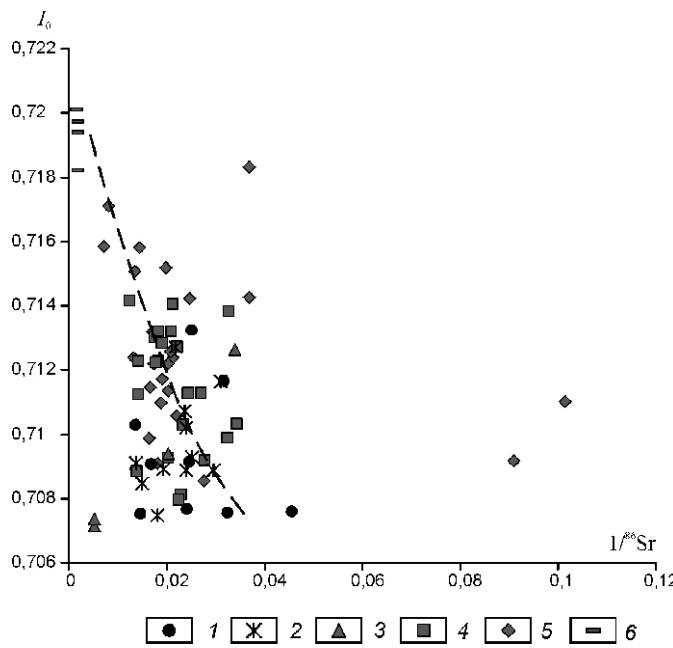


Рис. 2. Диаграмма смешения стронция магматических пород:

1 — штоки диоритов; дайки: 2 — диоритов, 3 — керсантитов, 4 — спессартитов, 5 — рудных спессартитов; 6 — гидротермальные карбонаты

ким — Sr (593,95—736,49 мкг/г), и аномально повышенными значениями изотопных отношений Sr (0,7182—0,7201), что не согласуется с низкими значениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0,00005—0,00073) в этих карбонатах (см. табл. 3). Это указывает на то, что стронций карбонатов имел коровый источник с повышенным содержанием стронция и высоким содержанием в нем радиогенного компонента.

Дополнительная информация была получена при обработке ряда образцов в 1 н. HCl при комнатной температуре в течение 24 часов. Выделенные при этой процедуре силикатные СФ и выщелоченные КФ фракции пород были подвергнуты Rb-Sr изотопному анализу. Первоначально предполагалось, что КФ представлена единственным карбонатным материалом. Однако анализ полученных результатов показал, что в КФ, кроме того, содержатся Rb и Sr, которые находятся в породе в слабосвязанной форме и могут занимать место в межзерновом пространстве породы. По характеру распределения содержаний КФ в образцах магматитов можно выделить три группы (в %): 5,4—9,7; 14,6—18,8 и 28,7—39,7. Породы с наименьшими количествами КФ характеризуются наиболее высокими концентрациями Sr (134—382 мкг/г) и в среднем наименьшим содержанием Rb 7,436 6,656 мкг/г (0—17,27). В то же время в породах двух других групп содержание Sr значительно ниже (15,7—106,7 мкг/г) и выше содержание Rb (1,48—60,88 мкг/г). Между содержанием Rb и величинами

I_0 существует обратная корреляция ($r = 0,728, n = 10$), указывающая, что повышенные значения I_0 в КФ в основном обусловлены наличием в нем карбонатного материала, практически не содержащего рубидия. Более низкие величины I_0 характерны для КФ с высоким содержанием рубидия и, вероятно, связаны с материалом межзерновой фазы пород, сформированным при вторичных наложенных процессах. Это подтверждается и тенденцией к положительной зависимости между значениями I_0 и содержанием в образцах SiO_2 и CO_2 (рис. 3). Это предполагает, что одна часть стронция в КФ и, соответственно, в породе, могла быть заимствована из вмещающих магматические тела терригенных пород, а другая поступала

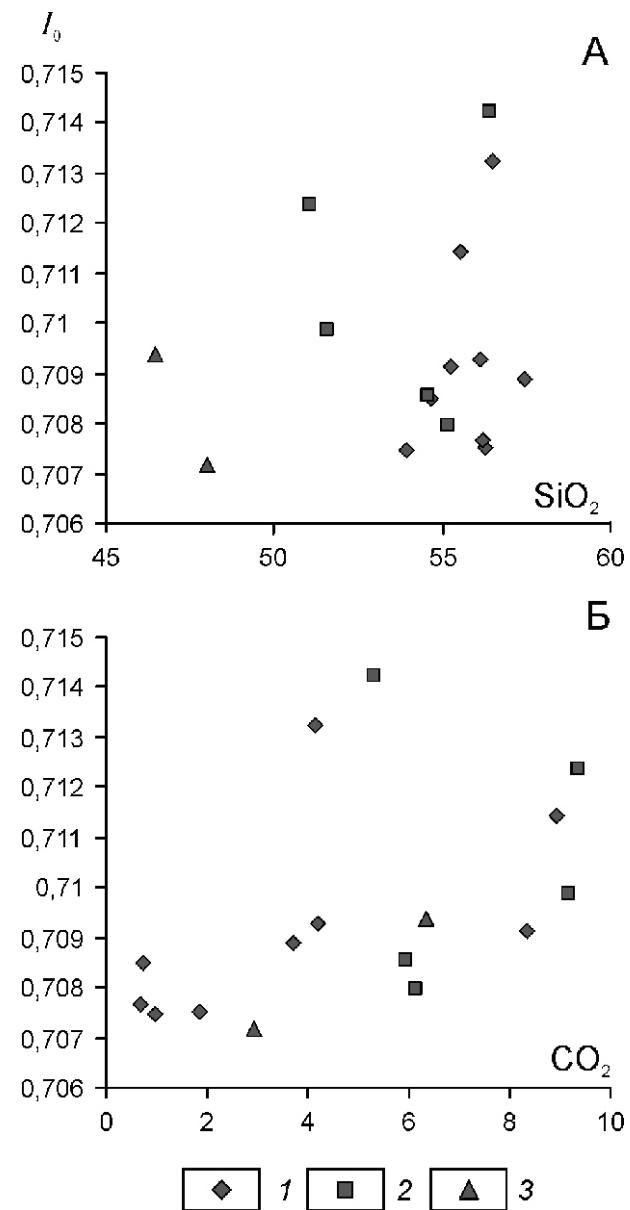


Рис. 3. Зависимость значений первичного изотопного состава стронция (I_0) магматических пород от содержания в них SiO_2 (А) и CO_2 (Б):

1 — диориты, 2 — спессартиты, 3 — керсантиты

вместе с гидротермальным флюидом, содержащим CO₂. Таким образом, стронций магматических пород месторождения представлен составляющими компонентами по крайней мере из трех источников: собственно магматического, заимствованного из терригенных пород, и гидротермального флюида.

Действительно, имеющиеся данные по Rb-Sr системам различных пород Южного Верхоянья [1] подтверждают это заключение. Так, для гранитоидов Уэмляхского и Тарбаганнахского plutонов, расположенных севернее рудного узла, значения I_0 изменяются в пределах 0,7059—0,7090, что согласуется с наиболее низкими величинами I_0 для магматитов месторождения. Для терригенных пород пермского возраста, вмещающих эти массивы, и в районе месторождения Булар их величины лежат в интервале 0,7084—0,7256, а в гидротермальных карбонатах месторождений Юр и Оночаллах — 0,7133—0,7218 [1].

Значительная измененность магматических пород рудного поля затрудняет корректное определение их Rb-Sr возраста. Тем не менее, предварительная оценка его может быть получена при использовании Rb-Sr изохронной диаграммы. Для диоритов штоков (рис. 4) наиболее кучно расположенные точки данных формируют две линии регрессии, рассматриваемые авторами как изохронные, которые оценивают возраст пород в интервале 127—137 млн. лет. Рассчитанные параметры этих изохрон (эррохрон) приведены в табл. 4. Для 8 образцов спессартитов получен Rb-Sr изохронный возраст 126 3 млн. лет и для образцов С-38-22 и К-315д-2 по внутренней изохроне (порода, СФ, КФ) оценен возраст 130 и 100 млн. лет соответственно (см. табл. 4).

Полученные результаты датирования изверженных пород вследствие сильной модификации их поздними процессами не дают точной и однозначной оценки их возраста. Для диоритов увеличение значений возраста положительно коррелирует с повышением значений I_0 и величины дисперсии стандартных отклонений как I_0 , так и возраста. Это может свидетельствовать о значительном нарушении Rb-Sr сист-

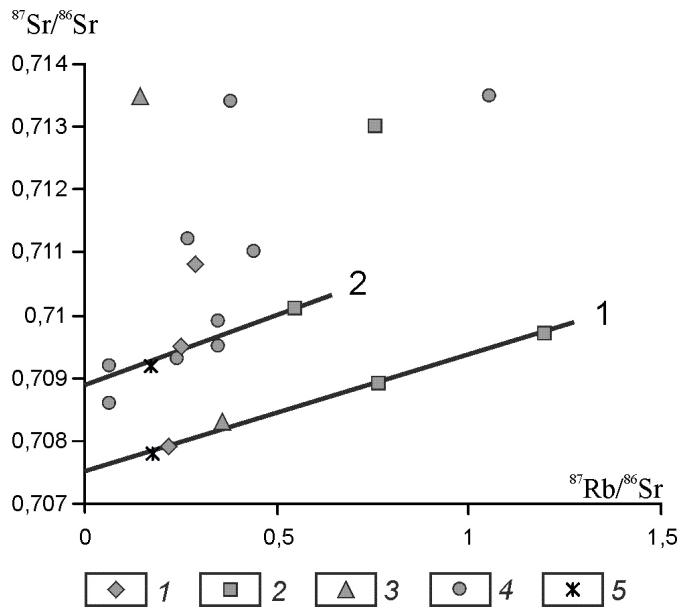


Рис. 4. Rb-Sr изохронная диаграмма для диоритов:

изохроны: 1 — 130 1 млн. лет, I_0 0,70748 0,00001; 2 — 137 24 млн. лет, I_0 0,70894 0,00010; штоки: 1 — первый (восточный фланг, руч.Шток), 2 — второй (месторождение, глубокие горизонты), 3 — третий (северный фланг, руч.Якутка); дайки: 4 — месторождение и 5 — южный фланг, руч.Спокойный

темы образцов с более древними значениями возраста. В этом случае возраст 130 млн. лет может рассматриваться как более вероятная и минимальная оценка времени их формирования. Молодой возраст обр.К-315д-2 100 млн. лет, с одной стороны, может рассматриваться как указание на более позднее событие тектономагматической активизации в районе. С другой, повышенное количество КФ (39,66%) в образце показывает значительную роль в составе стронция доли ⁸⁷Sr не магматического генезиса, что, вероятно, «выполаживает» внутреннюю изохрону образца и обуславливает фиктивную оценку его возраста.

4. Параметры Rb-Sr изохрон магматических пород Задержинского рудного поля и их Rb-Sr возраст

Порода	Изохроны	Число проб	Образцы	Возраст, млн. лет	I_0
Диориты	1	5	K-212-2, 8-ЛК, 118, C-28-24 (СФ), C-28-23 (СФ)	127 7	0,70754 0,00006
	1	4	K-212-2, 8-ЛК, C-28-24 (СФ), C-28-23 (СФ)	130 1	0,70748 0,00001
	2	6	117 (СФ), K-212-2 (СФ), C-28-4б, 5-ЛК, 100 (СФ), C-28-23	137 24	0,70894 0,00010
Спессартиты		8	C-31-6а, 14-ЯС (СФ), 16-ЯС, C-36-2а, C-18-7а, 109а-ЛК-06, K-315д-2, K-211-4	126 3	0,71229 0,00005
		3	C-38-22, C-38-22 (СФ), C-38-22 (КФ)	130 0,5	0,71420 0,00001
		3	K-315д-2, K-315д-2 (СФ), K-315д-2 (КФ)	100 2	0,71274 0,00007

Таким образом, первые результаты изучения Rb-Sr изотопных систем магматических пород месторождения Задержнинское показывают наличие в них значительной стронций-изотопной неравновесности в связи с изменением пород в результате поздних наложенных процессов. Стронций пород представляет собой результат смешения его из трех источников: собственно магматического, заимствованного из терригенных пород и гидротермального флюида. Изотопный состав собственно магматического стронция, вероятно, был относительно низким, порядка 0,7072—0,7080. Стронций, заимствованный из терригенных пород, имел более высокую радиогенную составляющую и в основной массе его изотопный состав превышал величину 0,710. Гидротермальные карбонаты из руд месторождения характеризуются очень высоким содержанием Sr (593—736 мкг/г) и значений изотопных отношений элемента (0,7182—0,7201). Это указывает на то, что гидротермальный флюид не связан с магматическими проявлениями рудного поля и имеет коровий генезис.

Предварительные результаты датирования пород Rb-Sr методом определяют возраст спессартитов в 126 млн. лет, а минимальную оценку возраста формирования диоритов в 130—137 млн. лет. Для более точного определения возраста различных геологических процессов необходимо привлечение других методов изотопного датирования и более чистого материала из смежных с рудным полем районов.

Работа проведена в рамках проекта СО РАН, выполняемого совместно со сторонними научными организациями № 37 и Президиума РАН 23.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г. и др. Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. —Магадан, 2003.
2. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С. Золотое оруденение нового типа в Аллах-Юньской металлогенической зоне // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 11—17.
3. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 23—28.
4. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Бахарев А.Г. и др. Задержнинское золоторудное месторождение (Южное Верхоянье): геологическая позиция, вещественный состав руд и возраст оруденения // Мат-лы Всероссийской конференции «Новые и нетрадиционные типы месторождений полезных ископаемых Прибайкалья и Забайкалья». —Улан-Удэ, 2010. С. 105—106.
5. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др. Новые U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные геохронологические и AFT термохронологические данные по северо-востоку Якутии и их возможная тектоническая и геодинамическая интерпретации // Рудогенез и металлогенез Востока Азии. —Якутск, 2006. С. 145—148.
6. Hayden L.A., Watson E.B. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // Earth and Planetary Science Letters. 2007. Vol. 258. № 3—4. Pp. 561—568.
7. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. Vol. 8. Pp. 523—548.
8. Jung S., Pfander J.A. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids — constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry // Eur. J. Miner. 2007. Vol. 19. № 6. Pp. 859—870.
9. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. № 2. Pp. 167—170.
10. Middlemost E.A.K. Naming materials in magma (igneous rocks) // Earth Sci. Rev. 1994. Vol. 37. Pp. 215—224.
11. Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magma // Casroto A., Fernandes C., Vugnervesse J.L. (eds). Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. Geol. Soc. Of London, Special Publication. 1999. Vol. 168. Pp. 55—75.
12. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contr. Miner. Petrol. 1976. Vol. 58. Pp. 63—81.
13. Prokopiev A.V., Toro J., Hourigan J.K., Bakharev A.G., Miller E.L. Middle Paleozoic-Mesozoic boundary of the North Asian craton and the Okhotsk terrane: new geochemical and geochronological data and their geodynamic interpretation // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4. Pp. 71—84.
14. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma type // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 64. Pp. 295—304.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.243(571.56)

А.В.Прокопьев, 2011

Структурное строение и позднемезозойско-кайнозойская деформационная история юго-западной части Полоусного синклиниория (северо-восток Якутии)

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

Описаны тектонические структуры западного фланга зоны сочленения Полоусного синклиниория и Нагонджинского террейна, образовавшиеся в позднемезозойское и кайнозойское время. Проведено тектоническое районирование, выделены основные тектонические зоны и подзоны, расшифрована кинематика многостадийной наложенной складчатости. Определены главные временные рубежи мезозойско-кайнозойского тектогенеза.

Ключевые слова: тектоническое районирование, наложенная складчатость, Полоусный синклиниорий, Верхояно-Колымская складчатая область.

Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ru

Structure and Late Mesozoic-Cenozoic deformation history of the southwestern Polousnyy synclinorium (northeast Yakutia)

A.V.PROKOPIEV

Description is given of tectonic structures on the western side of the zone of junction of the Polousnyy synclinorium and the Nagondzha terrane that formed in Late Mesozoic and Cenozoic time. Main tectonic zones and subzones are delineated, and kinematics of multi-stage superposed folding is defined. Main time periods of Mesozoic-Cenozoic tectogenesis are determined.

Key words: tectonic zonation, superposed folding, Polousnyy synclinorium, Verkhoyansk-Kolyma folded region.

Юго-восточный фланг Полоусного синклиниория, в зоне его сочленения с Нагонджинским террейном [8] (рис. 1) является ключевым в понимании процессов коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и Северо-Азиатского кратона. Ранее синклиниорий рассматривался как западная часть Полоусного мегасинклиниория под названием Ольджойский синклиниорий, который на юге граничит с Туостахским горст-антеклиниорием [2, 5]. В составе Полоусного (Ольджойского) синклиниория традиционно выделялись Северо-Полоусненская, Депутатская и Южно-Полоусненская продольные зоны, ограниченные крупными разломами [5, 14]. В геодинамическом плане с позиций плитной тектоники и террейнового анализа мезозойские отложения Полоусного синклиниория рассматриваются или как постамальгамационные образования Колымо-Омолонского микроконтинента, накапливавшиеся в преддуговом прогибе Уяндинско-Ясачненской вулканической дуги [7], или как структуры Полоусно-Дебинского террейна аккреционного клина [8]. Л.П.Зоненшайн с соавторами [3] считали, что породы синклиниория отлагались в задуговом бассейне. Главные деформационные структуры синклиниория связываются с коллизией Колымо-Омолонского микроконтинента и Северо-Азиатского кратона в позднемезозойское время.

Преобладающее в пределах центральной части Полоусного синклиниория субширотное простиранье мезозойских складчатых структур сменяется к западу северо-восточным и субмеридиональным. Характерно преобладание развития здесь линейных и слабонаклонных складок значительной протяженности [4]. В расположенной восточнее Хулиджунской тектонической зоне был описан широко проявленный площадной тектонический меланж в юрских отложениях, который сопровождается кливажем скольжения и трещинным кливажем осевой плоскости [6, 12, 16]. Здесь же обнаружены высокоамплитудные надвиги (например, Сетакчанский) и наложенные на них сдвиговые деформации [11, 12, 16]. Основная задача исследования — определение тектонического строения этой территории, установление последовательности формирования дислокационных структур с целью расшифровки позднемезозойской деформационной истории. Детальные структурно-тектонические исследования базировались на современных методиках структурного анализа и данных геологического картирования.

В пределах рассматриваемого района с севера на юг выделяются несколько тектонических зон, ограниченных крупными разрывными нарушениями — Иргичанская, Ольджойская и Туостахская. Послед-

няя ранее включалась в состав Туостахского антиклиниория, а в настоящее время — Нагонджинского террейна. На тектонические зоны наложены крупные кайнозойские впадины и грабены северо-западного простирания, ограниченные сбросо-сдвигами — Верхне-Селенняхская, Ольджойская и Тирехтяхская (рис. 2). В каждой из тектонических зон выделяются подзоны, различающиеся стилем и кинематикой деформаций.

Иргичанская тектоническая зона охватывает южный фланг Полоусного синклиниория и простирается в северо-восточном направлении (см. рис. 2). Она сложена средне-верхнеюрскими отложениями,

деформированными в линейные складки преимущественно северо-восточного простириания, сопровождающимися надвигами северо-западной вергентности. С юга она ограничена Иргичанским (Депутатским по работе [2]) разломом северо-восточного простириания, который в пределах исследуемой территории перекрыт кайнозойскими образованиями Верхне-Селенняхской впадины и устанавливается по геофизическим данным цепочкой слабых магнитных аномалий и ступенью в гравитационном поле.

Чебукулахская тектоническая подзона расположена на южном фланге Иргичанской зоны (см. рис. 2) и характеризуется линейной складчато-надвиговой структурой северо-западной вергентности. Она сложена глинистыми отложениями эльбукской толщи и песчано-алевролитовыми образованиями антигской и мохоройской толщ средней—верхней юры. В составе подзоны установлено девять ограниченных надвигами тектонических пластин. Региональный надвиговый срыв трассируется, скорее всего, по некомпетентным глинистым горизонтам эльбукской толщи. В пределах пластин картируются линейные сжатые складки, осевые плоскости которых наклонены на северо-запад, а шарниры полого погружаются под углами 5—20° в юго-западном и северо-восточном направлениях. Субпараллельно осям складок расположены дайки и субпластиевые тела меловых гранит-порфиров, риолитовых порфиритов и щелочных гранит-порфиров.

Вертикальные амплитуды смещения по надвигам, ограничивающим тектонические пластины, составляют первые сотни метров. Оценить горизонтальную величину перемещений невозможно. Сместители надвигов имеют крутые углы падения 45—75°. В ряде случаев наблюдаются надвиги со сместителями юго-восточной вергентности, ограничивающие так называемые треугольные зоны [13].

На севере и в центральной части подзоны картируемые складки преимущественно шевронные, килевидные, сжатые. Углы падения слоистости на их крыльях достигают 75—85°. Мульды синклиналей выполнены в основном отложениями мохоройской и верхней части антигской толщ.

Ольджойская тектоническая зона охватывает структуры центральной части изученной территории и сложена в различной степени деформированными отложениями верхнего триаса и средней—верхней юры. Выделяются четыре тектонические подзоны: Хастырская, Чемегендинская, Нахчанская, Буркатская и Сахчанский блок. Северо-восточная граница с Иргичанской зоной перекрыта кайнозойскими отложениями Верхне-Селенняхской впадины. Стиль дислокаций Хастырской и северной части Чемегендинской подзон весьма схож с деформациями Чебукулахской подзоны Иргичанской зоны и отличается лишь направлением простириания структур. Это позволяет предположить, что в докайнозойский этап

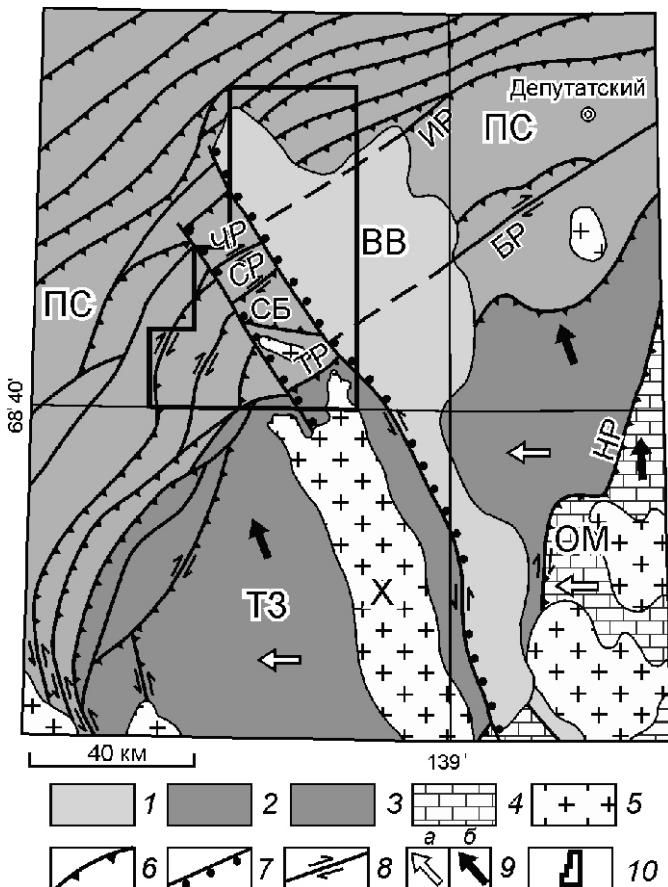


Рис. 1. Тектоническая схема южного сектора Полоусного синклиниория и Нагонджинского террейна:

отложения (преимущественно): 1 — кайнозойские, 2 — юрские, 3 — триасовые, 4 — палеозойские; 5 — гранитоиды; 6 — надвиги; 7 — сбросы; 8 — сдвиги; 9 — направление тектонического транспорта: а — в первый и б — второй этапы деформаций; 10 — контур исследованной территории; ПС — Полоусный синклиниорий, ТЗ — Туостахская тектоническая зона Нагонджинского террейна, ОМ — Омулевский террейн, ВВ — Верхне-Селенняхская впадина, Х — Хадараныинский гранитоидный pluton; разломы: ЧР — Чемегендинский, СР — Саханыинский, ИР — Иргичанский, ТР — Тирехтяхский, БР — Былатский, НР — Нальчанский, СБ — Сахчанский блок

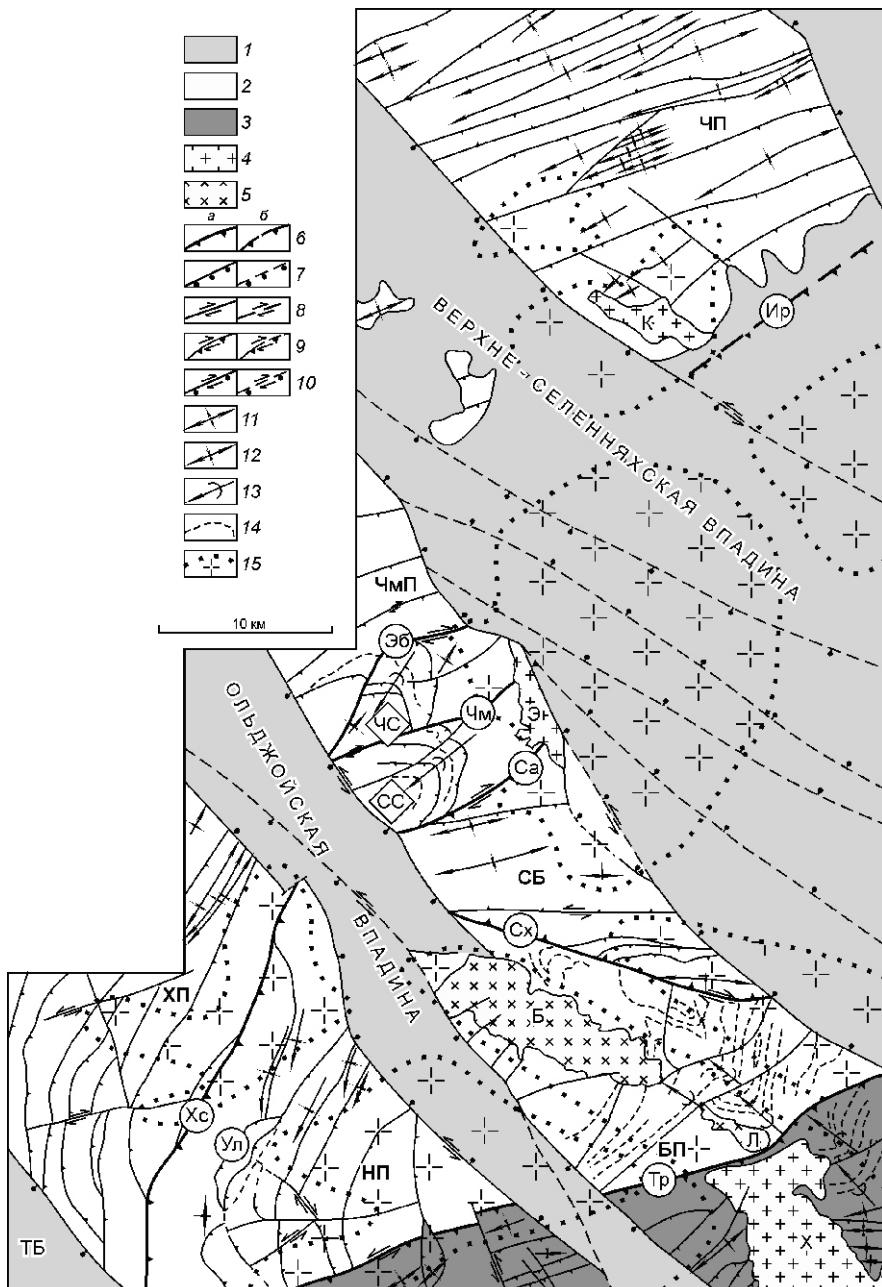


Рис. 2. Тектоническая карта западного фланга зоны сочленения Полоусного синклиниория и Нагондинского террейна:

1 — кайнозойские отложения (ТБ) Тирехтяхской впадины; 2 — Полоусный синклиниорий; 3 — Туостахская тектоническая зона Нагондинского террейна; 4 — граниты; 5 — диориты; разломы (сплошная линия — достоверные, пунктирующая — предполагаемые): 6 — надвиги и взбросы, 7 — сбросы, 8 — сдвиги, 9 — взбросо-сдвиги, 10 — сбросо-сдвиги; оси складок: 11 — антиклиналей, 12 — синклиналей, 13 — синформ; 14 — структурные линии; 15 — предполагаемые границы интрузивных тел; тектонические подзоны: ЧП — Чебукулахская, ХП — Хастырская, ЧМП — Чемегендинская, НП — Нахчанская, БП — Буркатская, СБ — Сахчанский блок; разломы: Хс — Хастырский, Тр — Тирехтяхский, Сх — Саханский, Ир — Иргичанский, Эб — Эбенский, Чм — Чемегендинский, Ул — Улахан-Нахчанская, Са — Саханьинский; синформы: СС — Сахчанская, ЧС — Чемегендинская; интрузивы: Х — Хадараньинский, Б — Буркатский, К — Кигиляхский, Э — Эбенский, Л — Лептегинский

развития территории Ольджойская и Иргичанская зоны представляли собой одно целое, но позднее были разобщены левосторонними сбросо-сдвигами, которые и привели к формированию крупных кайнозойских впадин и депрессий.

Хастырская подзона расположена на юго-западе территории, имеет чешуйчато-надвиговое строение и сложена средне-позднеюрскими отложениями. В ее составе закартированы восемь тектонических пластин, ограниченных надвигами субмеридионального и север-северо-восточного простирания. Структуры подзоны в плане испытывают плавный изгиб и меняют простирание в северном направлении от субмеридионального к север-северо-восточному. Сместители надвигов под углами 45—75° наклонены преимущественно на восток и юго-восток. Надвиги выражены зонами мелкой дисгармоничной складчатости, прокварцевания, зонами тектонических меланжей и приурочены к некомпетентным глинистым горизонтам эльбукской и антигской толщ, которые являются региональными горизонтами скольжения надвиговых пластин, также как и в Иргичанской складчатой зоне. Нередко надвиги имеют комбинированную взбросо-сдвиговую кинематику. В целом по разломам, ограничивающим пластини, устанавливается амплитуда вертикального смещения порядка 0,5—1,5 км.

В зонах второстепенных разломов внутри тектонических пластин отмечается интенсивная мелкая складчатость. Складки сжатые (углы крыльев 90°), нередко опрокинутые как на запад, так и на восток. Отмечается плавное изгибание шарниров и осевых плоскостей складок, что связано с наложением более поздних присдвиговых складок с крутыми шарнирами. Простирание субпластиных тел и даек ранне-позднемеловых риолитовых порфиров в центральной части подзоны субпараллельно простиранию складчато-надвиговых структур. Крупные складки закартированы лишь на северо-восточном фланге подзоны. Их осевые плоскости под углами 70—85° падают на

юго-восток, а шарниры полого 5—15° погружаются в северо-восточном направлении.

Малоамплитудные правые и левые сдвиги, ориентированные в широтном, северо-западном и юго-западном направлениях вкрест простирания надвиговых структур, имеют различную кинематику. Амплитуды горизонтальных перемещений по ним составляют первые сотни метров.

Структуры *Нахчанской подзоны* граничат с образованиями Хастырской подзоны по Хастырскому разлому, который протягивается в субмеридиональном направлении на юго-западе исследованной территории (см. рис. 2). Разлом представляет собой взбросо-сдвиг, причем на его южном отрезке установлены существенно надвиговые перемещения в западном направлении, а в средней части и на северном фланге вдоль его простирания фиксируются правосторонние подвижки с амплитудой горизонтального смещения до 1,5 км. Плоскость сместителя круто падает под углами 60—75° на восток и восток-юго-восток, вертикальная амплитуда 0,6—1,2 км. Нахчанская подзона сложена отложениями средней—верхней юры и имеет чешуйчато-надвиговое строение. Здесь закартировано восемь крупных тектонических пластин север-северо-восточного простирания. Для каждой из них характерно общее моноклинальное падение пород на восток и юго-восток под углами 35—65°. Во фронтальных и особенно в тыловых частях пластин на западе и в центре подзоны картируются синклинали шириной до 1,5—2,5 км. Их осевые плоскости субвертикальны, а шарниры полого (5—15°) погружаются преимущественно на юг. Восточные крылья синклиналей часто перекрыты фронтальными надвигами соседних тектонических пластин.

В западной части подзоны закартирован Улахан-Нахчанский тектонический покров, амплитуда горизонтального перемещения по которому оценивается в 2—3 км. Аллохтон покрова сложен меланжированными отложениями эльбукской и антигской толщ, надвинутыми в западном направлении. Сместитель подошвенного надвига покрова полого под углами 15—30° падает на восток. Вдоль простирания в северном направлении подошвенный надвиг покрова становится круче и трансформируется в правосторонний взбросо-сдвиг.

Разломы, как ограничивающие тектонические пластины, так и трассирующиеся внутри них, имеют правостороннюю взбросо-сдвиговую кинематику и, как правило, подчеркнуты мелкой интенсивной складчатостью. Вертикальные амплитуды от 0,5 до 1,5 км.

Дайки и субпластовые тела меловых риолитовых порфиритов, базальтов и позднеюрско-раннемеловых андезито-базальтов распространены в центральной части и на востоке подзоны. Большой частью простирание этих тел близко к общему простирианию складчатых структур.

Многочисленные правые и левые сдвиги широтного простирания малоамплитудны (до первых сотен метров), выражены зонами смятия и прокварцевания шириной до первых дециметров, реже «залечены» позднемеловыми риолит-порфирами, но смещают ранне-позднемеловые тела гранит-порфиров.

На востоке структуры подзоны ограничены сбросо-сдвигами Ольджойской впадины. Южная граница подзоны с деформационными образованиями Туостахской тектонической зоны Нагонджинского террейна проходит по Тирехтяхскому разлому, по отношению к которому структуры Нахчанской подзоны расположены дискордантно, практически под прямым углом.

Чемегендинская подзона расположена на западе района, имеет восток-северо-восточное простирание и сложена отложениями верхнего триаса и юры. С северо-востока и юго-запада структуры подзоны ограничены сбросо-сдвигами Верхне-Селенняхской и Ольджойской впадины, а на юге по Сахчанскому разлому граничат с Сахчанским тектоническим блоком (см. рис. 2). Характерная особенность подзоны — сложное тектоническое строение, обусловленное преимущественно взбросо-правосдвиговой кинематикой основных разломов. Северная часть подзоны в структурном плане резко отличается от центральной и южной. Здесь развиты субширотные взбросо-сдвиги северной вергентности с крутыми сместителями (55—85°), которые разделяют четыре тектонические пластины. Амплитуды вертикального смещения оцениваются в первые сотни метров.

Северная часть подзоны по Эбенскому разлому контактирует с центральной частью, которая, как и южная, имеет существенно иное строение (см. рис. 2). Здесь картируются две крупные синформы, ограниченные с севера и юга разломами северо-восточного простирания. Мульда Чемегендинской синформы, расположенная в центральной части подзоны, сложена отложениями средней—верхней юры, тогда как ее призамковая часть выполнена интенсивно деформированными толщами верхнего триаса и нижней юры. Осевая плоскость синформы имеет северо-восточное простирание, а шарнир круто погружается в юго-западном направлении под углом 65—80°. По сути дела синформа — это крупная аксоноклиналь, северное и южное крыло которой срезаны, соответственно, Эбенским и Чемегендинским правосторонними взбросо-сдвигами. Ширина синформы около 4 км, а протяженность порядка 11 км. В мульде синформы юрские отложения сорваны со своего основания и перемещены по пологим надвигам по триасовым и нижнеюрским толщам. В синформу деформированы как выполняющие ее толщи и субпластовые тела позднеюрских диоритовых порфиритов, так и надвиги, фиксируемые вдоль границы среднеюрских и триас-нижнеюрских отложений. Деформации в призамковой части синформы в области развития триас-нижнеюрских толщ более сложные.

Складки, сжатые до изоклиналей, осевые плоскости или субвертикальны, или круто наклонены на северо-запад, шарниры преимущественно погружаются на северо-восток под углами 25—45°. Субвертикальный сместьитель Эбенского правостороннего взбросо-сдвига на своем восточном фланге имеет восток-северо-восточное простижение, а к западу плавно изменяет простижение на северо-восточное, имея в плане изогнутую конфигурацию.

На юге подзоны расположена Саханьинская синформа, которая имеет сходное строение с Чемегендинской и отделяется от нее Саханьинским разломом (см. рис. 2). Мульда синформы выполнена отложениями средней—верхней юры и имеет чешуйчато-надвиговое строение. Здесь закартировано четыре тектонические пластины. В каждой из них породы залегают псевдомоноклинально с падением пород на юго-запад, запад и северо-запад под углами 55—70°. Надвиги трассируются субпараллельно слоистости пород и также изогнуты в плане, подчиняясь общей конфигурации деформирующей их синформы. Ее призамковая часть сложена норийскими отложениями, которые деформированы в сжатые складки с субвертикальными осевыми плоскостями шириной от первых десятков до 600—700 м и амплитудой до 1—1,2 км. Оси этих складок имеют северо-восточное простижение и располагаются кулисообразно. Осевая плоскость синформы северо-восточного простижения субвертикальна, ее шарнир круто под углами 70—80° погружается на юго-запад. Саханьинская синформа, как и Чемегендинская, также представляется собой присдвиговую аксоноклиналь. Ее северное и южное крылья срезаны соответственно Чемегендинским и Саханьинским разломами. Ширина синформы достигает 5 км при протяженности 11—12 км. Субпластовые тела позднеюрских кварцевых диоритовых порфиритов также изогнуты в эту синформу. Мульда синформы осложнена малоамплитудными (до первых сотен метров) преимущественно правыми сдвигами северо-восточного простижения.

Саханский блок расположен в центральной части Ольджойской складчатой зоны и сложен норийскими отложениями. Его форма в плане — усеченный треугольник, западная вершина которого срезана сбросо-сдвигами, ограничивающими с востока кайнозойскую Ольджойскую впадину, а восточным основанием его являются сбросо-сдвиги западного борта Верхне-Селенянской впадины (см. рис. 2). На севере блок по Саханьинскому разлому граничит с Саханьинской синформой, а на юге — с деформационными образованиями Буркатской подзоны. Основные складчатые и разрывные структуры Саханского блока имеют субширотное простижение. По отношению к смежным с севера и юга тектоническим подзонам блок приподнят и взброшен, он образует типичную горстовую структуру. Характерная особенность строения блока — различная вергентность разломов и осевых плоскостей

складок в его северной и южной частях: южные и северные падения соответственно. Картрируемые складки прерывистые, часто их оси расположены кулисно, а шарниры полого погружаются как в западном, так и восточном направлениях. Разломы внутри Саханского блока имеют превалирующую правостороннюю взбросо-сдвиговую кинематику. Амплитуды горизонтального перемещения по разломам незначительны (десятка, реже первые сотни метров), а вертикальные смещения достигают 1—1,5 км.

Субширотные складчатые и разрывные дислокации Саханского блока ортогонально рассечены дугообразными разломами меридионального и северо-восточного простиражий, которые своими южными окончаниями примыкают к сбросо-сдвигам, ограничивающим Ольджойскую впадину. Эти разломы в основной своей массе представляют собой крутые сбросы, у которых опущены западные крылья.

Многочисленные кварцевые жилы субширотного простижения ориентированы кулисообразно и могли заполнять трещины растяжения, возникшие в процессе правосторонних перемещений. Дайки позднемеловых базальтов и риолитовых порфиров, широко распространенные на юго-востоке Саханского блока, чаще расположены под некоторым углом к широтным дислокациям и формировались, по-видимому, после заложения правосторонних взбросо-сдвиговых структур.

На юге структуры Саханского блока граничат с образованиями Буркатской подзоны по Саханскому правостороннему взбросо-сдвигу запад-северо-западного простижения (см. рис. 2). Вертикальная амплитуда разлома достигает 1,8—2,4 км. Норийские отложения Саханского блока взброшены на среднеюрские толщи Буркатской подзоны. Сместитель разлома круто падает на северо-восток под углами 75—85°.

Восточная часть Буркатской подзоны сложена отложениями эльбукской толщи и плохо обнажена. По дешифрированию аэрофотоснимков и наблюдениям в редких коренных выходах пород здесь устанавливается сложная многоэтапная складчатость. Простижение пластов пород и складчатых структур, в целом, север-северо-восточное (азимут простижения 10—30°), практически ортогональное структурам Саханского блока и расположенной южнее Тирехтяхской подзоны Туостахской тектонической зоны. Породы эльбукской толщи интенсивно рассланцованны и смяты в узкие до изоклиналей складки шириной и амплитудой до первых сотен метров. Шарниры и осевые плоскости складок повторно деформированы в крупные синформы и антиформы присдвигового аксоноклинального типа. Эти наложенные складки достигают в ширину 2—4 км, их осевые плоскости юго-восточного простижения субвертикальны, а шарниры круто (до 60—80°) погружаются как на северо-запад, так и на юго-восток. Складки сопровождаются малоамплитудными разломами правосторон-

ней взбросо-сдвиговой кинематики северо-восточного простирания. Складчатые и разрывные дислокации деформируют позднеюрские субпластовые тела и дайки диоритовых порфиритов и диориты Лептегинского штока, но прорываются раннемеловыми диоритами Буркатского массива. На западе подзоны в южной экзоконтактовой части Буркатского массива обнажены отложения эльбукской и антигской толщ, выполняющие шесть тектонических пластин, ограниченных крутыми взбросо-сдвигами северо-восточного простирания и юго-восточного падения. Породы в пластинах залегают моноклинально с падением под углами 50—60° на юго-восток, но южнее деформированы в сжатые складки с северо-восточным простиранием осей и северо-западной вергентностью осевых плоскостей. Складки по своему стилю и морфологии аналогичны складкам, распространенным на востоке подзоны, но простирание их осей, как и слоистости вмещающих пород северо-восточное. Таким образом, в пределах подзоны в восточном направлении происходит генеральный разворот структур на север, образуя крупную присдвиговую синформу аксоноклинального типа шириной около 11 км. Угол разворота составляет 40—50°. Мульда синформы выполнена породами эльбукской и антигской толщ, а крылья слагают глинистые отложения эльбукской толщи. Эта крупная структура является наложенной на более ранние надвиговые дислокации, но, в свою очередь, деформирована поздними надвигами, связанными с формированием Тирехтяхского разлома. Рассчитанная ось синформы погружается на северо-запад по азимуту 310—330°, осевая плоскость субвертикальна.

Тирехтяхская подзона Гуостахской тектонической зоны (Нагонджинский террейн) занимает небольшую площадь в юго-восточной части исследованного района. Она сложена норийскими и нижнеюрскими отложениями и имеет в пределах территории северо-восточное простирание. Для подзоны характерно чешуйчато-надвиговое строение. По Тирехтяхскому разлому восток-северо-восточного простирания образования подзоны надвинуты в северо-западном направлении на структуры Нахчанской и Буркатской подзон Ольджойской тектонической зоны, ориентированные субортогонально Тирехтяхскому разлому и выполненные средне-верхнеюрскими отложениями (см. рис. 2). Разлом обнажен лишь на западе подзоны в междуречье рек Ольджо и Улахан-Нальчан, где выражен зонами интенсивного смятия и прокварцевания шириной до нескольких десятков метров. По зеркалам скольжения и ориентировке плоскостных и линейных элементов мелких складок устанавливается комбинированная левосторонняя сдвигово-надвиговая кинематика. Сместитель разлома под углами 45—70° падает в юго-восточном направлении, субпараллельно слоистости пород висячего крыла. На восточном экзоконтакте Хадаранынского

гранитного plutона локализованы две крупные присдвиговые складки, разделенные разломом юго-восточной вергентности с левосторонней взбросо-сдвиговой кинематикой. Расположенная севернее этого разлома на левобережье р.Лохтуя антиформа шириной около 4 км имеет северо-западное простирание осевой плоскости. Ее шарнир круто (до 65—75°) погружается на юго-восток. Крылья срезаны на севере Тирехтяхским разломом, а на юге — вышеописанным левосторонним взбросо-сдвигом. Южнее расположена синформа ширина, которой достигает 4—4,5 км. Простирание ее субвертикальной осевой плоскости также северо-западное и шарнир круто (55—70°) погружается в этом же направлении. Обе складки открытые, конические. На западном крыле антиформы расположена синклиналь с северо-восточным простиранием шарнира. Эта складка по отношению к антиформе является ранней, деформирована ею и «вложена» в нее. С юга на призамковую часть синформы надвинуты по пологому разлому отложения сахчанской и тирехтяхской толщ верхнего триаса, которые деформированы в сжатые асимметричные субширотные складки северной вергентности, иногда опрокинутые на север, с пологими шарнирами (10—20°), погружающимися в западном и восточном направлениях. Толща пронизана мелкими пологими надвигами северной вергентности. Наблюдаются в обнажениях пологие надвиговые срывы, по которым происходит многократное сдавливание норийских толщ. Амплитуды горизонтального перемещения пород по каждому надвигу незначительны (до первых десятков и реже сотен метров). Однако, принимая во внимание большое количество горизонтов скольжения и интенсивность складчатых дислокаций, можно предположить, руководствуясь простыми расчетами, что общее сокращение тектонической последовательности за счет складчатости и надвигообразования может быть 50—60%. Таким образом, Тирехтяхская подзона является аллохтонным покровно-складчатым комплексом, перемещенным в северном направлении и перекрывающем находящиеся в автохтоне образования Ольджойской зоны. Горизонтальная амплитуда такого перекрытия может достигать нескольких километров. Покровно-складчатые структуры осложнены поздними левосдвиговыми перемещениями по Тирехтяхскому разлому вдоль простирания подзоны. С ними связано образование присдвиговых антиформы и синформы на восточном фланге подзоны, а также наблюдаемые в обнажениях искривления осевых плоскостей и шарниров ранних складок на западе подзоны. С надвигами генетически связаны ориентированные под некоторым углом к простиранию складчатых структур правые и левые сдвиги с горизонтальной амплитудой до 500—700 м.

Западный фланг подзоны амагматичен, а на востоке надвиги и сдвиги дислоцируются гранитоидами

Хадаранынского plutона и дайками лейкократовых гранитов раннемелового возраста [1].

Кайнозойские впадины наложены на сформированные ранее тектонические структуры и ограничены разломами северо-западного простириания, представленными сбросами и левосторонними сбросо-сдвигами, сместители которых круто падают в сторону центральных частей впадин. Их вертикальная амплитуда до 100—150 м. Под покровом кайнозойских отложений по геофизическим данным также устанавливаются крутые разломы, примыкающие к левым сбросо-сдвигам, ограничивающим впадины и, по всей вероятности, имеют сходную кинематику. Строение внутренних частей впадин ступенчатое, обусловленное сбросовой природой разломов.

На бортах впадин некоторые северо-западные сбросы и сбросо-сдвиги прослеживаются и среди позднетриасовых и юрских толщ и смещают более ранние мезозойские взбросо-сдвиги, надвиги и покровы. Так, в процессе кайнозойского тектогенеза были разобщены и смешены структурами Верхне-Селеняхской впадины представлявшие ранее единое целое Иргичанская и Ольджойская тектонические зоны. Сбросо-сдвиги Ольджойской впадины разобщили и сместили структуры Хастырской и Нахчанской подзон от образований Чемегендинской, Буркатской подзон и Сахчанского блока в Ольджойской тектонической зоне. Не вызывает сомнения, что в докайнозойский этап эти структуры также представляли единое целое. Горизонтальную амплитуду сдвигов оценить достоверно невозможно, но представляется, что она могла составлять несколько километров. Это вполне достаточно для формирования присдвиговых структур растяжения («pull appart basin» или дуплексы растяжения) [9].

Тектонические структуры исследованного района были сформированы в два основных этапа — позднемезозойский и кайнозойский. Основной структурный план территории создан в позднемезозойский этап, охватывающий позднеюрское и раннемеловое время. Были образованы тектонические зоны и подзоны, различающиеся по стилю, генезису дислокаций и характеру наложенной складчатости. Иргичанская тектоническая зона, северная часть Чемегендинской, Хастырская и Нахчанская подзоны Ольджойской зоны приобрели складчато-надвиговое строение, а Туостахская зона — покровную структуру. Южная часть Чемегендинской подзоны, Сахчанский блок и Буркатская подзона имеют типичное присдвиговое строение. Заложились основные разломы: Тирехтянский, Иргичанский, Хастырский, Саханынский и Сахчанский. Выделенные тектонические зоны представляют собой крупные мегапластины, ограниченные разломами надвиговой, сдвигово-взбросовой и сдвиго-надвиговой кинематики, сместители которых имеют северо-западную вергентность. В позднеюрскую стадию на юге Ольджойской зоны и в Туостахской зоне формировались линейные

асимметричные наклонные и опрокинутые складки, сопровождающиеся взбросами, надвигами, межслоевыми срывами западной и запад-северо-западной вергентности. Произошло обособление тектонических пластин, имеющих чешуйчатое строение. Базальные срывы надвигов приурочены в основном к некомпетентным пластичным глинистым горизонтам эльбукской и антигской толщ средней юры. Этот надвиговый пояс образовался в условиях одностороннего сжатия с востока на запад (в современных координатах), связанном с началом коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и кратона. Одновременно происходило формирование правосторонних сдвиговых структур восток-северо-восточного простириания на севере и в центральной части Ольджойской зоны и в Иргичанской зоне. Эти сдвиги можно рассматривать как поперечные латеральные или косые рампы, ограничивающие с севера надвиговый пояс. В местах смены простириания разломов с субмеридионального на восток-северо-восточное происходила переориентация движений с надвиговых на сдвиговые. Территория расположена в районе перегиба складчатых структур, образовавшегося в результате того, что северо-западный фланг микроконтинента в процессе субширотных движений испытывал косое перемещение по отношению как к мезозойским толщам южной части Полоусного прогиба, так и к расположенным восточнее образованиям Омулевского террейна, выступая в качестве жесткого индентора [10]. Все надвиги, сформировавшиеся в этот этап, имеют правосдвиговую компоненту, а правые сдвиги — взбросовую составляющую. В условиях правосторонних взбросо-сдвиговых перемещений образовались крупные синформы с крутыми осями в Чемегендинской и Буркатской подзонах. Они дислоцируют ранние послойные срывы и пологие надвиги, которые формировались на начальных стадиях заложения синформ. Структуры Сахчанского блока — часть присдвигового дуплекса сжатия, развившегося в зоне правосторонних сдвиговых перемещений с образованием в поперечном сечении транспрессионной надвиговой структуры «цветка» (flower structure) [13]. Буркатская подзона находится в центре области перегиба и смены простирианий складчатых структур и поэтому здесь наблюдаются как многочисленные проявления надвиговых зон тектонического меланжа, так и наложенные на них крупные присдвиговые складки с крутыми шарнирами. Позднеюрско-раннемеловой возраст деформаций первой стадии устанавливается на основании того, что они смешают и деформируют позднеюрские тела и дайки базальт-андезит-риолитовой серии, но прорываются неокомовыми интрузиями. Иногда, как в случае с Буркатским массивом, ориентированным субпараллельно осевой плоскости присдвиговой синформы, положение меловых интрузий контролируется структурным планом ранних дислокаций.

Во вторую стадию позднемезозойского этапа произошла переориентация направления тектонического

транспорта с субширотного на северо-западное. Вдоль ранних субмеридиональных надвигов происходили левосторонние подвижки, а на поперечные правосторонние сдвиги восток-северо-восточного простирания наложились надвиговые структуры северной вергентности. На юге территории был выведен Тиреяхский покров, фронтальный надвиг которого ориентирован дискордантно к ранним складчатым структурам Ольджской зоны. При перемещениях в северо-западном направлении в Тиреяхской зоне образовались тонкочешуйчатые структуры, многочисленные горизонты скольжения, ограничивающие структуры мелкомасштабных чешуйчатых вееров и дуплексов, по которым происходило многократное сдавливание норийских толщ. В заключительную фазу этапа, когда возможность сокращения пространства за счет развития складчатости и надвиговых перемещений была исчерпана, вдоль Тиреяхского разлома возникли левосторонние сдвиговые подвижки. На востоке Тиреяхской зоны были сформированы крупные складки с крутыми шарнирами, дислоцирующие ранние надвиговые структуры. Аналогичная ситуация наблюдается и восточнее на границе синклиниория Полоусный и террейна Нагондинский [12, 16]. Возраст дислокаций второй стадии устанавливается как неокомовый на основании того, что покровные структуры Тиреяхской зоны прорывают граниты Хадараньинского plutона, возраст которых установлен $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датированием биотитов и белых слюд в 144—134 млн. лет [15] и U-Pb датированием цирконов в 146—131 млн. лет [1].

Таким образом, в процессе коллизии Колымо-Омолонский микроконтинент, по-видимому, в конце позднеюрского времени двигался в западном направлении и столкнулся с Северо-Азиатским кратоном своим западным краем, а затем в неокоме стал смещаться в северо-западном направлении. При этом надвиги северо-западного и субмеридионального простирания были трансформированы в левосторонние сдвиги, а на правосторонние сдвиги восток-северо-восточного простирания были наложены соосные надвиговые деформации. Во второй этап тектогенеза произошло формирование кайнозойских впадин, ограниченных разломами существенно левосторонней сбросо-сдвиговой кинематики. Сдвиговый процесс сопровождался образованием дуплексов растяжения, имеющих в поперечном сечении сбросовую структуру «цветка». Эти структуры «pull apart basin» характерны для зон транстенсии (присдвигового растяжения) в сдвиговых зонах различного генезиса [13]. Одновременно с опусканием блоков внутри дуплексов образовавшиеся впадины заполнялись кайнозойскими осадками. Формирование левосторонних сдвигов могло быть следствием взаимодействия современных Североамериканской и Евразиат-

ской плит, конвергентная граница между которыми трассируется вдоль хр. Черского [9].

Исследование выполнено при частичной поддержке грантами РФФИ (10-05-00718, 09-05-98536_р-восток), Программы ОНЗ-9.2, ФЦП «Кадры» (госконтракт 14.740.11.0187), проекта CALE.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216—221.
2. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. —М.: Наука, 1979.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. —М.: Недра, 1990.
4. Михеев Г.И., Яблоков К.В. О тектонике пологих дислокаций в юго-западных отрогах хребта Полоусного на северо-востоке СССР // Изв. АН СССР. 1963. № 2. С. 30—38.
5. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С. и др. Тектоника Якутии. —Новосибирск: Наука, 1975.
6. Оксман В.С., Прокопьев А.В. Тектонические меланжи Полоусненского синклиниория // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 47—50.
7. Парфенов Л.М. Терреины и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32—43.
8. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 199—255.
9. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связи с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 708—725.
10. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный орогенный пояс // Тихоокеанская геология. 1998. № 4. С. 15—28.
11. Прокопьев А.В., Каскевич Г.Э. Сдвиговые дуплексы восточной Якутии (северо-восток России) // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 44—46.
12. Прокопьев А.В., Оксман В.С. Тектонические структуры зоны сочленения Нагондинского террейна и Полоусного синклиниория (северо-восток Якутии) // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 74—80.
13. Прокопьев А.В., Фридловский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы (морфология, геометрия, кинематика). —Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004.
14. Эпов О.Г. Новые данные по тектонике Полоусного синклиниория // Мезозойский тектогенез. —Магадан, 1969. С. 78—79.
15. Laye P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. № 2. Pp. 167—170.
16. Prokopiev A.V., Oxman V.S. Multi-phase tectonic structures in the collision zone of the Kolyma-Omolon microcontinent and the eastern margin of the North Asian craton, Northeastern Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4. Pp. 65—70.

Кливаж черносланцевых толщ и структурные ярусы Верхоянского складчено-надвигового пояса

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

На территории Верхоянского складчено-надвигового пояса на разных уровнях стратиграфического разреза верхоянского комплекса расположены сильно кливажированные черносланцевые толщи, образующие структурные ярусы кливажных деформаций. К кливажированным черносланцевым толщам приурочены крупные золоторудные месторождения.

Ключевые слова: кливаж, черносланцевые отложения, кливажный структурный ярус, Верхоянский складчено-надвиговый пояс.

Третьяков Феликс Филаретович, tretyakov_ff@mail.ru

Cleavage of black shales and structural stages in the Verkhoyansk fold-and-thrust belt

F.F.TRETYAKOV

On the territory of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt, at different levels of the stratigraphic section of the Verkhoyansk complex there occur strongly cleaved black shale series forming structural stages of cleavage deformations. Confined to the cleaved black shales are large gold deposits.

Key words: cleavage, black shale deposits, cleavage structural stage, Verkhoyansk fold-thrust belt.

Среди тектонических структур Верхоянского складчено-надвигового пояса широко распространен структурный парагенез «складка-кливаж». Однако в этом парагенезе роль кливажа рассматривается всегда относительно складок, но никогда наоборот, предполагая, по-видимому, что кливаж, формирующийся на уровне обломочных зерен породы [6], не представляет собой структуру, которая может быть приравнена к складчатости по масштабам возникновения и распространения. Тем не менее зоны с преимущественно кливажными деформациями существуют и имеют региональное распространение, что обусловлено прежде всего литологическим фактором. Кливаж формируется главным образом в глинистых отложениях, которые в осадочном разрезе переслаиваются с более вязкими слоями или же слагают мощные пачки и толщи.

В первом случае, когда в контрастной по составу и деформационным свойствам осадочной толще в глинистых слоях среди песчаников в процессе складчатости возникает пластовый кливаж, то ему не придается особого структурного значения, поскольку он лишь ассоциирует с главным господствующим типом деформаций — складчатостью. Во втором случае, когда интенсивный сквозной (сплошной) кливаж полностью пронизывает всю толщу глинистых пород, которая характеризуется значительной мощностью и площадным распространением, то в ней уже кливаж, а не складчатость (хотя она и присутствует), является преобладающим структурным элементом и отражает проявление особой кливажной деформации или деформации продольного укорочения (сплющивания) глинистой толщи в процессе продольного

сжатия. Такие кливажированные черносланцевые (глинистые) толщи или горизонты в осадочном разрезе складчатых областей располагаются на разных стратиграфических уровнях, формируя особые структурные ярусы кливажных деформаций, которые отличаются по типу нарушений от выше и ниже лежащих контрастных по составу осадочных толщ, дислоцированных в складчатые или складчено-надвиговые структуры. Ниже будет показано наличие таких структурных ярусов из интенсивно кливажированных черносланцевых горизонтов на разных уровнях стратиграфического разреза осадочных толщ верхоянского комплекса в различных регионах Верхоянского складчено-надвигового пояса.

Наиболее отчетливо кливажный структурный ярус выделяется на территории Южно-Верхоянского синклиниория (рис. 1). Здесь он приурочен к черносланцевым отложениям средне-позднекаменноугольного (2200—3200 м) и раннепермского (2300—2700 м) возрастов [7], слагающим основание стратиграфического разреза верхоянского комплекса и западное крыло синклиниория. В плане форма выхода на дневную поверхность этой кливажированной глинистой толщи неровная: более широкая (80 км) на юге и узкая (20 км) на севере. Протяженность в долготном направлении составляет около 350 км. Западная граница относительно ровная, а восточная очень сложная, извилистая, с выступающими к северо-востоку «языками».

Структуры кливажа в этой толще наблюдались с юга на север на протяжении около 90 км (р.Тыры—р.Восточная Хандыга) и с востока на запад по р.Тыры (р.Малые Кидерики—устье р.Долгучан) — 45 км. На всей

этой площади черносланцевые отложения деформированы практически одинаково и полностью пронизаны интенсивным сквозным (сплошным) кливажем (рис. 2, I), который является преобладающей структурой и часто вуалирует элементы стратификации и складчатости. По форме этот главный кливаж S_1 соответствует высшей степени совершенства (сланцевый кливаж), а по происхождению относится к тектоническим структурам раннего этапа позднемезозойских деформаций. В районе месторождения Нежданинское установлено незначительное проявление еще двух более поздних генераций кливажа S_2 и S_3 . Микролитоны кливажа S_1 в основном ровные, тонкие, параллельные, углы наклона поверхностей, как правило, круты и вертикальные. Указанные выше параметры искажены лишь в тех участках, где кливаж нарушен более поздними складчатыми и разрывными деформациями. В зонах смятия крупных разломов северо-восточного простирания, а также вне их, кливаж S_1 параллелен осевым плоскостям

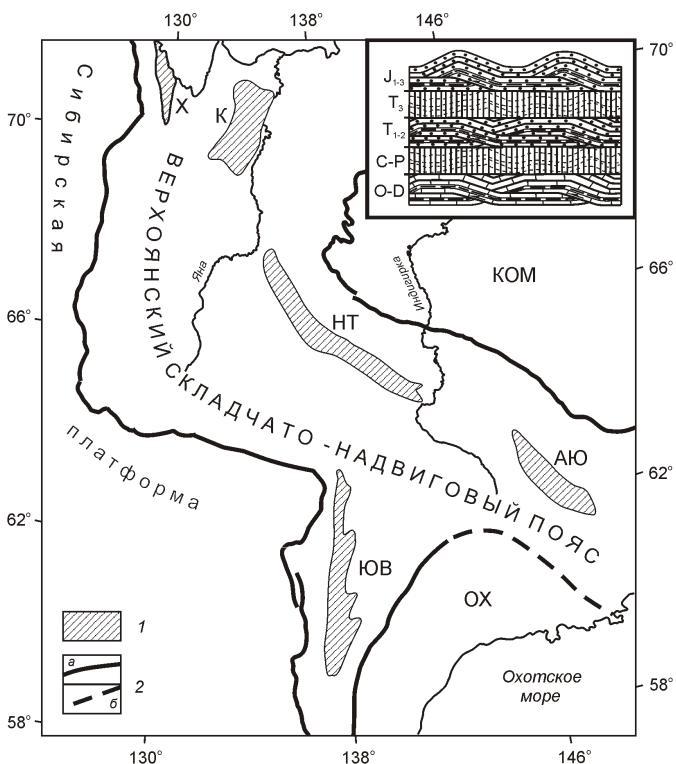


Рис. 1. Схема размещения зон интенсивно кливажированных черносланцевых толщ в Верхоянском складчено-надвиговом поясе:

1 — зоны кливажированных черносланцевых толщ: ЮВ — Южно-Верхоянская, Х — Хараулахская; Кулар-Нерский сланцевый пояс: К — Куларская, НТ — Ниткан-Тобычанская, АЮ — Аян-Юряхская; 2 — разломы: *a* — достоверные, *b* — предполагаемые; мегаблоки: КОМ — Колымо-Омолонский, ОХ — Охотский; на врезке: принципиальная схема размещения складчено-надвиговых (O—D, T₁₋₂, J₁₋₃) и кливажных (C—P, T₃) структурных ярусов в вертикальном разрезе складчатого пояса

стям одновозрастных складок F₁ (см. рис. 2, I, A). Нередко кливаж S₁ расчленяет прослои глинистых песчаников на короткие и разной формы линзы (буиды) или на мультион-структуры. Пласти массивных песчаников мощностью 1—4 м среди основной кливажированной глинистой массы не затронуты кливажем, но раздроблены, пронизаны жилами кварца, в некоторых случаях нарушены надвигами.

На исследованной территории западного крыла Южно-Верхоянского синклиниория — по рекам Тыры, Дыбы и в районе месторождений Нежданинское и Лазурное, а также южнее на междуречье Юдома—Аллах-Юнь в районе золоторудного месторождения Задержное, по данным Л.А. Кондратьевой с соавторами [9], преобладающее направление структур кливажа S₁ и одновозрастных с ним складок F₁ северо-восточное. Таким образом, простирание главных структур — кливажа S₁ и складок F₁ — не совпадает с долготным направлением самого Южно-Верхоянского синклиниория. Лишь на севере синклиниория на правобережье р. Восточная Хандыга (руч. Атмооле) простирание кливажа S₁ изменяется на субдолготное. Эти данные приводят к выводу, что продольное сжатие и укорочение, не только рассматриваемой сильно кливажированной глинистой толщи, но и всех других осадочных отложений верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклиниория, происходило не в широтном, а в северо-западном направлении.

Кливажированный черносланцевый горизонт среднекаменноугольно-нижнепермских отложений мощностью 4000—5000 м, установленный в западном крыле указанного синклиниория, в восточном направлении погружается под его центральную зону и подстилает контрастные по составу осадочные толщи верхней перми—нижней юры мощностью 5000 м, которые характеризуются складчено-надвиговыми дислокациями [12]. Соответственно, в вертикальном разрезе складчатых осадочных пород, слагающих Южно-Верхоянский синклиниорий, отчетливо выделяются два структурных яруса с разными морфокинематическими типами деформаций. Нижний ярус (среднекаменноугольные—нижнепермские отложения) представлен развитием сплошных кливажных структур, образованных в процессе деформации продольного укорочения и сплющивания в толще однородных черносланцевых пород. Верхний ярус (верхнепермские—нижнеюрские отложения), дислоцированный в складчено-надвиговые структуры в результате формирования срывов и надвигов в неоднородной по составу и деформационным свойствам слоистой толще.

На востоке Верхоянского складчено-надвигового пояса (см. рис. 1) в пределах Кулар-Нерского сланцевого пояса [11] кливажированные глинистые горизонты или структурные ярусы располагаются на двух стратиграфических уровнях — пермском и верхнетриасовом. Пермские черносланцевые отложения на северо-западе пояса в Куларском районе выделяются

в составе тарбаганнахской и туогучанской свит общей мощностью 3000—3300 м [10], а на юго-востоке в Аян-Юряхском антиклиниории — в составе родионовской и пионерской свит — 3150—3450 м [2].

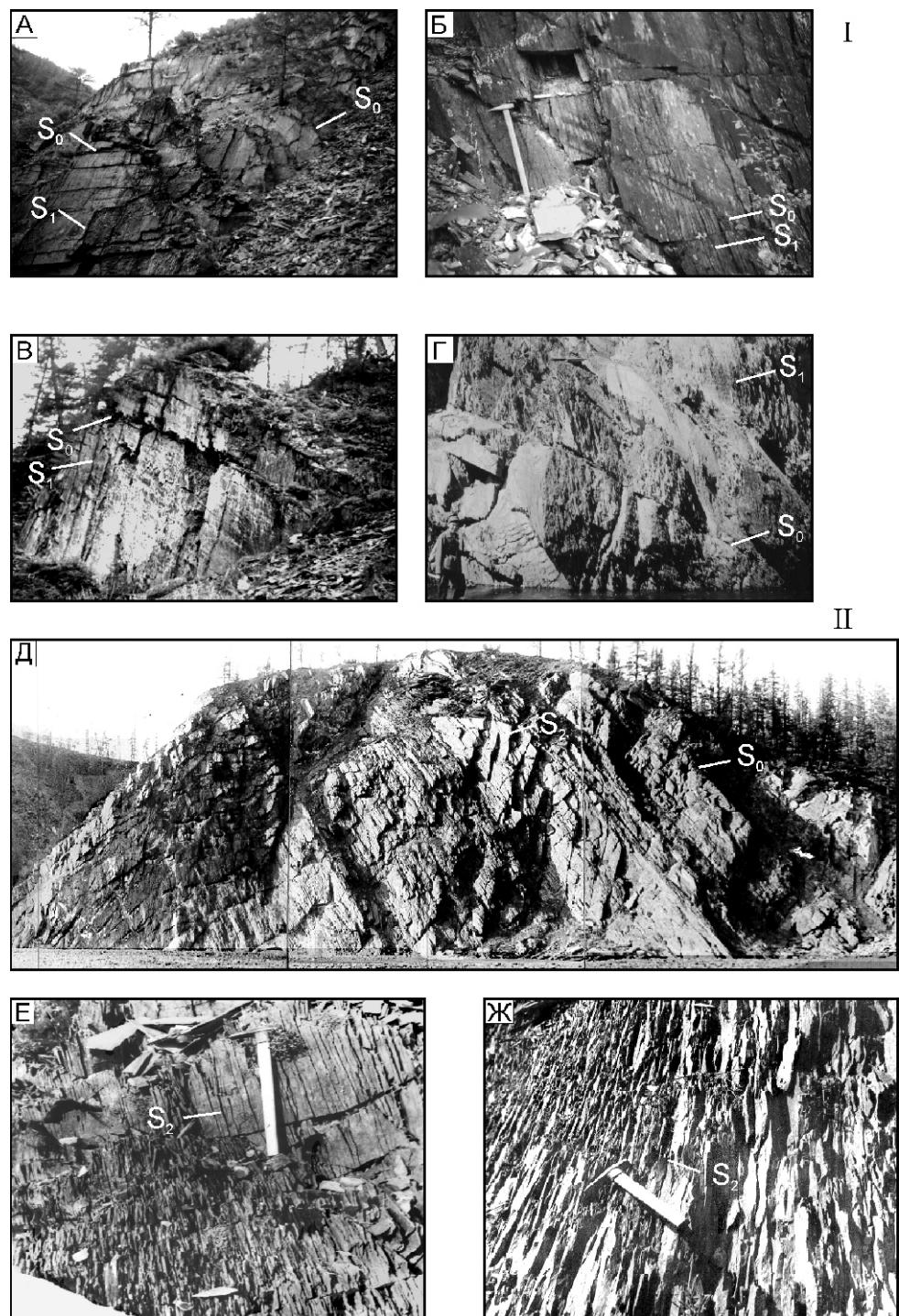


Рис. 2. Сплошной кливаж S_1 в глинистых отложениях нижней перми Южно-Верхоянского синклиниория (I) и верхнего триаса Адыча-Тарынской зоны, р.Тобычан (II):

притоки р.Тыры: А — руч.Кварцевый, Б — р.Малые Кидерики; притоки р.Восточная Хандыга: В — руч.Водопадный, Г — руч.Атмооле; Д — панорама обнажения, плоскости кливажа S_1 обращены в сторону читателя; кливаж во фрагментах обнажения: Е — в вертикальном разрезе, Ж — в плане, S_0 — слоистость

В центральной части сланцевого пояса норийские аргиллит-алевролитовые отложения верхнего триаса (2500—3000 м) участвуют в строении зоны Адыча-Тарынского разлома и расположенной к северо-востоку от него обширной Ниткан-Тобычанской структурно-формационной зоны [1]. Изученные интенсивно кливажированные в процессе позднемезозойских тектонических деформаций черносланцевые толщи обеих зон вскрываются северо-западной полосой шириной 30—40 км на протяжении 300 км от левобережья р.Индигирка до устья р.Эльгенджа (правый приток р.Делакаг).

Строение указанных зон характеризуется проявлением в них разноэтапных тектонических деформаций. Так, в зоне Адыча-Тарынского разлома выделяются три генерации складок и кливажа, из которых главный сквозной кливаж относится ко второй генерации S_2 , а в Ниткан-Тобычанской зоне интенсивный сквозной кливаж S_1 и сжатые складки F_1 , представлены одной генерацией. Видимые микролитоны сплошного интенсивного кливажа, называемого иногда сланцевым, (см. рис. 2, II) в обеих зонах представлены ровными, тонкими, толщиной до первых сантиметров пластинками (рис. 3). Наклоны поверхностей кливажа крутые (до вертикальных), простирание северо-западное. В ассоциации с одновозрастными складками F_1 и F_2 сквозной кливаж S_1 и S_2 параллелен их осевым поверхностям (см. рис. 3, А и В), что составляет классический структурный парагенез «складка-кливаж осевой плоскости». Структуры этого парагенеза хорошо выражены в Ниткан-Тобычанской зоне (р.Имтачан), вблизи фронта Чаркы-Индигирского надвига.

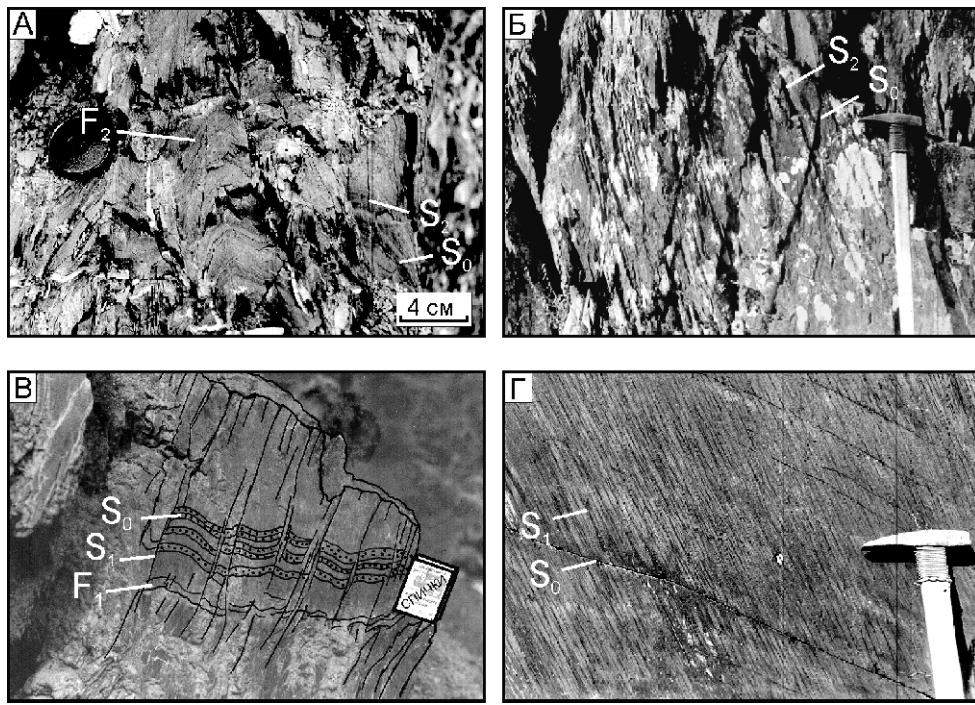


Рис. 3. Формы сплошного кливажа первой S_1 и второй S_2 генераций в норийских глинистых отложениях Адыча-Тарынской (А, Б) и Ниткан-Тобычанской (В, Г) зон:

А — руч. Тордочан (Тирехтяхский); Б — р. Былынь; В — р. Индигирка, выше устья р. Сарылах; Г — р. Имтачан; складки первой F_1 и второй F_2 генераций

Здесь, несмотря на то, что сквозной кливаж сильно маскирует элементы слоистости, установлено, что глинистые отложения нория полностью деформированы в мелкие сжатые складки (до изоклинальных форм) шириной до первых сотен метров (рис. 4). Характер бескорневой мелкой складчатости со сплошным кливажем осевой плоскости S_1 позволяет предполагать, что тектонические нарушения этого структурного парагенеза формировались одновременно и в одинаковых условиях, т.е. в процессе продольного сжатия и укорочения всей глинистой толщи. Сильно сжатые формы складок свидетельствуют о том, что степень деформации продольного укорочения (сплю-

щивания) глинистой толщи достаточно высокая (выше, чем при проявлении только интенсивного кливажа). Причина высокой степени деформаций данных пород объясняется близким расположением Ниткан-Тобычанской зоны к позднемезозойскому коллизионному поясу Черского. Северо-восточная часть кливажированного черносланцевого Ниткан-Тобычанского структурного яруса перекрыта надвинутыми на него по Чаркы-Индигирскому надвигу тектоническими структурами Иняли-Дебинского синклиниория.

На юго-востоке Кулар-Нерского сланцевого пояса, согласно данным Г.С.Гусева [8], интенсивный (до рассланцевания) кливаж с круто-наклонными плоскостями наблюдается повсеместно в черносланцевых толщах перми и нижнего триаса Аян-Юряхского антиклиниория или зоны (см. рис. 1). Однако в районе

Омчакского рудного узла (Наталкинское месторождение) развиты исключительно складчатые и разрывные структуры с проявлением признаков рассланцевания только в зонах разломов [5].

На северо-западе Кулар-Нерского сланцевого пояса, в Куларской зоне (см. рис. 1) строение структурного кливажного яруса отличается от всех выше описанных. Прежде всего тем, что еще первыми геолого-съемочными работами среднего масштаба в этой зоне было выявлено развитие регионального кливажа, ориентированного повсеместно положе слоистости. Позже детальными структурными исследованиями [11] было показано, что пологий сплошной

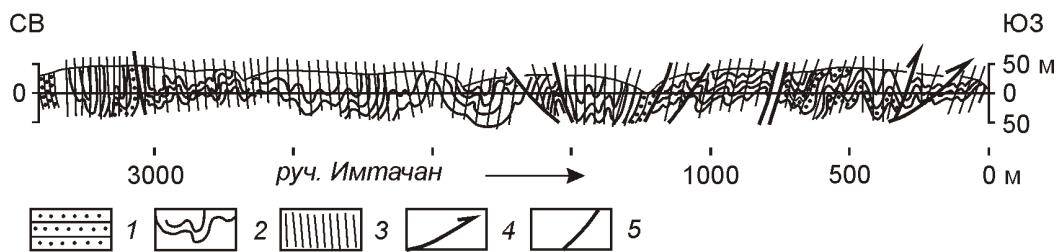


Рис. 4. Геолого-структурный профиль глинистой толщи норийского возраста Ниткан-Тобичанской зоны, руч. Имтачан:

1 — песчаники; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — сквозной кливаж; 4 — надвиги; 5 — про-
чие разломы

кливаж в глинистых пермских и триасовых отложениях составляет структурный парагенез с крупными лежачими антиклиналями Куларской покровно-складчатой зоны. Опрокинутые слои с пологим интенсивным сквозным кливажем устанавливаются и в черносланцевых нижнекаменноуголь-

ных—нижнепермских отложениях вдоль всего западного крыла крупной Тиксинской антиклинали [8, 11] Хараулахской зоны (см. рис. 1).

Существование морфологически неординарного структурного парагенеза, пологого кливажа с опрокинутыми складчатыми структурами в Куларской и Хараулахской кливажированных зонах можно объяснить тем, что они формировались во время проявления главной стадии этапа позднемезозойской складчатости, когда в тектонические деформации вовлекались осадочные толщи всего верхоянского комплекса, в т.ч. уже кливажированные глинистые горизонты со смятием их в нормальные и опрокинутые региональные складки.

Важная особенность черносланцевых толщ — приверженность к ним крупных золоторудных месторождений, а черносланцевые толщи в пределах складчатого пояса, как было уже показано, оказываются, как правило, очень сильно кливажированными (рассланцованными) и слагают особые кливажные структурные ярусы. В действительности при геологических исследованиях и картировании разного масштаба даже в районах крупных золоторудных месторождений Верхоянского складчато-надвигового пояса (Нежданинское, Наталкинское и другие месторождения) кливаж в черносланцевых толщах практически не изучается [4, 5]. На территории золотых месторождений других складчатых регионов, например, Сухой Лог [3], где устанавливаются кливажные зоны, вмещающие рудные компоненты, структура кливажа в лучшем случае оценивается как элемент неоднократных деформаций.

Кливаж как структура синхронная складкообразованию используется для решения разного рода геологических задач. Во-первых, для: 1) определения нормального или опрокинутого залегания слоев; 2) установления последовательности образования многократных деформаций; 3) определения направления регионального латерального сжатия; 4) установления относительных глубин (термодинамических условий), на которых происходит формирование тех или иных типов тектонических деформаций. Во-вторых, образование кливажа в глинистых отложениях на уровне зерен происходит посредством механизма растворения вещества пород под давлением [6]. Следовательно, с возникновением интенсивного сплошного кливажа, глинистые толщи испытывают значительные деформации продольного укорочения (сплющивания), примерно 20—35% объема этой толщи, и с миграцией растворенного вещества пород вдоль множества кливажных зон. Это значит, что в

сильно кливажированных черносланцевых толщах, пятая часть их объема совместно с содержащимися в них частичками дисперсного золота и других минеральных компонентов, поступившими с терригенным материалом и органическими остатками в данный бассейн осадконакопления, растворяется, выносится и переотлагается в ней самой или в смежных осадочных толщах. С этой точки зрения вопрос: способствует или нет образование интенсивного сплошного кливажа в огромных по объему глинистых отложениях формированию золоторудных месторождений черносланцевого типа, практически не изучен.

Исследование частично выполнено при поддержке грантов РФФИ (07-05-00743, 09-05-98536, 09-05-98588).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов Ю.В., Волкодав И.Г., Камалетдинов В.А., Ян-эсин-шин В.А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника. 1981. № 2. С. 81—98.
2. Бяков А.С., Веденников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинария: Препринт: —Магадан, 1990.
3. Буд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и Геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315—341.
4. Гамянин Г.Н., Бортников И.С., Аллатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение — уникальное месторождение Северо-Востока России. —М.: ГЕОС, 2000.
5. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров А.С. Наталкинское золоторудное месторождение. —Магадан, 2002.
6. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. —М.: КДУ, 2005.
7. Гурьев Г.А., Худолей А.К. Позднепалеозойская лавинная седиментация Южного Верхоянья // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР // Тез. докл. —Магадан, 1990. С. 59—62.
8. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. —М.: Наука, 1979.
9. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Холмогоров А.И. Структура и минералогия Задержнинского золоторудного поля // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 23—28.
10. Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист-54, 55—Хонуу. Объяснительная записка. —Ленинград, 1986.
11. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001.
12. Третьяков Ф.Ф. Надвиговые дислокации Южно-Верхоянского синклиниория // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 85—87.

Зональное расчленение нижнего и среднего келловея севера Сибири по аммонитам (Cardioceratidae)

В.Г.КНЯЗЕВ, Р.В.КУТЫГИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), С.В.МЕЛЕДИНА (Учреждение Российской академии наук Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука СО РАН; 630090, г.Новосибирск, проспект акад.Коптюга, д.3)

В основу модернизированной зональной шкалы нижнего—среднего келловея Сибири положена последовательность родов и видов бореального семейства *Cardioceratidae*. Установлено, что нижний подъярус келловея в полном объеме представлен в разрезах севера Сибири и коррелируется с зонами международного стандарта: две нижние зоны *Cadoceras elatmae* и *C. tschernyschewi* — с зоной *herveyi*, зона *C. tolype* — с зоной *koenigi*, а два верхних подразделения (слои с *C. cf. sublaeve*, слои с *Rondiceras milaschevici* и *Cadoceras ex gr. durum*) отвечают зоне *calloviense*. Аналогами двух стандартных зон среднего келловея севера Сибири являются слои с *Cadoceras wosnessenskii*, отвечающие зоне *jason* и слои с *Longaeviceras? stenolobum* и *Stenocadoceras ex gr. multicostatum*, соответствующие зоне *coronatum*.

Ключевые слова: аммониты, *Cadoceras*, зональная шкала, келловей, Сибирь.

Князев Валерий Георгиевич, knyazev@diamond.ysn.ru
Кутыгин Руслан Владимирович, kutygin@diamond.ysn.ru
Меледина Светлана Владимировна

Zonation of the Lower and Middle Callovian in northern Siberia based on ammonites (Cardioceratidae)

V.G.KNYAZEV, R.V.KUTYGIN, S.V.MELEDINA

Sequence of genera and species of the Cardioceratide boreal family is proposed to be taken as a basis for the updated zonal scale of the Lower-Middle Callovian of Siberia. It is found that the lower substage of the Callovian is fully represented in the sections of northern Siberia and correlates well with international standard zones: two lower zones *Cadoceras elatmae* and *C. tschernyschewi* — with *herveyi* zone, *C. tolypy* zone — with *koenigi* zone, and two upper subdivisions (layers with *C. cf. sublaeve*, layers with *Rondiceras milaschevici* and *Cadoceras ex gr. durum*) correspond to *calloviense* zone. Two analogues of standard zones of the Middle Callovian of northern Siberia are *Cadoceras wosnessenskii* layers corresponding to *Jason* zone and layers with *Longaeviceras? Stenolobum* and *Stenocadoceras ex gr. multicostatum* corresponding to *coronatum* zone.

Key words: ammonites, *Cadoceras*, zonal scale, Callovian, Siberia.

В результате изучения обширной коллекции аммонитов семейства *Cardioceratidae*, собранной В.Г.Князем в опорных разрезах средней юры севера Сибири, а также переизучения хранящихся в Сибирском центральном геологическом музее (Новосибирск) коллекций С.В.Мелединой, существенно обновлена зональная шкала верхнего бата, нижнего и среднего келловея севера Сибири. Принципиально важные результаты получены в последнее десятилетие по стратиграфии и аммонитам бата и келловея Европейской России, где были установлены фаунистические горизонты по кардицератидам и разработан усовершенствованный Бореальный аммонитовый стандарт [7]. В связи с этим существенно обогатились таксономические комплексы, характеризующие отдельные биостратоны; выявлены роды, подроды и виды, ранее неизвестные в регионах.

Изменилась и биостратиграфия бореального бата и келловея Северо-Западной Европы (Англия, Герма-

ния), Восточной Гренландии и Арктической Канады, куда распространялись ареалы бореальных кардицератид. При рассмотрении истории формирования келловейских бореальных бассейнов Дж.Калломон [9] предполагает наличие свободного сообщения между бореальным бассейном и шельфовыми морями Западной Европы через пролив, существовавший между Норвегией и Гренландией, который окончательно раскрылся в начале зоны *calloviense*. Это четко фиксируется появлением в Англии большого количества кардицератид и космоцератид, представленных в разрезе Kellaways Beds. Здесь Дж.Калломон [9] выделил 3 эндемичных (по его мнению) моновидовых фаунистических горизонта: 1) *C. tolype*, рассматриваемый как аналог нижней части зоны *koenigi*; 2) *C. rubrum* — верхняя часть зоны *koenigi*; 3) *C. sublaeve* — зона *calloviense*, подзона *calloviense*. Позже был установлен четвертый горизонт — *C. durum*, относимый к подзоне *enodatum* зоны *calloviense* [10].

Аналогичная видовая последовательность нижнекелловейских кардиоцератид была установлена в разрезах средней юры Анабарской губы и о.Бол.Бегичев на севере Сибири (рис. 1), что послужило основанием для создания принципиально новой зональной шкалы нижнего келловея рассматриваемого региона [3]. Впервые выделенные на севере Сибири нижнекелловейские биостратоны показаны авторами в таблице.

Верхний подъярус бореального бата подразделен на 3 зоны: *Arcticoceras? cranocephaloide*, со слоями с *Cadoceras barnstoni* в верхней части; *Cadoceras variabile* и *C. calyx* [2]. В предложенной авторами сибирской зональной шкале нижнего келловея введены биостратоны, охарактеризованные видами *Cadoceras*, присутствующими в восточно- и западноевропейских разрезах. Широкое расселение арктических по происхождению видов обеспечивает прямую межрегиональную корреляцию, в т.ч. с международным стандартом. Впервые на территории Сибири определены *Cadoceras frearsi* (d'Orb.), *C. tolype* Buckm., *C. cf. sublaeve* (Sow.), *C. ex gr. durum* Buckm. В результате этого в нижнем келловее были выделены: зона *C. elatmae*, состоящая из подзон *C. frearsi* и *C. elatmae*; зона *C. tschernyschewi*; зона *C. tolype*; слои с *C. cf. sublaeve* и слои с *Rondiceras milaschevici* и *Cadoceras ex gr. durum* [3].

Особо следует отметить вид *C. elatmae* (Nik.), характеризующий нижнюю зону келловея в Европейской России. Ранее этот вид определялся на севере Сибири Н.С.Воронец [1], а С.В.Мелединой [5] использовался для индексации нижней зоны келловея Сибири [8], с которой в разрезе появлялись первые представители рода *Cadoceras*. Впоследствии, когда в верхнем бореальном бате были установлены зоны с древними *Cadoceras*, предшествующими типичным келловейским представителям рода, нижняя зона келловея на севере Сибири была переименована в *C. anabarensis* [6]. В настоящее время в сибирской шкале авторами восстановлена зона *C. elatmae*, соответствующая восточноевропейской. Обилие палеонтологических находок этого вида на севере Сибири и всестороннее переизучение его как в Европейской России, так и на севере Сибири, позволяют отбросить сомнения в отношении правомерности определения этого вида на территории Сибири. Восстановление зоны *C. elatmae* позволило уточнить положение границы между батом и келловеем и проводить ее в основании зоны *C. elatmae*, как это имеет место в Европейской России.

Важные изменения формы поперечного сечения и скульптуры средних оборотов сибирских кардиоцератид, отмеченные на рубеже фаз *tolype* — *tschernyschewi* позволяют обособить отдельную ветвь кадоцерасов — рондицерасовую (*C. emelianzevi*). При отделении этой ветви в морфогенезе средних оборотов происходило ослабление пер-

вичных и вторичных ребер, усиление инволюнты раковин и изменение в форме умбо от глубокой чашевидной к воронковидной (рис. 2). Морфотип вида *C. emelianzevi* максимально близок к роду *Rondiceras*. В тоже время продолжала развиваться основная линия кадоцерасов, представленная формами с груборебристыми средними оборотами (*C. tolype*). В дальнейшем происходило параллельное развитие кадоцерасовой и рондицерасовой линий, что послужило основанием для обозначения верхнего биостратона нижнего келловея двумя индексами (слои с *Rondiceras milaschevici* и *Cadoceras ex gr. durum*).

Корреляция нижнекелловейских биостратонов на севере Сибири в опорных разрезах о.Бол.Бегичев, западного и восточного берегов Анабарской губы была рассмотрена ранее [3].

В 2010 г. Б.Л.Никитенко и В.Г.Князев послойно изучили разрез средней юры у пос.Станаах-Хочо (см. рис. 1, обн.23), в котором впервые удалось установить нижнюю часть среднего келловея. Ниже приводится послойное описание этого разреза (нумерация слоев полевая).

Слой 28. В основании около 0,5—0,7 м прослой алевролита глинистого темно-серого до черного в свежем сколе, серого и загипсованного на выветренной поверхности, местами сильно ожелезненного, мелкооскольчатого, в отдельных частях тонкоплитчатого. Выше около 1 м прослой алевролита серого с зеленоватым оттенком, средне-крупнооскольчатого сильно ожелезненного, трещиноватого (по трещинам корочки кальцита). Выше породы образуют уступ и прекрасно обнажены (4,5 м) — это алевролиты темно-серые, на выветренной поверхности голубовато-зеленовато-серые. В канавах вскрыты алевролиты сильно ожелезненные, темно-серые, среднеоскольчатые с веретенообразными известковистыми конкрециями черных аргиллитов, на выветренной поверхности темно-красные. Начиная с уровня 6 м, встречаются многочисленные конкреции темно-серых известковистых алевролитов субсферической формы, часто трещиноватые, серые или ожелезненные на выветренной поверхности. В 8 м над подошвой слоя имеется прослой (0,5—0,7 м) рыхлых песчаников алевритистых ожелезненных ярозитизированных красновато-желтоватых. В них встречаются уплотненные известковистые линзы и сферические конкреции, заключающие многочисленные раковины *Cadoceras barnstoni* (Meek) и *Cadoceras spp.* хорошей сохранности. Выше отмечается чередование ожелезненных алевролитов темно-серых, крупнооскольчатых и глин ярозитизированных, алевритистых, коричневато-желтых, мелкооскольчатых с частыми пятнами и линзами ярозита. В нижней части иногда встречаются глендониты. В 1 м ниже кровли обнаружен один экземпляр *Cadoceras sp. ind.* Мощность 17 м.

Слой 29. Песчаник алевритистый средне-крупнооскольчатый сильно ожелезненный, на выветренной поверхности ржавый, в свежем сколе темно-серый,

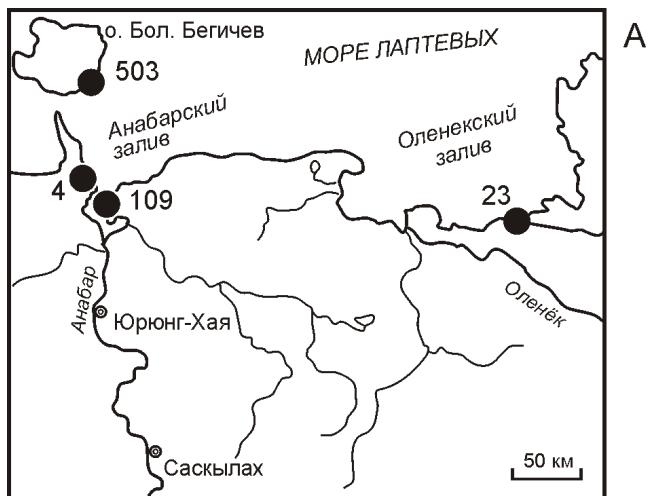
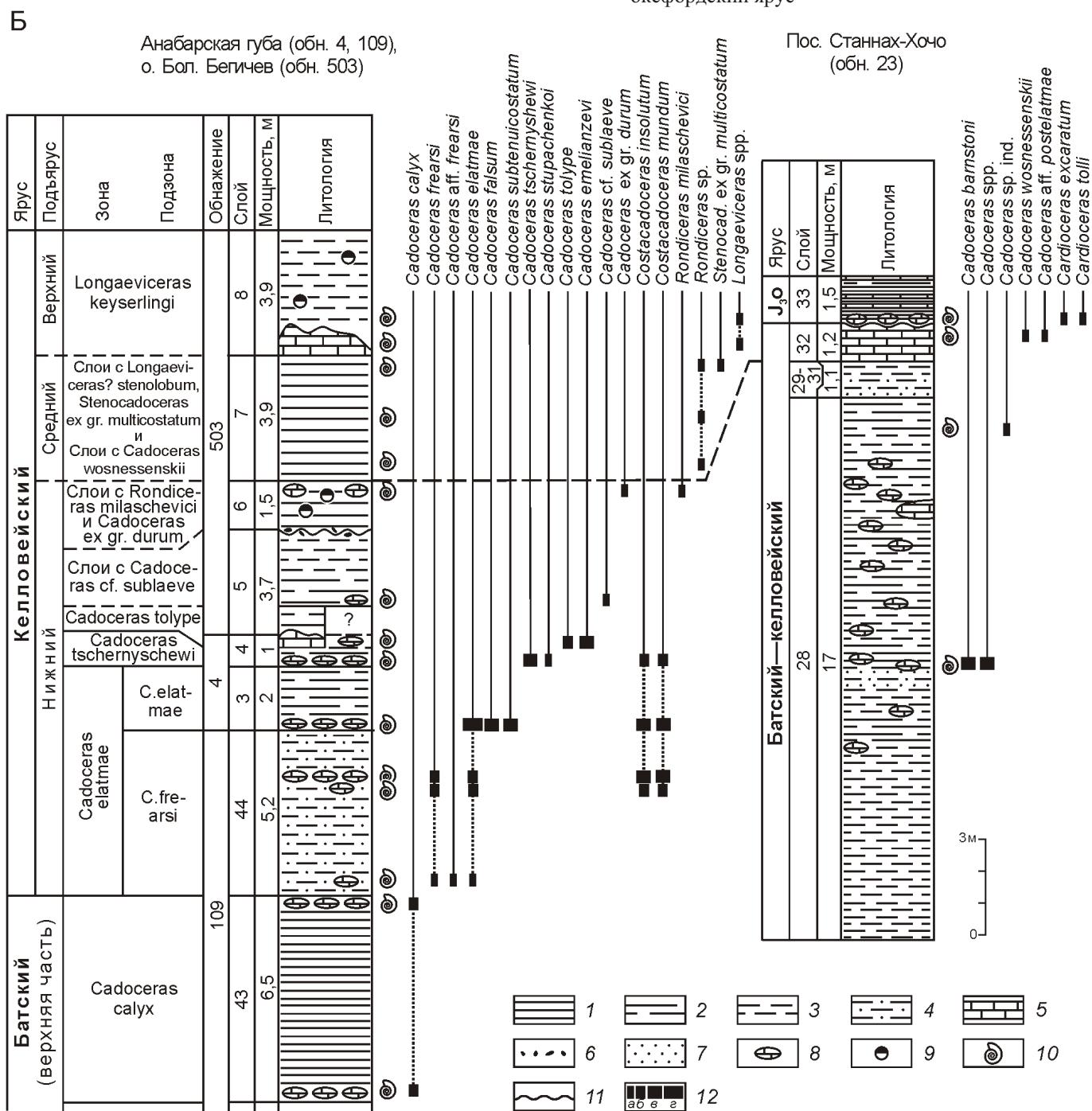


Рис. 1. Схема расположения (А) и основные разрезы (Б) нижнего и среднего келловея севера Сибири:

обнажения: 503 — о.Бол.Бегичев, 4 — западный и 109 — восточный берега Анабарской губы, 23 — пос.Станнах-Хочо; 1 — аргиллиты, глины; 2 — аргиллиты (глины) алевритистые, алевролиты глинистые; 3 — алевролиты, алевриты; 4 — алевролиты (алевриты) песчаные; 5 — алевролиты и аргиллиты карбонатные; 6 — галька; 7 — песчаники, пески; 8 — конкреции; 9 — прослои углей; 10 — уровень с аммонитами; 11 — перемыч; 12 — число экземпляров аммонитов: *a* — единицы, *b* — до 10, *c* — первые десятки, *g* — многие десятки; J_{30} — оксфордский ярус



Зональная последовательность в нижнем—среднем келловее Англии, Центральной России и севера Сибири

Ярус	Подъярус	Зона	Подзона	Англия [9]	Центральная Россия (Бореальный стандарт) [7]	Север Сибири [3, 4]	
				Фаунистические горизонты по Cadoceras	Зоны	Зоны, подзоны и слои	
Келло-вейский	Средний	CORONATUM			Longaeviceras? stenolobum	Слои с Longaeviceras? stenolobum, Stenocadoceras ex gr. multicostatum	
		JASON			Rondiceras milaschevici	Слои с Cadoceras wosnessenskii	
	Нижний	CALLOVI-ENSE	enodatum		Rondiceras tscheffkini	Слои с Rondice-ras milaschevici, Cadoceras ex gr. durum	
			calloviense		Cadoceras sublaeve	Слои с Cadoceras cf. sublaeve	
		KOENIGI			Cadoceras tolype	Cadoceras tolype	
					Cadoceras rubrum		
		HERVEYI			Cadoceras tolype		
					Cadochamousetia subpatruus	Cadoceras tschernyschewi	
					Cadoceras elatmae	Cadoceras elatmae	
						C. elatmae	
					Cadoceras calyx	Cadoceras calyx	
Батский (верхняя часть)		DISCUS					

зеленоватый с большим содержанием мелкого пирита, пиритовыми эллипсоидальными стяжениями (5—7 см). Контакт с нижележащей толщай соглашный. Мощность 0,3—0,5 м.

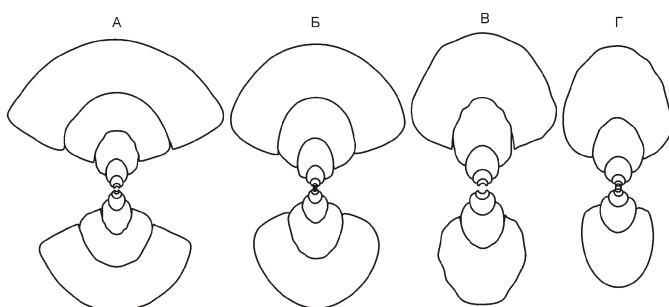


Рис. 2. Поперечные сечения раковин Cadoceras tschernyschewi (Sokolov) (А, В) и C. emelianzevi Voronez (Б, Г):

экз.177/6: А — при Д 73 мм и В — 37 мм, западный берег Анабарской губы, обн.4, слой 4, уровень нижних конкремций, зона tschernyschewi; экз.177/63: Б — при Д 71 мм и Г — 33 мм, там же, уровень верхних конкремций, зона tolype

Слой 30. Алевролиты зеленовато-серые сильно ожелезненные, средне-крупнооскольчатые с многочисленными известковисто-пиритовыми стяжениями, рассеянным мелким пиритом. В кровле развит пиритовый прослой («плита») в 10 см. Мощность 0,4 м.

Слой 31. Алевролит известковистый, массивный, зеленовато-серый, пиритизированный. Мощность 0,05—0,1 м.

Слой 32. Известковистые аргиллиты алевритистые, темно-серые, крупнооскольчатые с большим содержанием мелкого пирита с пятнами и слойками ожелезнений. На уровне 0,3 м ниже кровли найдены 3 экз. *Cadoceras wosnessenskii* (Grewink) и 1 экз. *C. aff. postelatmae* Sasonov. Мощность 1,2 м.

Слой 33. В основании залегает горизонт вытянутых эллипсоидальных конкреций (10—20 40—60 см) черных известковистых аргиллитов, буровато-красных на выветренной поверхности. Выше залегают аргиллиты черные мелкооскольчатые, с буроватым оттенком. На уровне 0,5 м развит линзовидный горизонт конкреций (толщиной 5—7 см) черных известковистых аргиллитов, буровато-красных на выветренной поверхности. Другой горизонт (до 10 см) более выдержан и расположен на уровне 0,8 м. В кровле слоя залегает следующий горизонт толщиной до

20 см с раздувами до 40 см протяженных буровато-красных конкреций. Между двумя последними горизонтами аргиллиты становятся комковатыми и алевритистыми, много мелких известковистых стяжений, которые часто срастаются. В 5—10 см от подошвы изредка встречается небольшая хорошо окатанная галька. Здесь обнаружены *Cardioceras excavatum* (Sow.) и *C. tolli* Pavlov. Мощность 1,4—1,6 м.

Слой 34. Песок алевритистый черный с зеленоватым оттенком хорошо сортированный. Верхняя и нижняя границы резкие и неровные. Мощность 0,35 м.

Установленные на Оленёкской протоке слои с *Cadoceras wosnessenskii* [4] являются аналогом нижней зоны среднего келловея в международном стандарте.

Слои с *Longaeviceras? stenolobum* и *Stenocadoceras ex gr. multicostatum* верхней половины среднего келловея, вероятно, присутствуют на о.Бол.Бегичев, о чем свидетельствуют находки аммонитов в слое 7 обн.503 [5]. Этот слой мощностью 3,9 м представлен аргиллитами темно-серыми оскольчатыми с многочисленными мелкими червеобразными стяжениями пирита и несколькими горизонтами линзовидных карбонатных конкреций, содержащими *Rondiceras* spp. В верхней части слоя обнаружен *Stenocadoceras ex gr. multicostatum* Imlay. Вид *S. multicostatum*, введенный в качестве индекса верхних слоев среднего келловея, наряду с *Longaeviceras? stenolobum*, отвечают стандартной зоне *Egymnoceras coronatum*.

Разрозненные находки среднекелловейских *Stenocadoceras* и *Rondiceras* известны в Восточном Таймыре (реки Чернохребетная, Подкаменная) [5]. Следует отметить, что некоторые прежние определения среднекелловейских аммонитов требуют ревизии. На р.Чернохребетная (обн.21, осыпь келловейских отложений, сборы М.С.Месежникова, 1962) авторами был определен *Longaeviceras? stenolobum* (Keys.), что может указывать на присутствие в разрезе слоев *Longaeviceras? stenolobum* и *Stenocadoceras ex gr. multicostatum*.

Таким образом, среднекелловейский подъярус на севере Сибири по аммонитам может быть разделен

на две части: нижние слои с *Cadoceras wosnessenskii* и верхние слои с *Longaeviceras? stenolobum* и *Stenocadoceras ex gr. multicostatum*. Для обоснования более точного объема и границ этих биостратонов требуются дальнейшее изучение в наиболее полных разрезах средней юры (Восточный Таймыр и о.Бол.Бегичев).

Работа частично выполнена при финансовой поддержке РФФИ (№ 09-04-00757, 09-05-00136, № 09-05-98518-р_восток_a) и Программы РАН 21.5 (Арктика).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронец Н.С. Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского района. —Л.: Госгеолтехиздат, 1962.
2. Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Зональная шкала верхнего бата Восточной Сибири по аммонитам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 2. С. 86—97.
3. Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Новая аммонитовая зональная шкала нижнего келловея севера Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 45—64.
4. Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Среднекелловейские аммониты рода *Cadoceras* севера Сибири // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: Материалы научной сессии. Т. I. Мезозой. —Новосибирск, 2011. С. 134—139.
5. Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея Сибири. —М.: Наука, 1977.
6. Меледина С.В. Бореальная средняя юра России (аммониты и зональная стратиграфия байоса, бата и келловея). —Новосибирск: Наука, 1994.
7. Состояние изученности стратиграфии докембра и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.
8. Стратиграфия юрской системы Севера СССР. —М.: Наука, 1976.
9. Callomon J.H. The evolution of the ammonite family Cardioceratidae // Spec. pap. On Palaeontology. 1985. № 33. Pp. 49—90.
10. Page N.K. The stratigraphy and ammonites of the British Lower Callovian. Thesis unpublished. 1988.

Корреляция нижнепражских отложений (нижний девон) Аляски и арктических регионов Восточной Сибири

В.В.БАРАНОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), Р.Б.БЛОДЖЕТТ (Consulting Geologist, 2821 Kingfisher Drive, Anchorage, Alaska 99502, USA)

Проведена корреляция нижнепражских отложений (нижний девон) запада центральной и юго-восточной Аляски и арктических регионов Восточной Сибири (Северо-Восток Азии, Таймыр, северо-запад Сибирской платформы). Установлена одновозрастность формации Сода Крик Известняк (Soda Creek Limestone), известняков о.Хесет, нижнесагырской подсвиты Селенняхского кряжа, хребтов Тас-Хаяхтах и Улахан-Сис, нижней части среднесеттедабанской подсвиты хр. Сетте-Дабан, верхней части эльгенекской свиты Юкагирского плоскогорья, урюмских, толбатских и базальной части даксанских слоев Таймыра и курейского горизонта северо-запада Сибирской платформы.

Ключевые слова: корреляция, пражский ярус, нижний девон, Аляска, арктические регионы Восточной Сибири.

Баранов Валерий Васильевич, vbaranov@diamond.ysn.ru

Блоджетт Роберт Боб, robert_blogett@yahoo.com

Correlation of the Lower Pragian deposits (Lower Devonian) in Alaska and the Arctic regions of Eastern Siberia

V.V.BARANOV, R.B.BLODGETT

Correlation of the Lower Pragian deposits (Lower Devonian) of west-central and southeast Alaska and the Arctic regions of Eastern Siberia (Northeast Asia, Taimyr, northwestern Siberian platform) is carried out. Identical age the Soda Creek Limestone Formation, the limestones of the Heceta Island, the Lover Sagyr Formation of the Selennyakh Range and the Tas-Khayakhtakh and Ulakhan-Sis Mountain Ridges, the lowermost Middle Sette-Daban Formation of the Sette-Daban Mountain Ridge, the top half the Elgenek Formation of the Yukagir plateau, the Uryumian, Tolbatian and the lowermost Daksanian layers of Taimyr and the Kureyan horizon of the northwestern Siberian platform is established.

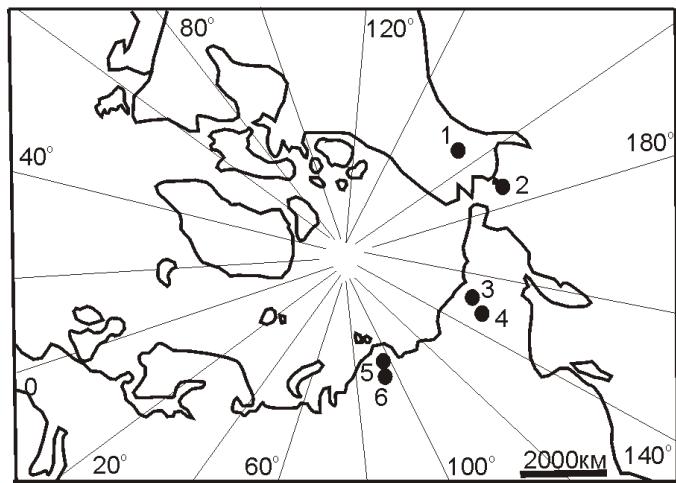
Key words: correlation, Pragian stage, Lower Devonian, Alaska, arctic regions of Eastern Siberia.

Карбонатные и глинисто-карбонатные отложения нижней части пражского яруса нижнего девона очень широко распространены на Аляске и в арктических областях Восточной Сибири, но изучены с разной степенью детальности. Наиболее полно изучена стратиграфия и фауна нижней части пражского яруса на Северо-Востоке Азии [1—5, 8—10]. В других арктических областях (Аляска, Центральный Таймыр, северо-запад Сибирской платформы) описаны лишь единичные разрезы с раннепражской фауной. Это известняки о.Хесета (архипелаг Александра) юго-восточной Аляски [19], формация Сода Крик Известняк (Soda Creek Limestone) запада центральной Аляски [17] и опорный разрез нижнего девона по р.Тарея (Центральный Таймыр) [14]. На северо-западе Сибирской платформы нижнепражские отложения охарактеризованы позвоночными — гетеростраками, амфиаспидами, остракодами и беззамковыми брахиоподами [12] (см. рисунок).

Объем и расчленение пражского яруса, положение нижней и верхней границ являются проблемными

вопросами стратиграфии нижнего девона Аляски и арктических регионов Восточной Сибири.

Формация Сода Крик Известняк (Soda Creek Limestone) была выделена на западе Центральной Аляски [17]. Она представлена темно-коричневыми биоморфными и глинистыми известняками с пластами глинистых сланцев. Общая ее мощность составляет 149,3 м. Нижняя граница формации литологически резкая. В типовом разрезе она проводится по смене переслаивания немой толщи доломитов и известняков биокластическими известняками. Верхний контакт формации с перекрывающими отложениями не обнажен. Первоначально по предварительным определениям брахиопод, ругоз и конодонтов формация датировалась ранним эмсом. Из брахиопод здесь были определены *Gypidula* cf. *kayseri* (Peetz), *Taimyrrhynchus taimyricus* (Nikiforova), «*Uncinulus*» *polaris* Nikiforova и *Howellella yacutica* Alekseeva; из конодонтов — *Ozarkodina* cf. *remscheidlensis*, *O. eberleini* Savage, *Icriodus taimyricus* Kuzmin; из ругоз — *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowski) и др. Авторы

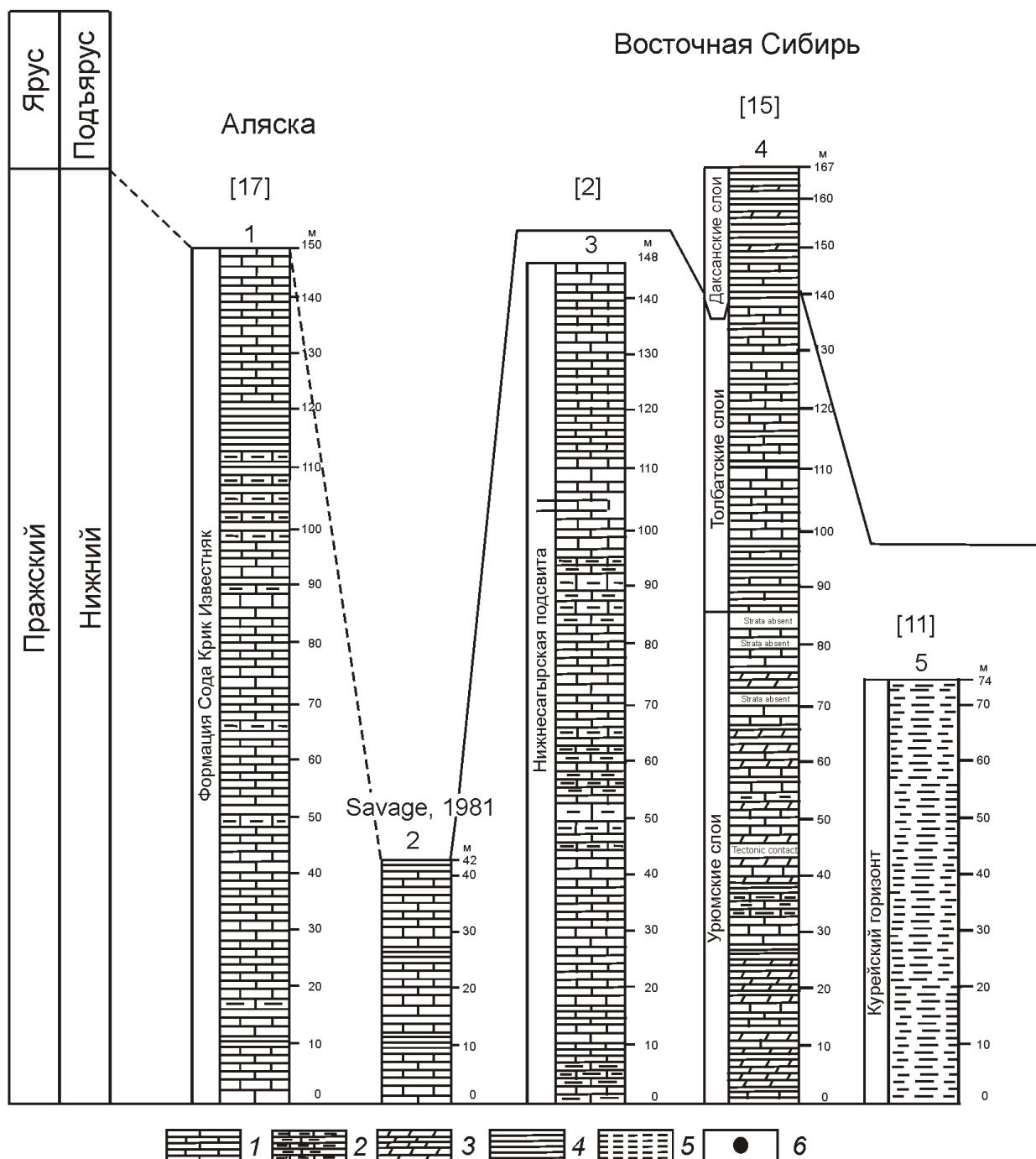


А

Схема корреляции разрезов нижнепражских отложений Аляски и арктических регионов Восточной Сибири:

А — местонахождение разрезов; Б — схема корреляции разрезов; 1 — формация Сода Крик Известняк, запад центральной Аляски; 2 — известняки о.Хесета, юго-восточная Аляска; 3 — разрез Гон, Селенняхский кряж; 4 — тарейский опорный разрез, р.Тарея, п-ов Таймыр; 5 — курейский горизонт, Норильский район, северо-запад Сибирской платформы; 1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — мергели; 4 — глинистые сланцы; 5 — аргиллиты; 6 — местонахождение разрезов

Б



статьи ревизовали брахиоподы (отряд *Rhynchonellida*) из типового разреза Доллар I, формация Сода Крик Известняк (Soda Creek Limestone) и фрагментарного разреза этой же формации, расположенного к северу от него (сборы Р.Б.Блоджетта, 1994), а также из разреза нижнепражских отложений о.Хесет [16]. Кроме новых таксонов ринхонеллид, были обнаружены пять видов *Dubovikovia kuzmini* (Cherkesova), *D. varia* (Cherkesova) and *D. tarejaensis* (Cherkesova), *Innaechia retracta* Baranov и A.? *reesidei* (Kirk et Amsden), распространенных в нижнепражских отложениях юго-восточной Аляски и арктических регионах Восточной Сибири. *Dubovikovia kuzmini* и *D. varia* были описаны С.В.Черкесовой [13] из верхней части усть-тарейского горизонта, а *D. tarejaensis* — из нижней части даксанских слоев злобинского горизонта Таймыра. Усть-тарейский горизонт и даксанские слои злобинского горизонта ранее датировались ложковом и ранним прагиеном [14]. Позднее В.В.Баранов [6, 7] верхнюю часть усть-тарейского горизонта (урюмские и толбатские слои) включил в состав пражского яруса. Вид *D. varia* (*Linguopugnoides carens* (Barrande, 1879), *Monadotoechia* ? sp. nov.) был установлен в нижнепражских отложениях о.Хисит. В типовом разрезе Сода Крик Известняк (Soda Creek Limestone) также были обнаружены виды *Innaechia retracta* Baranov и *Astutorhyncha* ? *reesidei* (Kirk et Amsden). Первый из них широко распространен в нижнепражских (нижнесагырская подсвита) отложениях Селеняхского кряжа и хр.Улахан-Сис, а второй — в нижнепражских отложениях (базальные слои нижнекочабалинской подсвиты) хр.Тас-Хаяхтах (Северо-Восток Азии). Таким образом, по ринхонеллидам возраст формации Сода Крик Известняк (Soda Creek Limestone) датируется ранним прагиеном [16].

На о.Хесета юго-восточной Аляски нижнепражские известняки (42 м) с брахиоподами были первоначально описаны Е.Кирком и Т.Амсденом [18] как «верхнесилурийские» в толще красноцветов, выделенных в красноцветную формацию Карин. Позднее, Н.Севидж [19] в этой толще известняков в ассоциации с брахиоподами *Schizophoria* cf. *S. fragilis* Kozlowski, *Eoschuchertella* sp., *Mesodouvillina* (Protocymostrophia) cf. *M. (P.) costatula* (Barrande), *Gypidula* aff. *G. pelagica* (Barrande), *Ancillotoechia reesidei* (Kirk et Amsden), *Linguopugnoides carens* (Barrande), *Monadotoechia* ? sp., *Atrypa reticularis* (Linneaus), *Howellella amsdeni* Savage, *Reticulariopsis* sp., *Protathyris* ? sp., *Cyrtina* sp., *Nucleospira hecetensis* (Kirk et Amsden) обнаружил раннепражские конодонты *Eognathodus sulcatus* Philip, которые появляются в основании пачки и проходят до ее кровли.

На Северо-Востоке Азии отложения пражского яруса распространены на громаднейшей территории от правобережья р.Лена на западе, до бассейна р.Колыма — на востоке [2]. Они входят в состав двух

трансгрессивно-регрессивных циклов — нижне- и верхнепражского. Нижнепражский циклит в хр.Тас-Хаяхтах, Селеняхском кряже и хр.Улахан-Сис представлен сагырской свитой с двумя подсвитами. Границы свиты литологически резкие и согласные. Нижняя граница свиты проводится по смене толстоплитчатых табулятовых известняков датинской свиты — темно-серыми тонкоплитчатыми, глинистыми, биоморфными и органогенно-детритовыми известняками с табулятами, брахиоподами, гастropодами, пелециподами и остракодами. Верхняя граница свиты в Селеняхском кряже (разрезы Гон, Кривой, Вилка) устанавливается по смене толстоплитчатых и массивных известняков с остатками табулят и амфипор средне- и тонкоплитчатыми известняками с разнообразными остатками бентоса, тентакулитов и конодонтов. В хр.Тас-Хаяхтах (разрезы Хобочало-2, Халим-5, Быстрый) она проводится по смене толстоплитчатых и массивных известняков или органогенных, табулятовых, брахиоподовых, глинистых известняков черными тонкоплитчатыми палеонтологически «немыми» мергелями и аргиллитами или среднеплитчатыми темно-серыми шламовыми известняками нижнекочабалинской подсвиты, содержащими бедные видовые ассоциации брахиопод, конодонтов и ортоцератид.

Сагырская свита представлена сероцветными, коричневыми, черными известняками, в нижней части свиты ритмично переслаивающимися с глинистыми кораллово-раковинными, органогенно-детритовыми известняками, в верхней — с амфиоровыми известняками [2]. Для нижнесагырской свиты обычны маломощные коралловые биостромы. Отложения подсвиты содержат обильные остатки табулят *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov, *F. stellaris* Tchernyschev, *F. kolymensis* Tchernyschev, *Yacutiorpora innae* (Dubatolov), *Striatopora multiporifera* Rukhin, *Squameofavosites frequens* Smirnova, *Caliapora macroporosa* Dubatolov, *Scoliopora inconstans* Alkhovik и др.; ругоз *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowsky), *Taimyrophyllum grande* (Dunbar in Benson), *Breviphyllum asiaticum* Ivanovskiy, *Microplasma compactum* (Kravtzov) и др.; брахиопод *Innaechia retracta* Baranov, *Dubovikovia settedabanica* (Rzonsnitskaya), *Sibiritoechia convenxa* Alekseeva, *Spinatrypina tichiensis* Rzonsnitskaya, *Howellella prima* Alekseeva, *H. mercuriformis* Kulikov, *Aldanispirifer kulkovi* (Gratsianova), *Eoreticularia equitans* T. Modzalevskaja, *Protathyris sibirica* Zintchenko и др. и конодонтов *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl), *Pandarinellina philipi* (Klapper), *Gagievodus marinae* (Tarabukin), *Vjaloviodus taimyricus* (Kuzmin) и др. Мощность подсвиты колеблется от 40 до 110 м.

На Юкагирском плоскогорье в береговых обрывах по правому борту р.Колыма в двух тектонических блоках обнажаются нижнепражские отложения [2]. Они представлены верхней частью эльгенекской свиты, ко-

торая в нижней большей части сложена темно-серыми и серыми известняками, среднеплитчатыми с табулятами *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov, *F. admirabilis* Sokolov et Tesakov, *Yacutiopora gratica* (Rukhin), *Ya. fallacis* (Yanet), *Striatopora minuscula* Tchudinova, брахиоподами *Howellella prima* Alekseeva, *Protathyris sibirica* Zintchenko и конодонтами *Pandorinellina philipi* (Klapper), *P. boucoti* (Klapper), *Eognathodus sulcatus* Philip. В верхах свиты появляются темно-серые до черных известняки и глинистые известняки с прослойями черных мергелей и черных глинистых известняков и известняковая осадочная брекчия. Видимая мощность составляет 373 м. Несколько фрагментарных разрезов нижнепражских отложений обнажаются по р. Спиринская, правому притоку р. Колымы. Они представлены известняками и песчанистыми известняками с табулятами *Parastriatopora rzonsnitckajae* Dubatolov, *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov, *F. kolymensis* Tchernyshev, *Alveolites krekovensis* Dubatolov и др. и брахиоподами *Spinatrypina tichiensis* Rzonsnitskaia, *Aldanispirifer kulkovi* (Gratsianova), *Howellella prima* Alekseeva, *Protathyris sibirica* Zintchenko. Видимая мощность 87 м.

В хр. Сетте-Дабан нижнепражский циклит в разрезе Тихий представлен нижней частью среднесеттебабанской подсвиты, которая сложена темно-серыми до черных, среднеплитчатыми, органогенно-детритовыми известняками с прослойями глинистых известняков и черных аргиллитов мощностью 155 м [2]. Палеонтологические остатки представлены табулятами *Parastriatopora rzonsnitckajae* Dubatolov, *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov, *F. kolymensis* Tchernyshev, *Yacutiopora innae* (Dubatolov), *Ya. gratica* (Rukhin), *Ya. fallacis* (Yanet), *Alveolites krekovensis* Dubatolov, *Scoliopora inconstans* Alkhovik и др., ругозами *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowsky), *Taimyrophyllum grande* (Dunbar in Benson), брахиоподами *Dubovikovia settedabanaica* (Rzonsnitskaia), *Dogdoa chalimensis* Baranov, *Sibiritoechia convexa* Alekseeva, *Spinatrypina tichiensis* Rzonsnitskaia, *Howellella prima* Alekseeva, *H. mercuriformis* Kulkov, *Aldanispirifer helena* Alekseeva и конодонтами *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl), *Pandorinellina philipi* (Klapper), *P. miae* (Bultynck), *Vjaliodus marinae* Tarabukin, *V. hastatus* Baranov и др. Здесь же встречен маломощный биостром (3 м), каркас которого сложен преимущественно караваевидными и булковидными колониями табулят *Favosites kolymensis* (Tchernyshev), *Squameofavosites frequens* Smirnova, *Caliapora macroporosa* Dubatolov и в меньшей степени ценостеумами строматопороидей.

На п-ове Таймыр наиболее полно нижнепражские отложения обнажаются в опорном разрезе по р. Тарея [14]. Они представлены урюмскими, толбатскими и, возможно, нижней частью даксанских слоев. Здесь в береговых обрывах эти отложения образуют серию антиклинальных и синклинальных складок, осложненных разрывными нарушениями и поэтому стратиграфическая последовательность пачек для урюм-

ских слоев предлагается как рабочий вариант [14, с. 12]. Вероятно, что и стратиграфическую последовательность вышележащих толбатских, даксанских, юнхондских и тарибигайских слоев также необходимо рассматривать как рабочий вариант. Как уже упоминалось, урюмские и толбатские слои датируются авторами ранним прагиеном [6, 7]. Урюмские слои представляют собой базальную часть трансгрессивно-регрессивного циклита. Они характеризуются чередованием доломитов, доломитовых известняков, известняков с глинистыми сланцами, мергелями и аргиллитами. Общая мощность урюмских слоев составляет 90 м. В них обнаружены табуляты *Favosites admirabilis* Dubatolov, *F. socialis* Sokolov et Tesakov, *Parastriatopora rzonsnickajae* Dubatolov и др., ругозы *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowsky) и др., брахиоподы *Dubovikovia kuzmini* (Cherkesova), *Sibiritoechia convexa* (Alekseeva), *Spinatrypina tichiensis* Rzonsnitskaia, *H. mercuriformis* Kulkov, а также эндемичные комплексы рыб, акантод, многочисленные остракоды. Граница между урюмскими и толбатскими слоями плохо обнажена. Толбатские слои представляют собой чередование глинистых сланцев и известняков, иногда комковатых или желваковидных, в которых обнаружен комплекс разнообразной фауны. Мощность толбатских слоев 50 м. Здесь встречен комплекс табулят *Squameofavosites attenuatus* Smirnova, *Favosites nikiforovae* Chekovich, *Parastriatopora tcherkesovae* Smirnova и др., ругоз *Pseudoamplexus altaicus* (Dybowsky), *Glossophyllum clebroseptatum* (Kravtsov), *Spongophylloides ternuiseptatum* (Kravtsov) и др., из брахиопод *Gypidula pelagica gibbosa* Cherkesova, *Spinatrypina tichiensis* Rzonsnitskaia, *Dubovikovia varia* (Cherkesova), *Aldanispirifer helena* Alekseeva, *Howellella cf. prima* Alekseeva и др., из позвоночных *Putoranaspis* sp., *Siberiaspis plana* Novitskaya, *Argyriaspis tcherkesovae* Novitskaya и др.

На северо-западе Сибирской платформы (Норильский район) нижнепражские отложения представлены курейским и нижней частью разведочнинского горизонта общей мощностью 80—120 м. Ранее В.В.Баранов [5, 6] относил к прагиену только верхнюю часть курейского горизонта. Логично проводить ее следует в основании курейского горизонта, поскольку именно на этом уровне, как отмечают Р.Г.Матухин и В.Вл.Меннер [12], фиксируется начало трансгрессии, следы которой в нижнепражских отложениях прослеживаются на Аляске и во всех арктических регионах Восточной Сибири. Курейский горизонт сложен преимущественно пестроцветными аргиллитами, в его нижней части встречаются прослои доломитистых известняков и доломитов, а также маломощные линзовидные прослои гипсов. Палеонтологические остатки представлены амфиаспидами *Putoranaspis* sp., *Siberiaspis plana* Novitskaya, *Argyriaspis tcherkesovae* Novitskaya и др., гетеростра-

Сопоставление стратиграфических схем нижнепражских отложений Аляски и арктических регионов Восточной Сибири

Система	Отдел	Ярус	Стандартная конодонто-вая зона	Сопоставление стратиграфических схем				
				Запад Цен-тральной Аляски [16]	Юго-Восток Аляски [19]	Северо-Восток России [2]	Центральный Таймыр [6]	Северо-запад Сибирской платформы [6]
						Горизонт	Слои	Горизонт
Девонская	Нижний	Пражский	Sulcatus	Формация Сода Крик Известняк	Известняки о.Хисит	Короткинский	Базальная часть даксанских слоев	Базальная часть разведочнинского горизонта
							Толбатские	Курейский
							Урюмские	

ками, акантодами, лингулами, остракодами и редко брахиоподами рода *Howellella*. Первоначально Р.Г.Матухин и В.Вл.Меннер [11, 12 и таблица] датировали курейский горизонт на основании определений костных остатков рыб зигеном (прагиеном), но позднее [15] он был включен в состав лохковского яруса. Основанием для этого послужила общность видового состава позвоночных курейского горизонта и урюмских слоев п-ова Таймыр, возраст которых по брахиоподам, табулятам, ругозам и акантодам ошибочно определялся как поздний лохков [5, 6].

Таким образом, наличие в карбонатных отложениях Аляски и арктических регионов Восточной Сибири общих видов ринхонеллоидных брахиопод *Dubovikovia kuzmini*, *D. varia*, *D. tarejaensis*, *Innaechia retracta* и *Astutorhynchus? reesidei*, ругоз *Pseudoaemplexus altaicus* и конодонтов *Eognathodus sulcatus* позволяют сопоставить формацию Сода Крик Известняк запада центральной Аляски, известняковую толщу о.Хисит юго-восточной Аляски, короткинский горизонт Северо-Востока Азии, в состав которого входят: нижнесагырская подсвита Селенняхского кряжа, хр.Тас-Хаяхтах и Улахан-Сис, нижняя часть среднесеттедабанской подсвиты хр.Сетте-Дабан и верхняя часть эльгенекской свиты Юкагирского плоскогорья, урюмские, толбатские и базальные горизонты даксанских слоев п-ова Таймыр и определить их возраст как раннепражский. Курейский горизонт северо-запада Сибирской платформы, имеющий общие эндемичные виды амфиаспид *Putoranaspis* sp., *Siberiaspis plana* Novitskaya, *Argyriaspis tcherkesovae* Novitskaya и др. с урюмскими слоями п-ова Таймыр, также следует датировать ранним прагиеном (см. рисунок).

Авторы выражают глубокую благодарность кандидатам геол.-минер. наук О.В.Короловой и Р.В.Кутыгину за ценные замечания в процессе подготовки рукописи статьи к печати.

Работа частично выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 09-05-98518-р_восток_a и 09-04-00757) и программы № 21.5 РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Р.Е. Брахиоподы и стратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР. —М.: Наука, 1967.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия нижнего девона восточной Якутии (Северо-Восток России). —Якутск, 2001.
3. Альховик Т.С., Баранов В.В. Стратиграфия силура и девона Восточной Якутии (Северо-Восток России). —М., 2002. Деп. ВИНТИ. № 41-В2002.
4. Альховик Т.С., Баранов В.В. Раннедевонские табуляты, брахиоподы и конодонты Северо-Востока России. —М., 2004. Деп. ВИНТИ. № 1620-В2004.
5. Альховик Т.С., Ивановский А.Б. Кораллы и биостратиграфия нижнего девона Восточной Якутии. —М.: Наука, 1988.
6. Баранов В.В. Корреляция верхнесилурийских и нижнедевонских отложений арктических регионов Азии // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 75—78.
7. Баранов В.В. Нижняя граница девонской системы и границы ярусов нижнего девона на севере Евразии // Наука и образование. 2009б. № 4. С. 31—34.
8. Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омулевского поднятия (Северо-Восток Азии). —Магадан, 1995.
9. Гагиев М.Х. Средний палеозой северо-восточной Азии. —Магадан, 1996.
10. Дубатолов В.Н. Табуляты и биостратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР. —М.: Наука, 1969.
11. Матухин Р.Г. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. —Новосибирск: Зап.-Сиб. Книж. изд-во, 1974.
12. Матухин Р.Г., Меннер В.Вл., Соколов П.Н., Решетняк Д.Р. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. —Новосибирск. Препринт, 1995.
13. Черкесова С.В. Ринхонеллиды подсемейства *Небетоесчиinae* из нижнедевонских отложений Центрального Таймыра // Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и стратиграфия. 1969. Вып. 27. С. 16—93.

14. Черкесова С.В. Общая стратиграфическая характеристика нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза // Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза (Таймыр). —С-Пб: Недра, 1994. С. 7—32.
15. Черкесова С.В., Матухин Р.Г. Корреляция нижнедевонских отложений р. Тарея и Норильского района северо-запада Сибирской платформы // Стратиграфия и фауна нижнедевонских отложений тарейского опорного разреза (Таймыр). —С-Пб: Недра, 1994. С. 202—204.
16. Baranov V.V., and Blodgett R.B. Correlation of Lower Devonian strata of the Soda Creek Limestone, Medfra Quadrangle, west-central Alaska and the arctic areas of Eastern Siberia on the basis of rhynchonellid brachiopods // 2011 Western Region Meeting, SPE, Pacific Section. Arctic to the Cordillera: Unlocking the Potential. Technical sessions 9—11 May 2011. Anchorage, Alaska, U.S.A. Pp. 44—45.
17. Blodgett R.B., Rohr D.M., Measures E.A., Savage N.M., Pedder A.E.H., and Chalmers R.W. The Soda Creek Limestone, a new Upper Lower Devonian Formation in the Medfra Quadrangle, west-central Alaska // Short notes on Alaska Geology 1999. Prof. Rep. 119. Fairbanks, Alaska, 2000. Pp. 1—10.
18. Kirk E. and Amsden T.W. Upper Silurian brachiopods from southeastern Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1952. Vol. 233. Pp. 53—56.
19. Savage N.M. A reassignment of the age of some Paleozoic brachiopods from southeastern Alaska // Journal of Paleontology. 1981. Vol. 55. № 2. Pp. 353—369.

УДК 561.26+552.54:551.72(571.56)

П.Н.Колосов, 2011

Органогенные породы и потенциальные коллекторы нефти и газа в неопротерозое Предпатомского прогиба

П.Н.КОЛОСОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Выявлены в разрезах ченчинской, торгинской и тинновской свит неопротерозоя онколитовые, органогенные, органогенно-онколитовые и другие фациально-генетические типы карбонатных пород. В сочетании с обнаруженными трещиноватыми, пористыми и перекристаллизованными известняками и доломитами они являются потенциальными коллекторами нефти и газа.

Ключевые слова: известняки, доломиты, онколиты, перекристаллизация, типы пород, битум.

Колосов Петр Николаевич, p_kolosov@diamond.ysn.ru

Organogenic rocks and potential reservoirs of oil and gas in the Neoproterozoic Predpatom depression

P.N.KOLOSOV

The paper deals with oncolitic, organogenic, organogenic-oncolitic and other facial genetic types of carbonate rocks distinguished in the section of the Neoproterozoic Tchencha, Torgo and Tinnaya Formations. In combination with the revealed fractured, porous and recrystallized limestones and dolomites they make potential reservoirs of oil and gas.

Key words: limestones, dolomites, onkolites, recrystallization, rock types, bitumen.

По благоприятным условиям накопления и захоронения органики, преобразования ее в углеводороды, а также по многочисленным прямым и косвенным признакам нефтегазоносности неопротерозойские (позднерифейские и вендские) и раннекембрийские отложения Предпатомского прогиба еще в 1964 г. А.К.Бобров [3] оценил как высокоперспективные. Тем не менее в этой крупной тектонической структуре в мощном карбонатном комплексе до сих пор не найдены богатые залежи углеводородов. В значительной степени это объясняется тем, что по сравнению с терригенными карбонатными коллекторами являются очень сложными по причине их изменчивости в зависимости от литологии, типа цементации, биоты, вторичных процессов и пористости.

Генезис порового пространства в карбонатных отложениях нередко определяется вторичными процессами. Имеют большое значение степень доломитизации, перекристаллизации, кальцитизации, пиритизации, выщелачивания и др. Параметры этих преобразований чаще всего связаны с присутствием в карбонатных породах органических остатков, с первичной неоднородностью известняков и доломитов, гидродинамической активностью среды осадконакопления [2, 5—12, и др.].

Как указывает Дж.Гринсмит [4, с.173], «...процесс доломитизации может сам по себе сильно изменять пористость пород. Замещение кальцита доломитом из расчета молекула за молекулу приводит к уменьшению объема на 12—13%. Теоретически это изме-

нение должно привести к увеличению пористости в известняке с жестким каркасом на 10% или более...».

Статья посвящена установлению цианобактериальных, водорослевых и микрофитолитовых пород в ченчинской, торгинской и тинновской свитах неопротерозоя, с которыми нередко связаны потенциальные карбонатные коллекторы нефти и газа. Она является продолжением предыдущей публикации автора, в которой рассматривалась каланчёвская свита [9].

Уринское поднятие. Верхнеченчинская подсвита охарактеризована по обнажению на левом берегу р.Лена, против устья р.Большой Патом. Здесь она полностью обнажена и наиболее детально изучена автором (рис. 1). При характеристике пород использованы шлифы (Ш) из образцов, отобранных и из других обнажений свиты на Уринском поднятии.

1. Известняк доломитистый, местами органогенный или слабопесчанистый, оолитовый и микрофитолитовый. Имеются линзы песчаника известковистого косослоистого. Верхняя 3-метровая часть пачки представлена доломитом органогенным и онколитовым, массивным и толстоплитчатым.

В шлифе 636-68 — известняк доломитизированный онколитовый, цемент кальцитовый средне- и крупнокристаллический. Присутствует мелкая (0,02 мм) вкрапленность пирита. Онколиты размерами 0,3—0,5 мм составляют 70—90% объема породы. В шлифах 637-68 и 638-68 онколиты более мелкие (0,1—0,2 мм), цемент соприкосновения (контактовый). Доломитизация осуществлялась по онколитам (рис. 2, А). Мощность пачки 10 м.

2. Доломиты в основании пачки слабо песчанистые, светло-серые, выше органогенные желтовато-серые, светло-серые, прослойками онколитовые, органогенно-онколитовые, слабопесчанистые. В шлифах 640-68, 641-68 известняк доломитизированный, перекристаллизованный по онколитам (0,1—0,5 мм) составляет 70% породы, с алевритовым (0,1—0,2 мм) материалом; Ш 642-68 — доломит органогенный, с линзочками, в которых алевритовый и песчаный среднеокатанный материал. Цемент неравномерно зернистый. Мощность пачки 20 м.

3. Доломиты органогенные и онколитовые светло-серые, с прослойками и линзами доломитов глинистых. В верхней части пачки слои (1,5—2,0 м) доломита брекчированного.

В шлифах 646-68 и 648-68 — доломит онколитовый (0,3—0,5 мм, составляет от 30 до 90% породы); 647-68 и 649-68 — доломит органогенный, вторичный (в результате перекристаллизации органогенного известняка; присутствуют до 10% алевритовый и песчаный материал, а также мелкая (0,02—0,04 мм) вкрапленность пирита и единичные зерна хлорита. Мощность пачки 16 м.

4. В основании пачки мергель зеленый (1,5 м), выше по разрезу сменяемый песчаниками светло-серыми с голубоватым оттенком, мелкозернистыми,

косослоистыми, с прослоечками (0,05—0,1 м) внутриформационного конгломерата и включениями хлорита. Мощность пачки 6 м.

5. Доломиты органогенные темно-серые, синевато-серые (выветрелая поверхность их желтая), очень плотные, скрытокристаллические, с включениями пирита. Присутствуют прослои (0,2—0,5м) песчаников доломитистых и доломитов глинистых.

В верхнеченчинской подсвите под плотными доломитами верхней ее части, в 8 км выше устья р.Мача (недалеко от деревни Нохтуйск), в доломитах интракластово-оолитовых, алевритистых мелкозернистых имеются выделения битума (Ш 136-75). В верхней части подсвиты в Ш 144-75 также есть выделения битума в доломитах мелкозернистых, участками алевритистых, с единичными зернами хлорита или глауконита. Мощность пачки 11 м.

Тинновская свита (см. рис. 1, Б). Разрез представлен в основном переслаиванием известняков и доломитов серых и темно-серых, нередко битуминозных, с прослойями глинистых разностей карбонатных пород. В качестве потенциальных коллекторов в нем можно рассматривать пачку (25 м) трещиноватых, кальцитизированных органогенных битуминозных доломитов, присутствующих от основания свиты в 20 м. Таковой же является 28-метровая пачка доломитов битуминозных серых и темно-серых, пористых, прослойями брекчированных. Она залегает в 231 м выше основания свиты.

Низовые р.Витим. В 1,5 км ниже Дома Радионова (см. рис. 1, А) в верхнеченчинской подсвите: доломиты органогенные (красные водоросли *Chaptchaica Kolosov*) серые, массивные, кальцитизированные, перекристаллизованные (видимая мощность 10 м), местами сильно насыщенные битумом вокруг органогенного кальцита; наблюдаются открытые поры, по краям которых битум (нефть); несколько слоев (мощность по 5—10 м) доломитов известковистых органогенных (строматолитовых) и органогенно-катаграфиевых; местами катаграфии составляют до 50—70% объема породы; участками органогенная порода сильно трещиноватая (тектонические минеральные трещины шириной 0,01—0,06 мм нескольких направлений); некоторые трещины возобновлялись; по ним происходили перекристаллизация и кальцитизация; отмечена кавернозность; пачка, содержащая слои (мощность до 7 м) доломитов органогенно-катаграфиевых, серых, плитчатых, трещиноватых, участками микритизированных; мощность пачки 60—70 м.

Южнее Талаканского месторождения весьма перспективными на залежи нефти и газа являются песчаники джербинской свиты. В низовых р.Витим в разрезе этой свиты имеются песчаники кварцевые серые, желтовато-серые массивные. Например, в нижней части обнажения присутствует пачка мощностью 50—60 м: песчаники хорошо отсортированные, пористые (около 10%), трещиноватые (трещины открытые двух

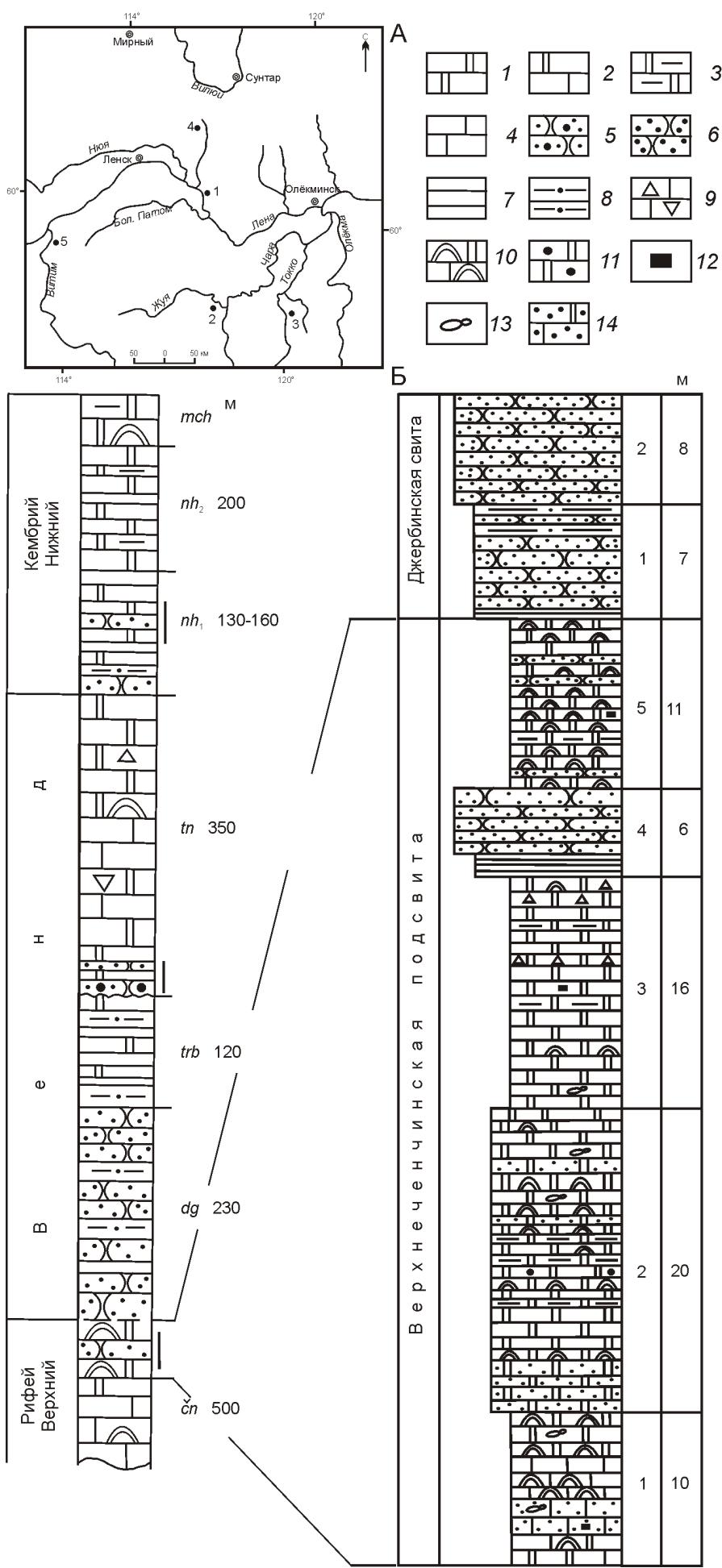


Рис. 1. Схема расположения разрезов в Предпатомском прогибе (А) и литологическая колонка части неопротерозойских и нижнекембрийских отложений этого прогиба (Б):

1 — Уринское поднятие; 2 — южная часть Березовской впадины, низовые р.Жуя; 3 — р.Токко; 4 — Вилойско-Джербинский, скважины 646 и 647; 5 — низовые р.Витим; 1 — доломиты; 2 — доломиты известковистые и 3 — известняки доломитистые; 4 — известняки; 5 — гравелито-песчаники; 6 — песчаники; 7 — аргиллиты; 8 — алевролиты; 9 — карбонатные брекции; 10 — строматолитовые (водорослевые) карбонатные породы; 11 — доломиты с включениями гравийного материала; 12 — пирит; 13 — микрофитолиты, 14 — доломиты и известняки песчанистые; свиты: čn — ченчинская, dg — джербинская, trb — тирбесская, tn — тинновская, mch — мачинская; подсвиты: nh₁ — нижненохтуйская, nh₂ — верхненохтуйская; справа указаны уровни распространения потенциальных коллекторов нефти и газа

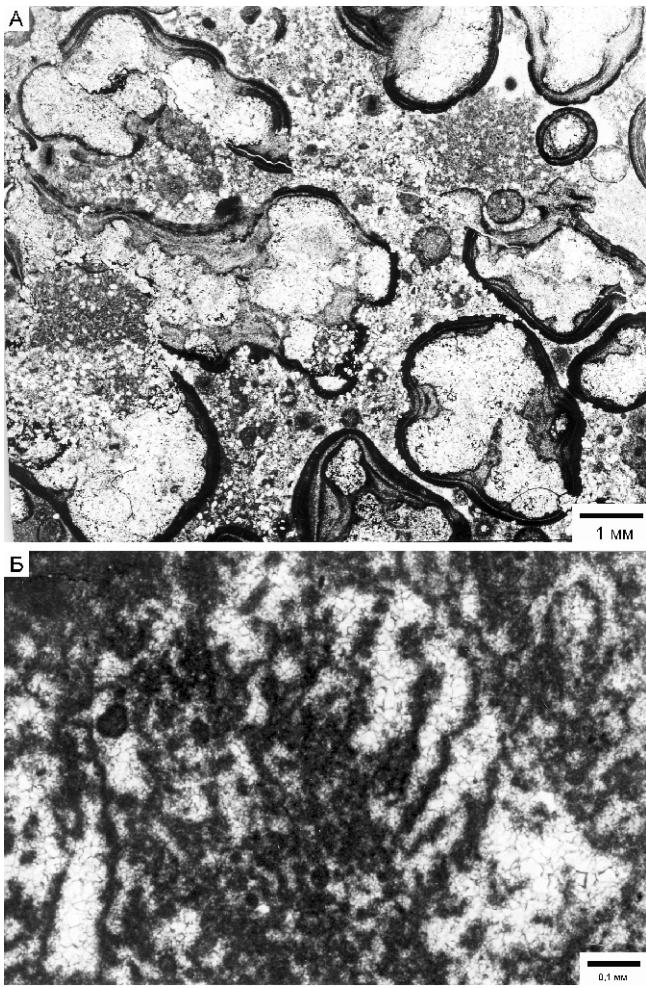


Рис. 2. Доломитизация по онколитам верхнеченчинской подсвиты Уринского поднятия в шлифе 64-73 (А) и красные нитчатые водоросли этой подсвиты на р.Жуя в шлифе 222-К (Б)

перпендикулярных друг к другу направлений, по краям с остатками нефти), нефтенасыщенные.

Нохтуйская — усольская свита нижнего кембрия. В низовьях р.Витим в 0,7—1,0 км выше устья р.Быстрая присутствуют известняки органогенные, доломитизированные и доломиты органогенные, известковистые темно-серые, желтовато-серые, перекристаллизованные, пористые (около 5%), с водорослями *Renalcis* и интракластами (мощность 70 м); породы трещиноватые; в порах между зернами видны выделения битума (нефти).

Южная часть Березовской впадины. Здесь в зоне перехода от восточной окраины Жуинско-Патомского прогиба к Березовской впадине, в низовьях р.Жуя, в 20—25 км от р.Чара (см. рис. 1, А), ченчинская свита представляет определенный интерес по причине значительной мощности органогенных карбонатных пород. Она делится на три подсвиты: нижняя (500—550 м) представлена массивными органогенными, реже оолитовыми, серыми известняками; средняя (300—340 м) состоит из серых и пестрых оолитовых,

онколитовых, песчанистых, реже органогенных известняков; верхняя (72—74 м) сложена органогенными и песчанистыми доломитами.

По данным изучения шлифов с 99-К по 284-К установлены литологические особенности пород. В среднеченчинской подсвите часты известняки интракластово-оолитовые, органогенно-онколитовые, с минеральными трещинами, включениями пирита. В шлифах 102-К, 106-К, 132-К, с 160-К по 178-К, 182-К, 191-К, 203-К, 210-К, 214-К, 215-К, 235-К, 262-К наблюдаются мелкие выделения битума. Нередко онколиты и оолиты частично перекристаллизованы. Трещины (до 0,1 мм) минеральные, реже открытые (Ш 136-К) и узкие (0,02—0,04 мм), тектонические. Стилолиты видны во многих шлифах, в них глинисто-органическое вещество. Присутствуют известняки органогенные алевритистые (шлифы с 177-К по 181-К), реже песчанистые (Ш 192-К). Онколиты представлены в основном группой глебозитес (*Glebosites*). Во многих шлифах установлены бентосные нитчатые обызвествленные красные водоросли рода *Dzhelinda Kolosov*, которые от субстрата поднимаются вверх (см. рис. 2, Б). В верхней части среднеченчинской подсвите органогенные (водорослевые) известняки слабо доломитизированы с образованием ромбоэдров (шлифы с 256-К по 262-К).

Далее представлены доломиты верхнеченчинской подсвиты. Они органогенные (строматолиты) и микрофитолитовые (озагии и везикуляритесы), перекристаллизованные (ромбоэдры доломита во многих шлифах), в пустотах эпигенетического выщелачивания присутствуют крупные кристаллы кальцита. Порода содержит многочисленные выделения битума (шлифы 265-К, 276-К, 284-К, 316-К, 326-К). В Ш 316-К мелкие выделения битума присутствуют в минеральных трещинах (0,3—0,6 мм). Местами видно, что битум растекался по трещинам. Самые верхние в разрезе подсвity 20-метровые доломиты органогенно-алевритистые с песчинками, зернами хлорита, большим количеством выделений (0,2—0,6 мм) битума (шлифы 284-К, 327-К, 330-К, 331-К). В Ш 331-К доломит органогенный алевритистый мелкозернистый, весьма трещиноватый (0,01—0,02 мм), с выделениями (0,4—0,6 мм) битума. Выше этой пачки доломитов залегают песчаники джербинской свиты венда.

На юге Березовской впадины, как известно, распространены ималыкская, токкинская, торгинская свиты верхнего рифея (криогения), кэдэргинская (аналог сералахской) и бюкская (аналог порохташской) свиты венда (эдиакария), а также нижнекембрийские отложения (рис. 3).

В верхней части торгинской свиты по р.Джелинда (левый приток р.Чара) в 1 км ниже устья руч.Бестях много известняков битуминозных, органогенно-интракластовых, местами трещиноватых (шлифы с 350-К по 371-К). Установлены: известняк органогенно-онколитово-интракластовый, перекристаллизо-

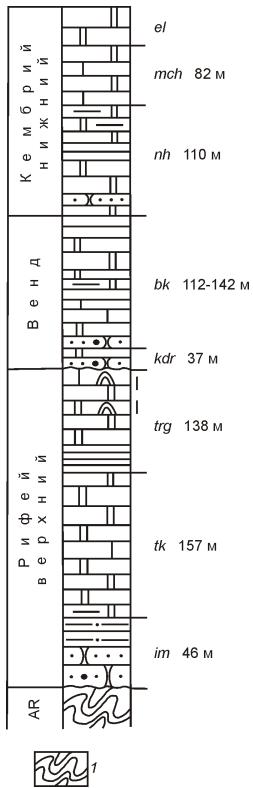


Рис. 3. Литологическая колонка верхнериифейских, вендских и части нижнекембрийских отложений юга Березовской впадины:

1 — породы кристаллического фундамента; свиты: *bk* — бюксская (аналог тинновской), *el* — эльганская, *im* — ималыкская, *kdr* — кэдергинская (аналог се-ралахской — нижней части тинновской), *mch* — мачинская, *nh* — нохтуйская, *tk* — токкин-ская, *trg* — торгинская (аналог ченчинской); см. услов. обозн. к рис. 1

также многочисленные выделения битума. Кроме того, она залегает под предвенским региональным перерывом. С учетом этих особенностей верхняя часть торгинской свиты может рассматриваться как потенциально перспективное геологическое тело. Поэтому на ее характеристике ниже остановимся подробнее.

В обнажении на правом берегу р.Токко, в 1,4 км ниже устья руч.Сундукак (см. рис. 1, А) разрез начинается с доломита глинисто-алевритистого, бордово-коричневого, тонкоплитчатого (1—3 см), с мелкими выделениями битума (видимая мощность слоя 1 м). Выше залегают доломиты зеленовато-серые, участками глинистые или интракластовые, с единичными зернами хлорита (Ш 145/3-64), пирита (Ш 145/11) и многочисленными весьма маломощными (1—3 см) прослоечками мергеля зеленовато-серого. В доломитах многочисленные мелкие зональные ромбоэдры доломита (шлифы 145/19, 145/23, 145/33, 145/34, с 145/36 по 145/40), отражающие постепенность стадии образования зерна. В органогенных доломитах, нередко известковистых, минерализованные красные водоросли представлены видами бентосного рода *Dzelindia* Kolosov. В шлифах 145/41 и 145/42 отмечены доломиты перекристаллизованные, прослоями оолитовые, с открытой пористостью (7—12%, поры диаметром 0,1—0,4 мм). Выделения битума в доломитах наблюдаются в шлифах 145/40, 145/48, 145/54, 145/55 и 145/58.

В обнажении по р.Токко, на ее правом берегу, в 2,7 км ниже устья руч.Кадын в верхней части торгинской свиты встречены доломиты органогенные (строматолитовые) светло-серые, значительно перекристаллизованные, пористые (до 12—15%) за счет выщелачивания кальцита (шлифы с 144/1 по 144/12-64), скопления которого нередки. Эти доломиты прослоями брекчированные. В шлифах с 144/5 по 144/10-64 в органогенных перекристаллизованных доломитах имеются многочисленные выделения черного битума. В Ш 144/5 битум сохранился в виде цепочки в редких трещинах (0,1 мм).

Выше по разрезу, в 1 км ниже по течению от предыдущего обнажения, описаны преимущественно органогенные доломиты. В них многочисленны скопления и прожилки кальцита, поры от их выщелачивания, редкие маломощные (0,10—0,15 м) прослои мергеля зеленого, доломита очень плотного, трещиноватого, а также перекристаллизованного и с выделениями битума (шлифы 143/6, 143/7, 143/16 и 143/18-64).

Самые верхи торгинской свиты обнажены по р.Торгочон (левый приток р.Токко, в 4,5 км ниже устья р.Торго) в 1 км восточнее высотной отметки 490,2 м на высоте 130—140 м выше уровня воды. Здесь видны: 1,5-метровый слой доломита органогенного светло-серого с желтоватым оттенком, весьма пористого; далее закрытый интервал (8—10 м); выше 3-метровый слой органогенного (строматоли-

ванный, с многочисленными выделениями битума в шлифах 350-К, 354-К, 365-К, 366-К, 368-2-К; известняк органогенный трещиноватый в шлифах 351-1-К, 352-К, 356-К, 357-К, 358-К, 363-К, 364-К, 370-К, 371-К (причем в Ш 351-1-К трещины весьма многочисленны); известняк онколитовый (озагии размерами 1,0—1,7, реже 2 мм), онколиты перекристаллизованные, и в них многочисленные мелкие выделения битума (Ш 362-К), известняк частично доломитизированный (шлифы 359-К, 369-К, 371-К), ромбоэдры доломита в Ш 371-К, крупные кристаллы кальцита в межформенных пространствах (шлифы 355-К, 365-1-К), крупные озагии (диаметром до 2,0—2,8 мм, Ш 371-К). Трещины в основном минеральные. В стилолитах содержится глинисто-органический материал.

В других многочисленных обнажениях верхней части торгинской свиты по руч.Сосновая известняки также органогенные (строматолитовые), трещиноватые (шлифы с 374-К по 379-К, с 382-К по 385-К, с 397-К по 400-К), с выделениями битума (шлифы 384-К, с 392-К по 394-К). По шлифам 401-К, 402-К и 403-К установлен доломит органогенный битуминозный, трещиноватый (трещины тектонические), мелкозернистый. Битум присутствует в стилолитах, трещинах и межзерновых порах. В Ш 392-К известняк органогенный, местами доломитизированный, выделения битума наблюдаются по краям пустот эпигенетического выщелачивания. Разрез торгинской свиты по руч.Сосновая завершается органогенными битуминозными доломитами.

Верхняя часть торгинской свиты на р.Токко обнажена сравнительно лучше нижней. В ней потенциальные карбонатные трещинные и поровые коллекторы, а

тового) доломита кальцитизированного, сильно разрушенного в результате выщелачивания кальцита, с выделениями битума (Ш 124/2), сменяемый 1-метровым слоем доломита органогенного светло-желтого, тонкозернистого, более плотного, толстоплитчатого, трещиноватого, также с выделениями битума (шлифы 124/3 и 124/4-64). Непосредственно на последний слой торгинских доломитов с размывом залегает гравелит песчанистый кварцевый, переходящий в песчаник крупнозернистый (шлифы с 124/4 по 124/7-64). Видимая мощность гравелита и песчаника 3 м. Это основание порохтахской свиты верхнего венда.

Ранее пробуренные скважины Усть-Молбинская 1, Бордонская 240-0 и Инняхская 250-0 достигли только торгинской свиты, т.е. перспективность верхнего рифея юга Березовской впадины на нефть и газ осталась невыясненной. Перспективной представляется переходная зона от Березовской впадины к северо-западному склону Алданской антеклизы (междуречье Чары и Токко), где в торгинской свите имеются потенциальные коллекторы.

Внешний край Предпятомского прогиба. В Вилюйско-Джербинской скв.646 (см. рис. 1, А) в интервале 2514,2—2524,4 м в 1981 г. автором впервые в Вилючанско-Ыгыаттинской структурно-фациальной зоне установлены верхнерифейские отложения, представленные торгинской свитой [12]. Они залегают на кристаллическом фундаменте. Начинаются маломощным (5—10 см) слоем темно-коричневых песчаников, по разрезу сменяемых доломитами органогенными, участками известковистыми, светло-серыми, реже пятнистыми (пятна коричневого известняка). В шлифах установлено, что доломиты в основном органогенные (*Dzelindia* образуют строматолиты), слабо алевритистые, с мелкими выделениями битума (шлифы 316-81, 318-81, с 320 по 324-81), кальцитом в порах и трещинах, редкими включениями хлорита. В Ш 319-81 доломит мелкозернистый с открытой пористостью (5%, размерами 0,1—0,2 мм, реже 0,4 мм) и трещинами минеральными (кальцит крупнозернистый). У кровли свиты доломит органогенный, слабо песчанистый (окатанные зерна кварца размерами 0,1—0,22 мм), с открытой трещиной (0,06—0,32 мм), по которой (судя по сглаженности ее стен и наличию битума) вертикально мигрировало органическое вещество (нефть?; рис. 4, А) через доломит и имеющиеся в нем линзочки песчаника (Ш 324-81). Остатки битума или нефти видны и в виде отдельных пятен (см. рис. 4, Б).

В Вилюйско-Джербинской скв.647, расположенной недалеко от скв.646, мощность торгинской свиты равна 36 м. Она залегает в интервале 2565—2601 м. Керном охарактеризован интервал 2565—2570 м. Эта часть разреза представлена доломитами органогенными (Ш 292-82) и перекристаллизованными (шлифы 293-82 и 295-82), глинисто-алевритистыми с выделениями битума (шлифы 293-82 и 294-82) и

включениями хлорита. Доломиты ангидритизированы (гнезда крупнокристаллического розового ангидрита), трещиноваты (в трещинах ангидрит) и брекчированы. Имеется слой мергеля мощностью 0,5 м доломитового зеленовато-серого, прослоями буровато-красного. Исходя из приведенных данных, восточнее и южнее Вилюйско-Джербинской площади мощность торгинской свиты прогнозируется до 150—200 м.

В восточной части Нюйской структурно-фациальной зоны южнее Борулахской, Суларской площадей, а также на Улагурской площади торгинская свита, по-видимому, присутствует в разрезе верхнего докембра. В этих районах она флюидоупор—покрышка для верхнекаланчевских (верхнеалексеевских—долгинских) потенциально нефтегазоносных толщ.

Фациально-генетические типы пород указывают на условия осадконакопления. Поэтому они имеют значение для решения задач нефтегазовой геологии. Так, гидродинамической активностью среды карбонатонакопления (она устанавливается присутствующими микрофитолитами) обусловливается унаследованность процессов эпи- и катагенетических преобразований пород. Цианобактериальные, водорослевые и микрофитолитовые карбонатные породы по

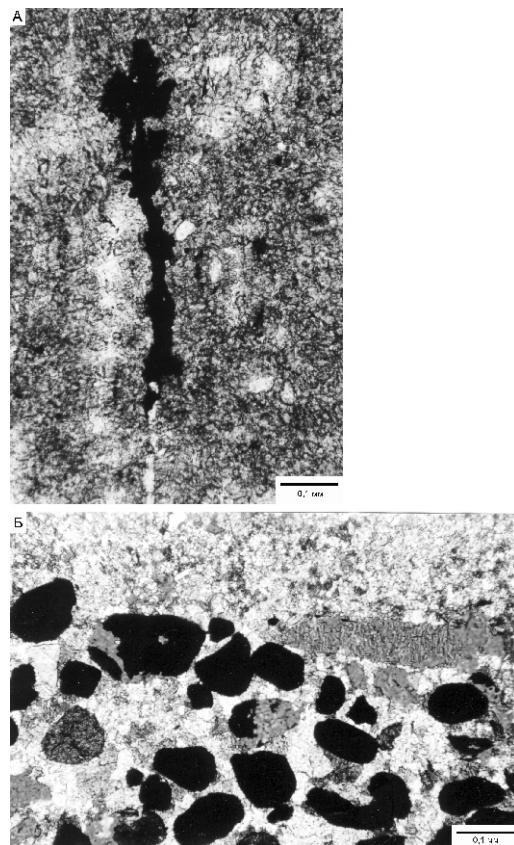


Рис. 4. След вертикальной миграции органического вещества (нефти?) по трещине в доломите (А) и органическое вещество (нефть?) в виде темных пятен (Б) в верхних слоях торгинской свиты в скв.646 на Вилюйско-Джербинской площади (Ш 324-81)

причине первичной неоднородности чаще подвергаются действиям постседиментационных процессов. Как известно, эти изменения влияют на свойства карбонатных пород как коллекторов нефти и газа. Кроме того, как и оолитовые породы, микрофитолитовые известняки и доломиты местами пористы.

В Уринском поднятии в ченчинской свите имеются: в нижнеченчинской подсвите — глебозитесовые (по названию микрофитолитов *Glebosites*) известняки; водорослевые (джелиндиеевые — по названию красных водорослей рода *Dzhelindia*) известняки; в среднеченчинской подсвите — водорослевые (джелиндиеевые) и озагиево-оолитовые известняки; в верхнеченчинской подсвите — строматолитовые известковистые доломиты.

В Березовской впадине в торгинской свите присутствуют: глебозитесово-озагиевые известняки, джелиндиеевые известняки, озагиево-оолитовые известняки и строматолитовые известковистые доломиты.

В тинновской свите венда Предпатомского прогиба почти по всему разрезу присутствуют карбонатные породы катаграфиевого, а в ее нижней и верхней частях — органогенно-катаграфиевого фациально-генетических типов.

В заключение следует отметить, что карбонатными коллекторами в верхнем докембрии Предпатомского прогиба являются органогенные и микрофитолитовые перекристаллизованные и доломитизированные породы. Эти постседиментационные преобразования карбонатных пород в сторону Березовской впадины и Вилючанско-Ыгыаттинской структурно-фациальной зоны усиливаются, что повышает их коллекторские свойства.

В верхних частях каланчевской [8], ченчинской и торгинской свит верхнего рифея имеются потенциальные карбонатные коллекторы трещинно-порового типа (см. рисунки 1, Б и 2, А). Они связаны с цианобактериальными, водорослевыми и микрофитолитовыми эпигенетическими доломитами. Эти породы в значительной степени возникли в результате доломитизации известняков биохемогенной природы. По этой причине в зависимости от среды фильтрационно-емкостные свойства указанных доломитов могут (даже на незначительном от исследованных точек расстояния) существенно изменяться и характеризоваться как коллекторы.

В низах тинновской свиты (без тирбэсского подразделения) перспективны песчаники (в скважинах соответствующие ботубинским), а выше по разрезу — доломиты (одновозрастные с бьюскими в глубоких скважинах) онколитовые, оолитовые и катаграфиевые, сильно перекристаллизованные, с многочисленными выделениями нефти в промежутках между измененными до неузнаваемости онколитами, оолитами и катаграфиями.

Нефтегазоносность нижнекембрийских отложений (осинский и другие продуктивные горизонты) на востоке Иркутской области и на юго-западе Якутии хорошо известна. В изученном в низовых р. Витим разрезе нох-

туйской (усольской) свиты имеются карбонатные коллекторы (см. рис. 1, Б). Они представлены несколькими мощными (до 70—80 м) пачками органогенных доломитизированных и перекристаллизованных известняков битуминозных, местами пористых и трещиноватых, с выделениями битума (нефти?). Судя по обнаженной здесь мощности (208—218 м) свиты, указанные пачки-коллекторы распространены широко в пределах Предпатомского прогиба. В местах залегания под соленосными или глинистыми толщами в них могут быть богатые залежи нефти и газа.

«...Прогнозирование карбонатных пород-коллекторов (и изолирующих их покрышек) ... является весьма сложной проблемой. В каждом регионе она решается по-своему и, как правило, с большой долей условности. И, тем не менее, даже в первом приближении сделанный прогноз служит разработке более обоснованных поисков нефти и газа в карбонатных отложениях» 8, с. 170.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеева В.И., Колосов П.Н., Кокоуллин М.Л. и др. Стратиграфический разрез верхнего докембра Усть-Бирюкской скважины // Стратиграфия и палинология осадочных толщ Якутии. —Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 20—30.
2. Багринцева К.И. Карбонатные породы — коллекторы нефти и газа. —М.: Недра, 1977.
3. Бобров А.К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. Строение и перспективы нефтегазоносности. —М.: Наука, 1964.
4. Грингэм Дж. Т. Петрология осадочных пород. —М.: Мир, 1981.
5. Гурова Т.И., Поткова М.М., Чернова Л.С. Коллекторские свойства органогенных карбонатных пород южной части Сибирской платформы // Методы поисков и разведки погребенных рифов. —М.: Наука, 1983. С. 157—160.
6. Гурова Т.И., Степанова М.В., Чернова Л.С., Мандрикова Н.Т. Постседиментационно преобразованные водорослевые остатки продуктивных горизонтов Непско-Ботубинского района // Стратиграфия и палеонтология докембра и фанерозоя Сибири. —Новосибирск, 1985. С. 4—17.
7. Жабрев И.П., Карцева В.П. Влияние доломитизации на емкость карбонатных массивов (на примере Караганакского месторождения) // Геология нефти и газа. 1993. № 12. С. 15—18.
8. Киркинская В.Н., Смехов Е.М. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. —Л.: Недра, 1981.
9. Колосов П.Н. Фациально-генетические типы органогенных карбонатных пород и потенциальные коллекторы нефти и газа в каланчевской свите неопротерозоя Предпатомской нефтегазоносной области // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 49—56.
10. Комаров О.И., Москвич В.А. Новое о рифогенных фациях Припятского прогиба // Нефтегазовая геология и геофизика. —М., 1975. № 15. С. 8—10.
11. Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование) // Мат-лы 4-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 7—9 ноября 2006 г.). Т. 1.—М.: ГЕОС, 2006.
12. Резюме Всероссийского совещания «Современные проблемы нефтегазовой геологии и пути их решения» // Геология нефти и газа. 2010. № 5. С. 86.

УДК 549.211

А.П.Смелов, А.Я.Биллер, А.И.Зайцев, 2011

Соотношение различных кристалломорфологических типов алмаза в туффитах карнийского яруса северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции

А.П.СМЕЛОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова; 677000, ГСП, г.Якутск, ул.Белинского, д.58), А.Я.БИЛЛЕР (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39, Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова; 677000, ГСП, г.Якутск, ул.Белинского, д.58), А.И.ЗАЙЦЕВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены результаты статистического анализа изменений кристалломорфологии алмазов в осадочно-вулканогенных породах базального горизонта карнийского яруса (верхний триас) в нижнем течении р.Лена. Установлено, что алмазы различных кристалломорфологических типов из карнийских отложений принадлежат единому парагенезису: ламинарные округлые кристаллы I разновидности в сочетании с кристаллами V VII разновидностей. Появление такого парагенезиса связано с вулканическими процессами, произошедшими на границе среднего и позднего триаса, которые образовали алмазоносные туффиты. Предположено, что вулканиты ультраосновного и (или) основного состава с щелочным уклоном имеют сублитосферный источник магм.

Ключевые слова: ламинарные алмазы, округлые алмазы, триас, туффиты, кимберлит, Сибирская платформа.

Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru

Биллер Анастасия Яковлевна, biller@diamond.ysn.ru

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

Correlation between different morphological types of diamonds in the Carnian tuffites in the northeastern Yakutian kimberlite province

A.P.SMELOV, A.Ya.BILLER, A.I.ZAITSEV

The article presents the results of statistical analysis of changes in crystal morphology of diamond in sedimentary-volcanic rocks at the basal level of the Carnian Stage (Upper Triassic) in the lower reaches of the Lena River. It was established that different morphological types of diamond from the Carnian deposits belong to a single paragenesis: laminar rounded crystals of Variety I in combination with crystals of Varieties V VII. This paragenesis is associated with volcanic processes that occurred at the Middle-Upper Triassic boundary time to form diamondiferous tuffites. It is assumed that ultramafic and or mafic volcanites with an alkaline trend represent a sublithospheric source of magma.

Key words: laminar diamond, rounded diamond, Triassic, tuffites, kimberlite of the Siberian platform.

Известно, что на северо-востоке Сибирской платформы россыпи алмазов широко развиты в современных аллювиальных отложениях и древних осадочных коллекторах. В этом районе в течение многих десятилетий ведется промышленная разработка крупных по запасам россыпей алмазов, однако их коренные источники до сих пор не найдены. Занимаясь решением этой проблемы, многие исследователи пришли к выводу, что алмазы из россыпей обладают намного более широким спектром типоморфных особенностей, чем алмазы из известных кимберлитов, а некоторые группы алмазов вообще не характерны для кимберлитов Сибирской платформы [1, 4, 5, 13]. Это позво-

лило сделать вывод о том, что в россыпях Сибирской платформы наряду с типичными кимберлитовыми алмазами присутствуют алмазы из иных источников: лампроитов, а также неизвестных пока типов коренных источников некимберлитового состава. Предполагается, что современные россыпи и промежуточные коллекторы сформированы за счет их размыва и переотложения [8, 11]. Наиболее древним коллектором, в котором найдены алмазы I, II и V VII морфологических групп, по классификации Ю.Л.Орлова [14], является базальный горизонт осипайской свиты карнийского яруса, представленный грубообломочными породами [11]. Первые результаты детального

минералогического, петрографического и геохимического изучения этих отложений позволили установить осадочно-вулканогенную природу грубообломочных пород горизонта в районе нижнего течения р.Лена [9]. Чтобы оценить особенности алмазоносности залежей был проведен статистический анализ соотношения различных кристалломорфологических типов алмаза из участков, в пределах которых не установлены признаки их механической обработки. Результаты исследований изложены в данной работе.

Геология и вещественный состав алмазоносных карнийских отложений. Продуктивные базальные отложения осипайской свиты карнийского яруса верхнего триаса в нижнем течении р.Лена (Булкурская антиклиналь) повсеместно залегают на среднетриасовых ладинских песчаниках. Эта пачка толстоплитчатых серых песчаников с массой обугленных растительных остатков хорошо выражена в рельфе в форме кустообразных гряд [11]. Алмазоносные породы перекрыты пластом темно-серых алевролитов или аргиллитами с четкой горизонтальной слоистостью. Обнаженность базального горизонта карнийского яруса плохая, как правило, этот горизонт завален крупноглыбовыми развалами ладинских песчаников. Единственные обнажения базального горизонта осипайской свиты установлены на о.Таас-Ары, на левом берегу р.Лена в районе р.Балаганах и на левом берегу р.Булкур [11]. Алмазоносный пласт характеризуется сложным составом и фациальной изменчивостью. Мощность алмазоносных грубообломочных пород карнийского яруса 0,1—1,0 м. В региональном плане алмазоносные грубообломочные породы присутствуют среди триасовых отложений, сформированных в различных палеофациальных условиях, что отражается в специфике их состава. В районе Булкурской антиклинали (объект настоящего исследования) они характеризуются высоким содержанием пиропов (50% массы тяжелой фракции), ураганными концентрациями несортированных алмазов (10 кар./м³), аномальными содержаниями антаза, практически полным отсутствием в легкой фракции кварца. В осадочных образованиях базального горизонта карнийского яруса, для которых предполагается прибрежно-морской генезис [2], отмечается хорошая сортировка алмазов и их минералов-спутников, значительно возрастает доля кварца и фиксируется морская фауна [7, 11].

Результаты изучения петрографии, геохимии и минералогии алмазоносных грубообломочных осадочно-вулканогенных отложений карнийского яруса, сформированных в континентальных обстановках, показывают, что их образование связано главным образом с вулканическими процессами, а сами породы являются туффитами [10]. Для них характерны литокласти, лапиллы и ретрокласти, скементированные измененным вулканическим материалом. Предполагается, что туффиты образованы в результате

проявления вулканизма основного и (или) ультраосновного состава со щелочным уклоном. Об ультраосновном магматизме свидетельствует присутствие в породе большого количества ксеногенных бароильных минералов, таких как алмазы, пиропы, хромшипелиды, пикроильмениты. Отсутствие следов механического износа и признаки магматической коррозии этих минералов, составы келифитовых кайм, позволяют нам считать, что их транспортером были позднетриасовые вулканиты. В этом плане туффиты рассматриваются как новый генетический тип коренных источников ассоциации ламинарных и округлых алмазов I разновидности, кристаллов II разновидности в сочетании с некимберлитовыми алмазами V VII разновидностей [9].

Методика и объекты изучения. Уровень достоверности проводимых исследований определяется преимущественно доступностью и полнотой данных по геологии, степени алмазоносности и особенностям кристалломорфологии алмазов из осадочно-вулканогенных пород карнийского яруса Булкурской антиклинали. В разные годы опробование карнийского яруса проводилось АК «АЛРОСА», ОАО «Нижне-Ленское», ФГУНПП «Аэрогеология» в пределах восьми участков (рис. 1). В работе использованы доступные данные по алмазоносности этих пород. Учитывая разный объем опробования и различное количество алмазов, извлеченных в разные годы из отложений с одного участка, при статистических расчетах количество кристаллов каждой формы было нормировано к 1000 зерен на пробу. При определении соотношений между кристалломорфологическими разновидностями алмаза особое внимание было обращено на кристаллы I и V VII разновидностей.

Все данные по кристалломорфологии алмаза обрабатывались с помощью компьютерной программы StatGraphics Plus (Manugistics Corporate, USA).

Особенности соотношения кристалломорфологических типов алмазов. Алмазоносность пород карнийского яруса наиболее хорошо изучена в Нижнеленском районе на участках Булкур, Таас-Ары, Кенгдейкан, Усат-Хая и др. (см. рис. 1). Средние концентрации алмазов составляют (в кар./м³): на участке Булкур 2,53 (при максимальном содержании 11,58), Кенгдейкан — 0,41 (при максимальном содержании 1,80), Таас-Ары — 0,35 (редко превышает 1) [8, 11].

На изученных участках присутствуют различные морфологические группы алмазов [8]. Большая часть кристаллов приходится на I и V VII разновидности алмазов (90%), в подчиненном количестве присутствуют кристаллы II разновидности (до 8%). Кубы III разновидности и алмазы в оболочке IV разновидности в карнийских отложениях не установлены (см. таблицу). По морфологическим особенностям среди алмазов I разновидности присутствуют ламинарные и округлые кристаллы. Ламинарные алмазы «кимберлитового типа» представлены октаэдрическими

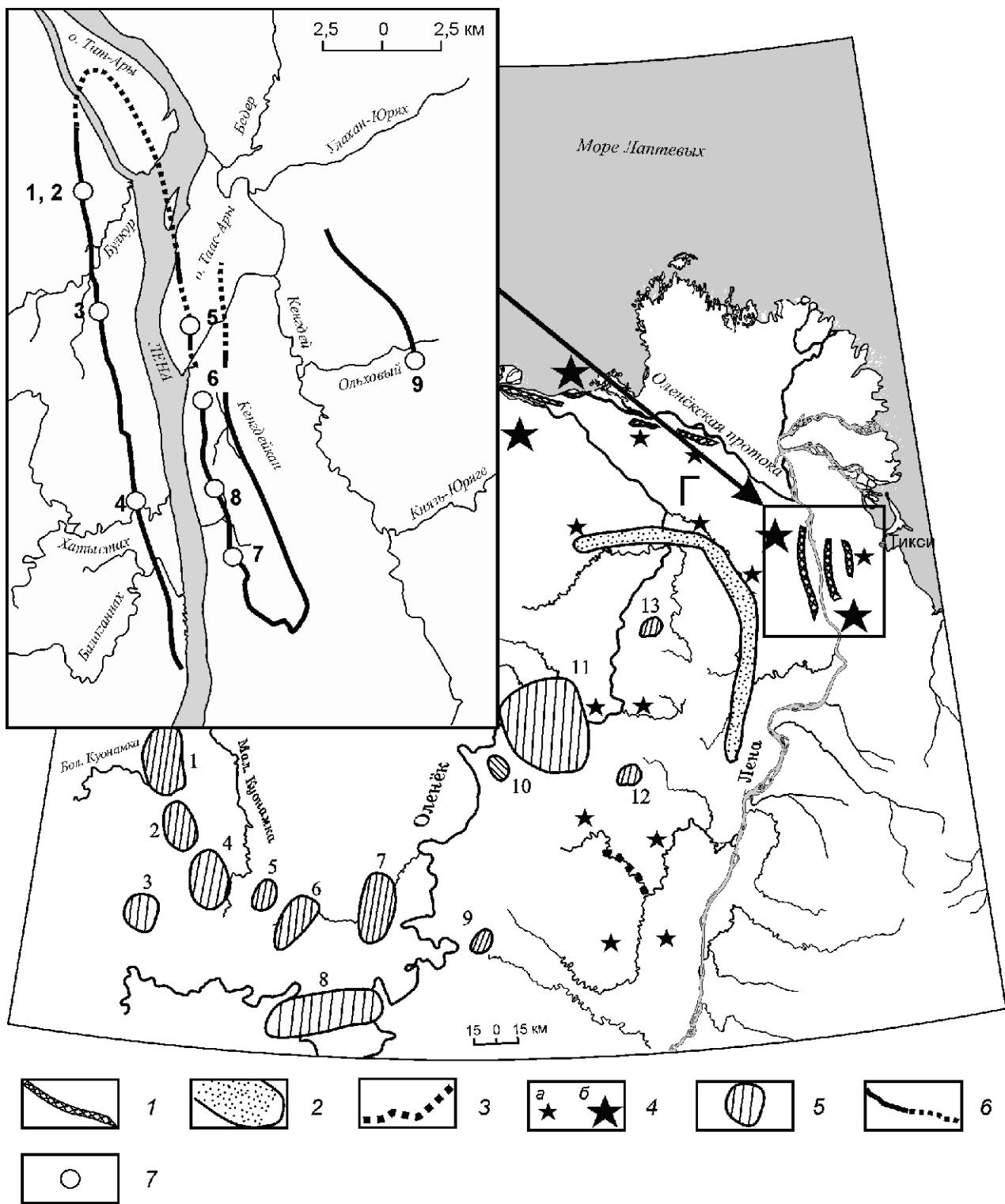


Рис. 1. Схема расположения кимберлитовых полей и алмазоносных грубообломочных пород на северо-востоке Сибирской платформы [9]:

1 — алмазоносные породы карнийского яруса; 2 — потенциально-промышленные россыпи рэтского яруса; 3 — промышленные четвертичные россыпи; 4 — находки алмазов в разновозрастных промежуточных коллекторах (содержания: а — низкие, б — высокие и ураганные); 5 — кимберлитовые поля (1 — Ары-Мастахское, 2 — Дюкенское, 3 — Биригиндинское, 4 — Куранахское, 5 — Лучаканскоe, 6 — Западно-Укукитское, 7 — Восточно-Укукитское, 8 — Чо-мурдахское, 9 — Огонер-Юряхское, 10 — Мерчимденское, 11 — Куойско-Молодинское, 12 — Толуопское, 13 — Хорбусуонское); на врезке: 6 — контуры выходов алмазоносных отложений карния и их предполагаемого продолжения под четвертичными отложениями; 7 — участки опробования карнийских осадочно-вулканогенных отложений (цифры — номера участков, соответствующие номерам в таблице)

Кристалломорфология и содержание алмазов в туффитах карнийского яруса нижнего течения р.Лена

Участок опробования	Ламинарные, у.е.	Округлые, у.е.	V VII разновидности, у.е.	Ламинарные/округлые
1. Булкур	71	338	456	0,21
2. Булкур-1	200	505	295	0,40
3. Булкур-2	227	523	250	0,43
4. Хатыстах	278	582	139	0,48
5. Таас-Ары	110	240	470	0,46
6. Кенгдейкан	84	340	313	0,25
7. Усат-Хая	100	421	252	0,24
8. Улахан-Аджархай	136	671	193	0,20
9. Ольховый	121	605	253	0,20

Примечание. Первичные данные по кристалломорфологии и количеству алмазов заимствованы из работ С.А.Граханова с соавторами (2009) и Ю.М.Симбирцева с соавторами (1982, 1985).

кристаллами и кристаллами переходного ряда октаэдр—ромбододекаэдр. К округлым алмазам отнесены скрытослоистые додекаэроиды «уральского (бразильского)» типа и додекаэроиды с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, которые при статистических расчетах объединены в одну группу, поскольку по результатам изучения катодолюминесценции и изотопного состава углерода они обнаруживают значительные черты сходства кинетических условий их роста и среды кристаллизации [15]. Изучение соотношений кристаллов «уральского» и «жильного» типов в большей степени показывает спонтанный (случайный) характер развития пластических деформаций.

Между содержаниями алмазов I и V VII разновидностей в туффитах карнийского яруса установлена обратная зависимость ($r = 0,978; R^2 = 95,78\%$, где r — коэффициент корреляции, а R^2 — доверительный интервал) (рис. 2, А). Такая зависимость характерна для любого геологического тела, в котором обратная пропорция между полезными компонентами может быть объяснена появлением одного компонента за счет другого или разным вкладом двух независимых источников вещества.

Между содержаниями ламинарных и округлых алмазов I разновидности в карнийских отложениях устанавливается поле, в котором выделяется два тренда, характеризующиеся прямой зависимостью: $r = 0,974; R^2 = 94,87\%$ и $r = 0,966; R^2 = 93,28\%$ (см. рис. 2, Б). В палеозойских и мезозойских алмазоносных кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции [6], часто рассматриваемых как источник алмазов для карнийских пород [4], между этими типа-

ми кристаллов устанавливается тренд, характеризующийся обратной зависимостью, что обусловлено единственным мантийным процессом, который приводит к преимущественной кристаллизации или растворению того или иного типа алмаза [6]. Положительная корреляция между ламинарными и округлыми кристаллами в туффитах верхнего триаса, возможно, объясняется тем, что их транспортер мог проходить и захватывать участки мантии с различной степенью преобразования (расторжения) ламинарных кристаллов, с одной стороны, или величиной объема мобилизованной алмазоносной мантии, с другой. Однако обоснование этой зависимости требует привлечения дополнительного материала. Тем не менее, из рис. 2, Б следует, что алмазы в карнийские отложения не могли попасть за счет разрушения более древних кимберлитов. Важным остается тот факт, что

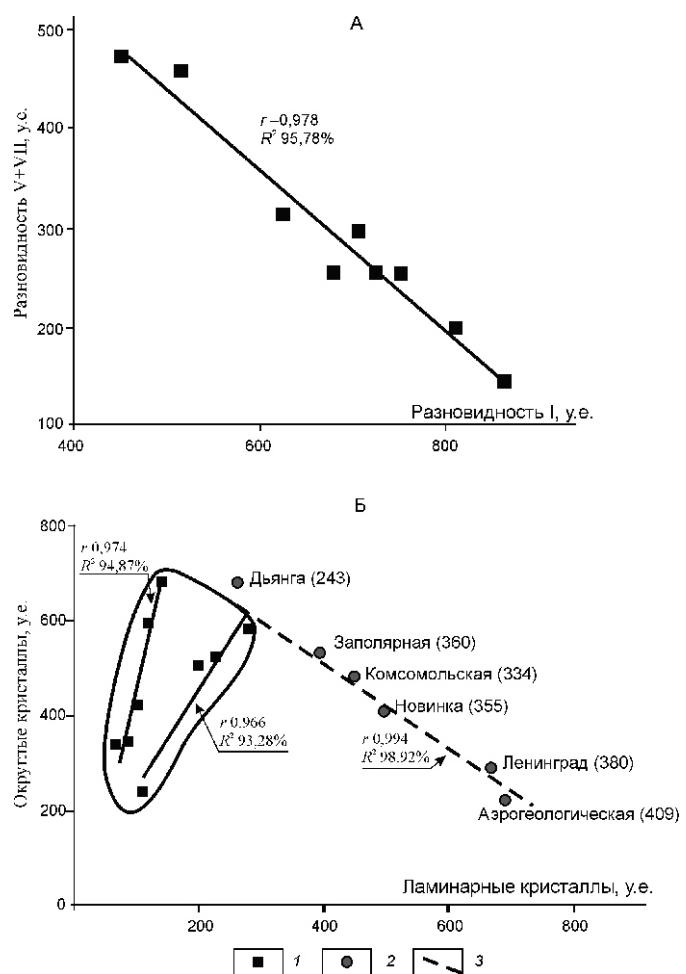


Рис. 2. Качественные соотношения алмазов I и V VII разновидностей (А) и ламинарных и округлых кристаллов I разновидности (Б) в грубообломочных породах карнийского яруса [12]:

1 — породы карнийского яруса; 2 — трубки алмазоносных кимберлитов и их возраст (млн. лет); 3 — зависимость соотношений данных разновидностей в алмазоносных кимберлитах северо-востока Сибирской платформы по [6]

содержание округлых алмазов в туффитах значительно превышает содержание ламинарных кристаллов. Для палеозойских и мезозойских кимберлитовых трубок северо-востока Якутской кимберлитовой провинции коэффициент отношения ламинарных к округлым кристаллам изменяется в диапазоне 0,38—4,11, в большинстве трубок превышает 1 [6], в то время как в триасовых алмазоносных породах это соотношение изменяется в пределах 0,20—0,46 (см. таблицу). Судя по выявленной ранее связи между возрастом кимберлитовых трубок и отношением количеств ламинарных и округлых кристаллов [6], подобные пропорции между двумя этими кристалломорфологическими типами были характерны для алмазоносной мантии возрастом 330—240 млн. лет (рис. 3). Верхняя возрастная граница подтверждается данными В.В. Селивановой [16] по датированию методом треков «кимберлитовых» цирконов участков Таас-Ары — 239 17 млн. лет и Булкур — 228 6 млн. лет. Эти данные могут отражать время проявления алмазоносного магматизма. К теоретической нижней возрастной границе близки первые результаты определения U-Pb изохронным методом возраста включений рутила в алмазе V разновидности, которые соответствуют 334 64 млн. лет [1].

Обсуждение и выводы. На рис. 4, в целом, устанавливается довольно узкое поле их соотношений. Трудно представить, что столь узкий диапазон различных кристалломорфологических типов образован в области седиментогенеза различных по возрасту и генезису алмазоносных пород (кимберлиты, лампроиты, неизвестный источник), как это предполагает В.П. Афанасьев с коллегами [3, 5]. Тем более, что богатых коренных источников на северо-востоке Якут-

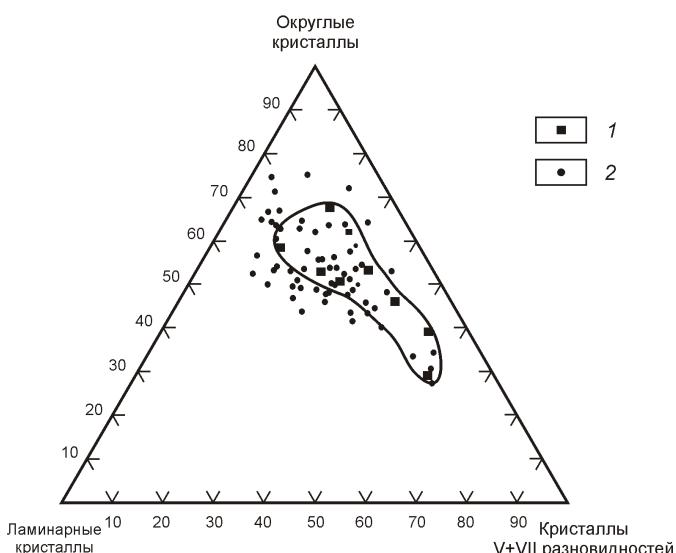


Рис. 4. Диаграмма ламинарные кристаллы—округлые кристаллы—кристаллы V VII разновидностей для алмазов из грубообломочных пород карнийского яруса (1) и современных россыпей севера Сибирской платформы (2)

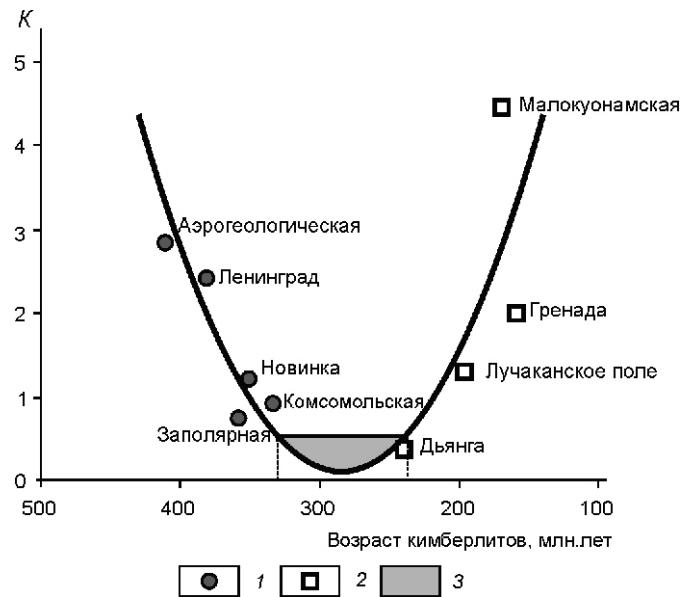


Рис. 3. Изменение коэффициента отношения содержаний ламинарных кристаллов алмаза к округлым (K) в кимберлитах севера Якутской кимберлитовой провинции [6]:

1 — палеозойский и 2 — мезозойский возраст; 3 — область отношений ламинарных и округлых алмазов из грубообломочных пород карнийского яруса согласно данным таблицы

ской кимберлитовой провинции до сих пор не установлено. Сравнивая поля кристалломорфологических типов алмаза из карнийских отложений и современных россыпей Якутской провинции (см. рис. 4) можно предполагать, что значительная часть из них могла образовываться за счет размыва карнийских пород. Однако для части современных россыпей точки соотношений различных типов алмаза отклоняются в сторону увеличения доли кристаллов I разновидности. Это может свидетельствовать о том, что в формировании этих россыпей кроме карнийских отложений принимали участие алмазоносные магматиты (кимберлиты, лампроиты), с одной стороны, или, что в процессе транспортировки алмазы V VII разновидностей более подвержены износу и разрушению, с другой.

Чтобы понять причины такого сочетания различных кристалломорфологических типов алмаза в карнийских отложениях необходимо опираться на следующие геологические и минералогические факты:

1. В карнийских отложениях впервые в геологической истории Сибирской платформы одновременно появляется ассоциация алмазов I, II и V VII разновидностей.
2. Геологический возраст карния отвечает диапазону 228—216 млн. лет, которому с учетом аналитических ошибок близок возраст «кимберлитовых» цирко-

нов из алмазоносного базального горизонта карнийского яруса.

3. Порода базального горизонта карнийского яруса имеет осадочно-вулканогенную природу (туффиты).

4. Отсутствие сортировки и износа алмазов разных кристалломорфологических типов в карнийских отложениях в районе Булкурской антиклинали.

5. Выдержаные процентные соотношения между различными кристалломорфологическими типами алмазов. В среднем по горизонту ламинарные кристаллы составляют 15%, округлые — 50%, V VII разновидностей — 35%.

6. Отношение количества ламинарных кристаллов к округлым в карнийском коллекторе характерно таковому алмазоносной мантии северо-востока Якутской кимберлитовой провинции возрастом 330—240 млн. лет.

Анализируя эти факты, логично предположить, что алмазы различных кристалломорфологических типов из карнийских отложений принадлежат единому парагенезису: ламинарные и округлые кристаллы I разновидности в сочетании с кристаллами V+VII разновидности. Появление такого парагенезиса связано с вулканическими процессами, протекавшими на севере Сибирской платформы на границе среднего и верхнего триаса, которые и сформировали базальный осадочно-вулканогенный горизонт карнийского яруса, и, в частности, алмазоносные туффиты в Булкурской антиклинали. Предположительно, туффиты образованы в результате проявления вулканизма ультраосновного и (или) основного состава со щелочным уклоном. В настоящее время недостаточно фактов, чтобы однозначно определить вещественный состав вулканитов. Находки мэйджоритовых гранатов во включениях в округлых алмазах I разновидности из россыпей северо-востока Якутской кимберлитовой провинции [17] и субдукционная природа алмазов V VII разновидностей (среднее значение ^{13}C составляет 22,2‰ для V и 20,9‰ для VII разновидностей [3]), предполагают глубинный сублитосферный источник алмазоносных магм [18], что и определяет большое разнообразие кристалломорфологических типов алмаза и его изотопного состава в базальном горизонте карнийского яруса.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН 23.1 и Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН 72.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П., Агаашев А.М., Орихаш Ю. и др. Палеозойский U-Pb возраст включения рутила в алмазе V-VII разновидности из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 1—5.
2. Афанасьев В.П., Егоров Ф.Ю., Симбирцев Ю.М. О кимберлитовых минералах из древних прибрежно-морских коллекторов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 2. С. 48—54.
3. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А. и др. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронежского Гос. Университета. 2000. № 5(10). С. 79—97.
4. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных источников россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1998. № 361. № 3. С. 366—369.
5. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.М. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // ЗРМО. 2009. Ч. СХХХVIII. № 2. С. 1—14.
6. Биллер А.Я., Смелов А.П., Зайцев А.И. Изменения содержания, кристалломорфологии и средней массы алмазов в палеозойских и мезозойских кимберлитах северо-восточной части Якутской кимберлитовой провинции // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 30—36.
7. Граханов С.А., Зарукин А.О., Богуши И.Н., Ядренкин А.В. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленекского залива моря Лаптевых // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 53—61.
8. Граханов С.А., Коптиль В.И. Триасовые палеороссыпи алмазов северо-востока Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1191—1201.
9. 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—12.
10. Граханов С.А., Сулейманов А.М., Голубев Ю.К. Пирокласты северо-востока Сибирской платформы как источник россыпных алмазов // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 45—48.
11. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. —Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007.
12. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции / Под ред. В.С.Шкодзинского. —Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010.
13. Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Новосибирск, 1994.
14. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. —М.: Наука, 1984.
15. Павлушин А.Д., Смелов А.П., Вигерс де Врис Д. и др. Новые данные о сингенетичности пластически деформированных кристаллов алмаза жильного типа и ламинарных октаэдров из россыпей Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 3—7.
16. Селиванова В.В. Типоморфизм алмаза и его минералов спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей северного Верхоянья// Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —М., 1991.
17. Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Мэйджоритовые гранаты в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Докл. РАН. 2010. Т. 432. С. 811—814.
18. Stachel T., Brey G.P., Harris J.W. Inclusions in sublithospheric diamonds: glimpses of deep earth // Elements. 2005. № 1. Рр. 73—78.

Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии

С.А.ГРАХАНОВ (ОАО «Нижне-Ленское»; 67700, г.Якутск, ул.Кирова, 18, блок «Б»; Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова; 677000, ГСП, г.Якутск, ул.Белинского, д.58), А.П.СМЕЛОВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39; Северо-Восточный федеральный университет им.М.К.Аммосова; 677000, ГСП, г.Якутск, ул.Белинского, д.58)

Все эксплуатируемые коренные месторождения алмазов в Российской Федерации имеют среднепалеозойский возраст. На северо-востоке Сибирской платформы открыто более 700 кимберлитовых тел среднепалеозойского, средне-позднетриасового и средне-позднеюрского возрастов, но промышленнозначимых объектов не установлено, несмотря на широко проявленную россыпную алмазоносность. Определение изотопного возраста кимберлитовых цирконов в промышленных четвертичных россыпях и высокоалмазоносных верхнетриасовых отложениях указывает на мезозойский возраст их коренного источника.

Ключевые слова: Сибирская платформа, россыпи, алмазы, коренной источник, триас.

Граханов Сергей Александрович, grahanovsa@nlykt.ru
Смелов Александр Павлович, a.p.smelov@diamond.ysn.ru

Age of predicted primary sources of diamonds in northern Yakutia

S.A.GRAKHANOV, A.P.SMELOV

In the Russian Federation, all exploited primary deposits of diamonds are of Middle Paleozoic age. In the northeast of the Siberian platform, than 700 kimberlite bodies of Middle Paleozoic, Middle-Upper Triassic and Middle-Upper Jurassic age have been discovered, but, none of them has commercial importance despite the widely shown alluvial diamond. Determining the absolute age of kimberlite zircons from industrial Quaternary alluvial deposits and Upper Triassic diamondiferous sediments indicates a Mesozoic age of their primary sources.

Key words: Siberian Platform, deposits, diamonds, primary sources, Triassic.

В пределах северо-востока Сибирской платформы известно 15 кимберлитовых полей палеозойского и мезозойского возрастов (табл. 1, рис. 1). Все открытые кимберлитовые тела приурочены к трем минерогенным зонам: Далдыно-Оленёкской, Куонамской и Молодо-Попигайской (см. рис. 1), причем для этих зон (в отличие от Вилуйско-Мархинской кимберлитоконтролирующей зоны Центральной Якутии) характерны разновозрастные кимберлиты. Уровень алмазоносности кимберлитовых тел Лено-Анабарской субпровинции крайне мал и не отвечает промышленным требованиям (см. табл. 1). В тоже время древние и современные россыпи алмазов этой субпровинции отличаются высокой продуктивностью и по этим параметрам не имеют аналогов в Российской Федерации [2]. Однако все они не привязаны к коренным источникам.

Россыпные месторождения северо-востока Сибирской платформы кайнозойского и мезозойского возрастов содержат нетипичный для коренных месторождений Якутии спектр алмазов (так называемый северный или эбеляхский тип от 5 до 60% алмазов II V VII разновидностей [2]). Алмазы эбеляхского (северного) типа представлены графитизированными ромбододэкаэдроидами V разновидности, сростками

додэкаэдроидов VII разновидности с легким (^{13}C 23%) изотопным составом углерода и желтыми кубоидами II разновидности с промежуточным составом углерода (^{13}C 13,6%) [2]. Наиболее древними образованиями, в которых установлены алмазы северного типа, являются туфогенно-осадочные породы, выделенные в разрезе триасовых отложений Булкурской антиклинали и Лено-Анабарской ветви складчатости от Западного Верхоянья до Анабарского залива [2, 3, 4].

Для определения возраста коренных источников, питавших древние и четвертичные промышленные россыпи алмазов в пределах всей Лено-Анабарской субпровинции, были отобраны цирконы (см. рис. 1) и продатированы U-Pb методом в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (табл. 2).

В алмазоносных районах коренными источниками цирконов могут быть фанерозойские кимберлиты и карбонатитовые брекчии, архейские и протерозойские гранитоиды Анабарского массива и Оленёкского поднятия. Вполне естественно, что при формировании четвертичных россыпей размывались и более древние терригенные формации, содержащие цирконы из неустановленных пород ранних тектономагматических этапов.

1. Проявление различных эпох кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы [1, 5, 6, 7]

Поля	Возраст кимберлитовых тел				Уровень алмазоносности поля или трубки лидера, кар/т
	S ₂ —D	D ₃ —C ₁	T _{2—3}	J _{2—3}	
1. Анабарское	—	—			Единичные находки алмазов
2. Старореченское	—	—			
3. Ары-Мастахское	—	—			
4. Дюкенское	—	—	—		
5. Беригиндинское	—	—			Неалмазоносное
6. Куранахское	—	—			Малокуонапская, 0,44
7. Лучаканское	—	—		—	Двойная, 0,1
8. Западно-Укукитское			—	—	Светлана, 0,08
9. Восточно-Укукитское				—	Неалмазоносное
10. Чомурдахское			—	—	Единичные находки алмазов
11. Огонер-Юряхское		—	—	—	Аэрогеологическая, 0,002
12. Мерчимденское			—	—	Неалмазоносное
13. Куойкско-Молодинское	—				Дъянга, 0,08
14. Толуопское	—		—	—	Неалмазоносное
15. Хорбусуонское	—	—	—		

Примечание. Порядковые номера — номера на рис. 1.

В современных промышленных россыпях рек Эбелях, Биллях, Маят и Хара-Мас по полученным значениям U-Pb возраста четко выделяются две возрастные группы цирконов (см. табл. 2): позднеюрские зерна, конкордантные значения возраста которых изменяются в пределах 147—159 млн. лет, и позднетриасовые — 226—228 млн. лет (рис. 2, А и Б). Источниками позднеюрских являются трубочные тела карбонатитовых брекчий Орто-Ыаргинского поля. Это уверенно подтверждается проведенным датированием цирконов из тела карбонатитовых брекчий 7н/85, для которых конкордантные значения ложатся в довольно узкий диапазон 146—152 млн. лет (см. табл. 2), в среднем составляя 148,7 ± 2,5 млн. лет (см. рис. 2, В). Очень близкие данные получены для цирконов щелочно-ультраосновных пород Орто-Ыаргинского поля (U-Pb метод, SHRIMP-II, Институт геофизики Университета Витватерсранд, г. Иоханнесбург) [7].

Цирконы хорошо изучены при промышленной отработке ОАО «Нижне-Ленское» россыпи р.Хара-Мас, в истоках которой расположено Орто-Ыаргинское поле, поставляющее позднеюрские цирконы в россыпь (см. табл. 2, россыпь р.Хара-Мас, 147 ± 3,9 млн. лет). Такие цирконы уверенно диагностируются по своим крупным размерам и окраске. Обычно это бесцветные (матара-циркон), желтоватые до желтовато-коричневых разных оттен-

ков (гиацент), синевато-голубые (старлит), зеленоватые и дымчатые окатанные зерна неправильной и комковато-округлой форм размером 1—5 мм. Мелкие бесцветные, желтоватые и розоватые зерна имеют реликтовые грани кристаллов тетрагонально-призматического облика. Среди цирконов из россыпи р.Хара-Мас отмечаются крупные камни до 10—15 мм с хорошими ювелирными качествами, максимальная масса которых составляет 17 карат [9]. Восточнее эти крупные цирконы фиксируются в россыпях рек Эбелях, Биллях, Маят, но их содержание существенно снижается.

Позднетриасовые конкордантные значения возраста цирконов в промышленных россыпях Анабарского алмазоносного района изменяются в довольно узком интервале 226—228 млн. лет (см. табл. 2 и рис. 1). Эти датировки уверенно увязываются с ладинско-карнийским тектономагматическим этапом, который ответственен за формирование части кимберлитов Куонамской минерагенической зоны [1, 6, 7]. При U-Pb датировании цирконов из кимберлитовой трубки Малокуонапская (наиболее значимый объект по уровню алмазоносности на севере Якутии) на том же ионном микрозонде SHRIMP-II во ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, было получено определение 226 млн. лет (данные А.Я.Ротмана, НИГП АК «АЛРОСА»). Проведенное ранее определение изотопного возраста трубочных цир-

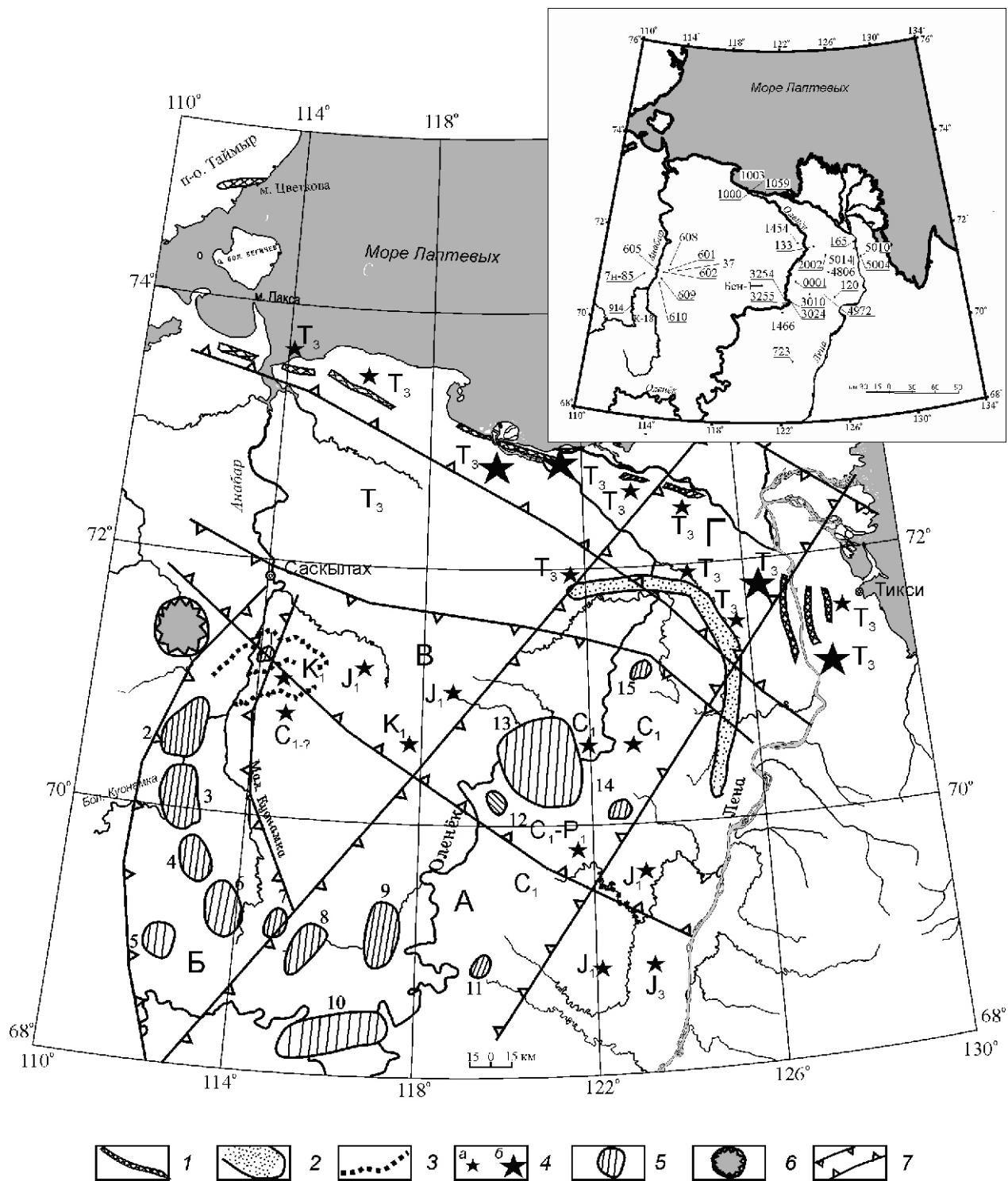


Рис. 1. Кимберлитовые поля, алмазоносные древние и современные россыпи северо-востока Сибирской платформы:

1 — выходы на уровне современного среза алмазоносных пород карнийского яруса; 2 — потенциально-промышленные эретские россыпи; 3 — промышленные четвертичные россыпи; 4 — находки алмазов в разновозрастных промежуточных коллекторах (*а* — единичные находки алмазов, *б* — высокие концентрации алмазов); 5 — кимберлитовые поля (1 — Анабарское, 2 — Староречинское, 3 — Ары-Мастахское, 4 — Дюкенское, 5 — Биригиндинское, 6 — Куранахское, 7 — Лучаканское, 8 — Западно-Укукитское, 9 — Восточно-Укукитское, 10 — Чомурдахское, 11 — Огонер-Юряхское, 12 — Мерчимденское, 13 — Куойско-Молодинское, 14 — Толупское, 15 — Хорбусонское); 6 — Попигайская астроблема; 7 — минерагенические зоны (А — Далдыно-Оленёкская, Б — Куонамская, В — Молодо-Попигайская, Г — Приморская); на врезке — точки отбора цирконов из современного аллювия, древних терригенных, терригенно-вулканогенных толщ и карбонатитовых брекчий Орто-Ыаргинского поля

2. Возрастные датировки цирконов из древних и современных россыпей северо-востока Сибирской платформы

Россыпи, точки на рис. 1	Число анализов/вариации возрастных датировок и среднее значение (индекс), млн. лет			
	Юра	Триас	Палеозой—венд	Протерозой—архей
<i>Четвертичные промышленные россыпи алмазов</i>				
Эбелях, 609	7/147-177, 149 (J ₃)	3/222-239, 226, (T ₃)		
Биллях, верхнее течение, 601	8/150-176, 158 (J ₃)	2/220-234, 226 (T ₃)		
Биллях, среднее течение, 602	6/139-159, 151 (J ₃)	5/217-238, 228 (T ₃)		
Хара-Мак, 605	5/145-189, 147 (J ₃)	7/222-232, 227 (T ₃)		
Маят, 608	8/140-184, 154 (J ₃)			1/1940 (PR ₁)
Талахтах, 914л02				9/2004 (PR ₁)
Молодо, 723	8/154-175, 159 (J ₃)			
Бол.Куонамка, К-18	8/156-195, 156(J ₃)			3/1928-1972, 1961 (PR ₁)
<i>Четвертичные слабоалмазоносные россыпи</i>				
Бороуллуолах, 1454	9/152-180, 158 (J ₃)			
Толуопка, 1466	10/138-168, 159 (J ₃)			
Хорбусуонка, 4806	5/153-178,157 (J ₃)	3/191-237, 219 (T ₃)	3/294-351, 330 (C ₁) 1/424 (S ₂)	
Никабыт, 133	8/150-169, 155 (J ₃)			2/1900 (PR ₁)
Улахан-Үэттях, 4972	1/162 (J ₂)	1/202 (T ₃)	2/322-329, 325 (C ₁) 3/519-546, 528 (E ₁)	1/653 (PR ₂) 2/1800-2220, 2010 (PR ₁)
Эекит, 120	12/156-180, 170 (J ₂)			
Беенчиме, Бен-1	10/154-174, 158 (J ₃)		2/417-432, 429 (S ₁)	
<i>Неогеновые промышленные россыпи</i>				
Верхний Биллях, 37	6/145-160, 153 (J ₃)		1/383 (D ₃)	3/1801-2221, 1998 (PR ₁)
<i>Проблематичные алмазоносные конгломераты левобережья р.Эбелях, ранее датируемые каменноугольным возрастом [10]</i>				
Ыраас-Юрях, 610		2/222-250, 243 (T ₂)	5/276-292, 283 (P ₁)	4/1612-1879, 1857 (PR ₁)
<i>Высокоалмазоносные туфогенно-осадочные породы основания карнийского яруса Западного Верхоянья и кряжа Чекановского</i>				
Булкур, 165		5/230-245, 241,5 (T ₂)	8/263-279, 266 (P ₂) 1/ 316 (C ₂) 1/ 461 (O ₂)	1/ 1908 (PR ₁)
Улахан-Алджархай, 5004		6/216-229, 215 (T ₃)	3/ 272-306, 292 (P ₁)	
Улахан-Алджархай, 5010		8/220-231, 229,2 (T ₃)		2/1764-1828, 1796 (PR ₁)
Хатыстах, 5014		8/239-256,239 (T ₂)	1/ 276 (P ₁)	
Тумул, 1000		6/236-247, 242,4 (T ₂)	2/268 (P ₂) 1/341 (C ₁)	1/ 2608 (AR)
<i>Слабоалмазоносные туфогенно-осадочные породы рэтского и норийского возрастов Лено-Анабарского прогиба</i>				
Тумул, 1003, Туор-Хая, 1059		7/221-242, 225 (T ₃)	3/257-263, 260 (P ₂)	3/ 1928-1934, 1914 (PR ₁). 1/ 2326 (PR ₁)
Булункан, 2002			3/322-361, 345 (C ₁) 2/442-482, 462 (O ₂) 1/593 (V)	2/655-725, 690 (PR ₂) 1/2159 (PR ₁) 1/2833 (AR)
<i>Убогоалмазоносные турнейские россыпи Кютюнгдинского грабена</i>				
Нуччаюргинская свита, Угюс-Юрие, 3010, 3024			1/378 (D ₃) 8/398-462, 445 (S ₁)	9/675-803, 730 (PR ₂)
Кысылханская свита, Оленёк, 3254,3255			13/314-383, 358 (C ₁), 4/395-441, 404 (D ₁), 2/489-499, 494 (E ₃)	2/683-753, 712 (PR ₂)
<i>Древние пиропосодержащие конгломераты Оленёкского поднятия предположительно вендского возраста</i>				
Оленёкское поднятие, 0001			7/543-561, 553(V)	
<i>Неалмазоносные карбонатитовые брекчи левобережья р.Анабар, Орто-Ыаргинское поле</i>				
Орто-Ыаргинское поле, 7н/85	7/146-152, 148,7 (J ₃)			

Примечание. U-Pb датирование цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г.Санкт-Петербург, аналитики Е.Н.Лепехина, А.Н.Ларионов.

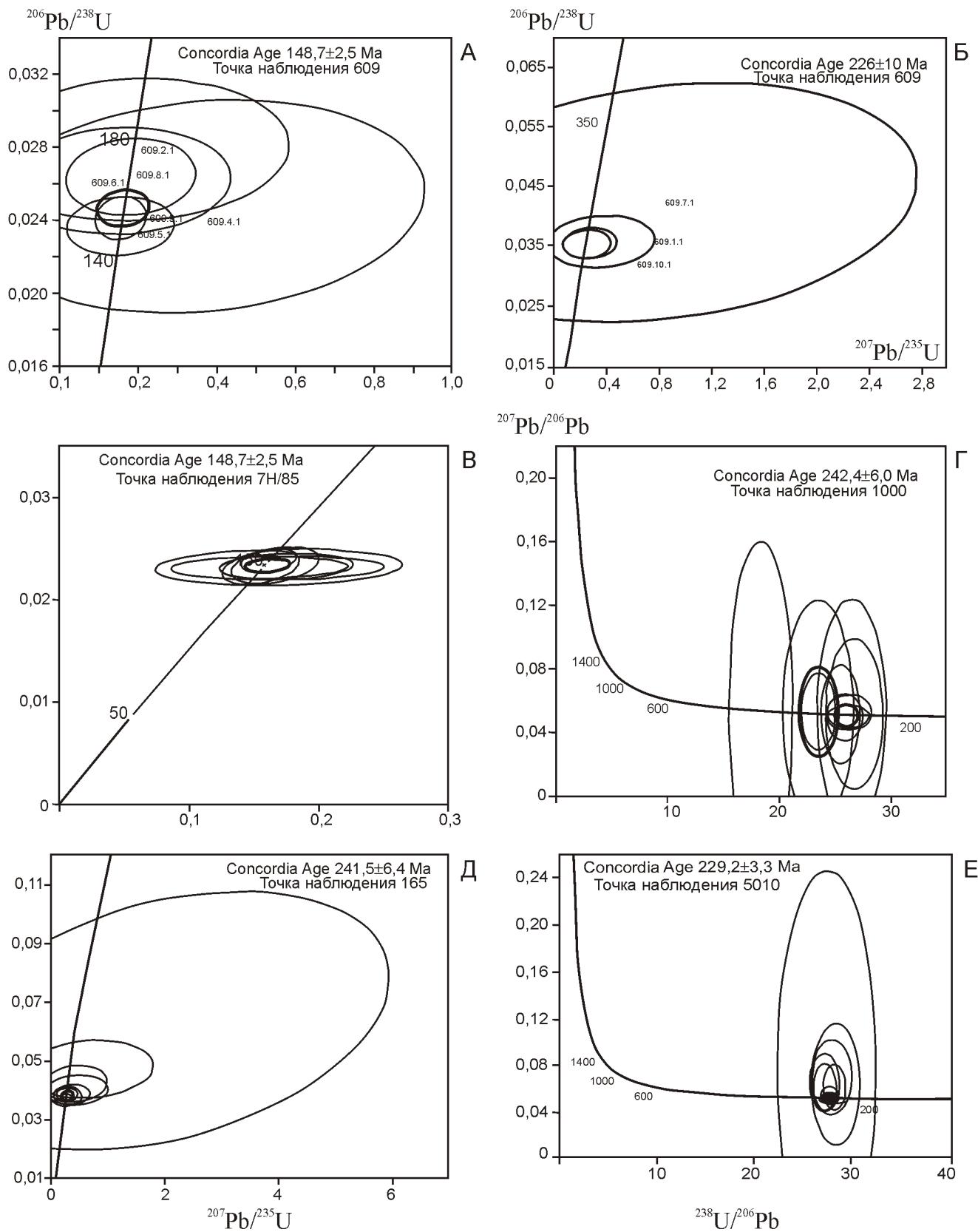


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями для цирконов северо-востока Сибирской платформы:

цирконы из россыпи р.Эбелях (точка наблюдения 609): А — юрские, Б — триасовые; цирконы: В — из карбонатитовых брекчий Орто-Ыргинского поля (точка наблюдения 7н/85), Г — из карнийских туфоконгломератов, устье р.Оленёк, м.Тумул (точка наблюдения 1000), Д — из карнийских туффитов Булкурской антиклинали, участок Булкур (точка наблюдения 165), Е — из карнийских туффитов Булкурской антиклинали, участок Улахан-Алджархай (точка наблюдения 5010Т) (см. табл. 2 и рис. 1)

конов, ассоциирующих с алмазами северного типа в промышленных современных россыпях, так же указывало на средне-позднетриасовый возраст (216—233 млн. лет) их коренных источников [5].

В Анабарском алмазоносном районе, на водоразделах левых притоков р. Эбелях, были установлены глыбы кварцевых гравелитов и конгломератов, содержащих высокие концентрации пикроильменита и единичные зерна пиропов. Каменноугольный возраст конгломератов был определен на основании находки морской водоросли *Ungdarella* и одной башенковой гастроподы [10]. А.Н. Евдокимовым (ВНИИОкеангеология, 1983) в каменноугольных глыбах р. Кумах-Юрях была обнаружена галька с остатками трилобитов *Triplagnostus gibbus* и *Triplagnostus anabarensis*, отнесенных к амгинскому ярусу среднего кембра. М.В. Михайловым (ВСЕГЕИ, 1995) был найден мелкий кристалл алмаза. В коренном залегании эти породы не встречены. Из 11 полученных U-Pb датировок 2 отвечают среднему триасу, 5 — ранней перми и 4 — раннему протерозою (см. табл. 2).

Раннепротерозойская эпоха тектономагматической активизации уверенно прослеживается по данным U-Pb датирования цирконов по всему северо-востоку Сибирской платформы (см. табл. 2), что подтверждает выводы ряда исследователей [12, 14] о значимости этого этапа в эволюции литосферы.

В Приленском и Нижне-Оленёкском алмазоносных районах в четвертичных промышленных россыпных месторождениях (р. Молодо) и проявлениях алмазов доминируют цирконы со средне-позднеюрскими датировками (см. табл. 2). Цирконы, свидетельствующие о средне-позднепалеозойской или средне-позднетриасовой эпохах кимберлитового вулканизма, встречаются крайне редко (реки Хорбусонка и Улахан-Уттях). По мнению авторов, это результат низкой представительности опробования (10 зерен), так как доминирующая роль средне-позднеюрских кимберлитов должна быть очень высокой из-за их повышенной плотности в Приленском и Нижне-Оленёкском алмазоносных районах. Эта же закономерность отмечена и для Куонамского района (р. Бол. Куонамка, см. табл. 2), где, несмотря на повышенную алмазоносность россыпи, цирконы продуктивных кимберлитовых эпох не зафиксированы (в долине р. Бол. Куонамка расположено более сотни кимберлитовых тел средне-позднеюрского возраста Ары-Мастахского и Старореченского полей).

В древних промежуточных коллекторах алмазов Нижне-Оленёкского и Приморского алмазоносных районов средне-позднетриасовые конкордантные значения возраста цирконов уверенно фиксируются в высокоалмазоносных туфогенно-осадочных породах карнийского яруса (см. табл. 2 и рисунки 1 и 2, Г-Е). При этом выделяются два возрастных пика — ладинский и карнийский. Ладинский возраст цирконов

установлен в прибрежно-морских туфоконгломератах Оленёкского залива на мысе Тумул [3] и в континентальных туффитах участков Булкур и Хатыстах (см. рис. 2, Г и Д). Последние две точки расположены в относительной близости друг от друга (30 км) на западном склоне Булкурской антиклинали. На восточном склоне этой антиклинали (участок Улахан-Алджархай, см. табл. 2 и рис. 2, Е) преобладают карнийские датировки цирконов. Конечно, нельзя исключать, что этот разброс возрастных значений связан с точностью определения. Так, среди проанализированных В.В. Селивановой (НПО «Аэрогеология») в Институте геологии и геохронологии докембria РАН 19 зерен цирконов по участку Булкур были получены значения 228 6 млн. лет, а участку Таас-Ары — 239 17 млн. лет [11].

Следует отметить, что в базальных горизонтах карнийского яруса впервые фиксируются алмазы с легким изотопным составом углерода, которые составляют значительную долю в промышленных кайнозойских россыпях Анабарского района. Карнийские алмазоносные туфогенно-осадочные отложения протягиваются полосой (500 км) от устья р. Анабар до устья р. Лена [2, 3, 4], вдоль протяженных глубинных разломов северо-западного простирания, что позволяет предполагать наличие четвертой минерагенической зоны Лено-Анабарской субпровинции, которая названа Приморская (см. рис. 1). Предполагается, что коренные источники этих алмазов сформированы на участке пересечения Приморской и Далдыно-Оленёкской минерагенических зон в тот же тектономагматический этап, в который образовались слабоалмазоносные кимберлитовые тела Куранахского, Лучаканского и Куойско-Молодинского полей. Громадный по размерам ареал алмазов с легким изотопным составом углерода, очевидно, обусловлен тем, что внедрению этих нетрадиционных по составу тел [4] предшествовали эксплозивные выбросы алмазоносного пирокластического материала, в значительной степени переработанного последующими карнийской, рэтской и юрской трансгрессиями. В пределах этой обширной полосы алмазоносных триасовых туффитов можно предположить наличие нескольких алмазоносных кимберлитовых, лампроитовых или нетрадиционных по составу полей с подводящими каналами и огромными ресурсами коренных алмазов. Принципиальная возможность присутствия алмазоносных кимберлитовых полей в арктической зоне Якутии и на шельфе моря Лаптевых активно обсуждалась в 60—70-е годы прошлого века известным геологом-алмазником В.А. Милашевым [8].

В базальных верхнепалеозойских алмазоносных отложениях нуччаюргинской свиты Кютюнгдинского грабена преобладают цирконы с раннесилурскими датировками (см. табл. 2). Это хорошо согласуется с данными о силурском возрасте ряда кимберлитовых тел Огонер-Юряхского, Западно-

Укукитского и Восточно-Укукитского полей [1, 5, 7]. В разрезе убогоалмазоносной кысылхайнской свиты доминируют цирконы раннекаменноугольного возраста, что хорошо согласуется с таковыми из кимберлитов Толуопского поля, расположенного в непосредственной близости [7].

По работам ОАО «Нижне-Ленское» в 2006—2010 гг. на Оленёкском поднятии (С.А.Граханов с соавторами, 2009, 2010) в туркутской (Vtr), кессюсинской (\mathbb{E}_1ks) и еркекетской свитах (\mathbb{E}_1er) были установлены единичные зерна минералов кимберлитов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид, циркон). Из одного образца туркутских конгломератов (массой около 1 кг) были выделены 4 пиропа, 11 хромшпинелидов, химические составы которых приведены в табл. 3, и 7 цирконов. Все зерна мелкие около 0,5 мм, окатанные. Изотопные датировки цирконов из этого образца 543—561 млн. лет, со средним конкордантным значением — 553 млн. лет, что согласуется с завершающей фазой

формирования монгусско-тизерского базитового комплекса (U-Pb метод, циркон) 543 0,24 млн. лет [13].

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. В результате анализа полученных материалов по U-Pb датированию цирконов из четвертичных и древних россыпей алмазов подтверждена проявленность трех основных эпох кимберлitoобразования: верхнедевонской—раннекаменноугольной, средне-позднетриасовой и средне-позднеюрской.

2. Сделано предположение о проявлениях кимберлитового вулканализма в венде и силуре.

3. Показано, что в промышленных четвертичных россыпях Анабарского и Приленского районов отсутствуют средне-позднепалеозойские спектры цирконов, которые характерны для коренных месторождений алмазов центральной части Якутии.

4. Для промышленных четвертичных россыпей алмазов и древних промежуточных коллекторов, в которых впервые появляются кристаллы эбеляхского

3. Химический состав пиропов и хромшпинелидов из туркутской свиты Оленёкского поднятия (в %)

Компоненты	Образцы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Пиропы</i>											
SiO ₂	41,97	42,36	42,33	42,86							
TiO ₂	0,64	0,79	0,14	0,28							
Al ₂ O ₃	17,04	19,90	19,96	19,17							
Cr ₂ O ₃	6,80	3,38	4,56	4,85							
MgO	20,27	20,48	19,99	21,21							
CaO	5,58	4,61	5,10	5,00							
FeO	6,80	7,66	7,64	6,68							
MnO	0,29	0,30	0,41	0,29							
Na ₂ O	0,06	0,10	0,05	0,02							
Сумма	99,45	99,57	100,18	100,36							
<i>Хромшпинелиды</i>											
Cr ₂ O ₃	33,91	35,10	36,55	39,01	39,04	39,41	39,69	39,84	42,51	42,74	46,56
MgO	7,17	7,34	9,54	8,71	6,88	5,91	5,78	8,06	12,33	8,84	7,31
Al ₂ O ₃	15,50	10,37	15,87	13,07	11,59	13,76	11,85	16,08	18,89	14,70	14,34
TiO ₂	3,68	5,73	3,47	0,79	4,39	2,12	1,75	2,62	0,35	2,17	1,67
FeO	35,16	36,01	32,05	36,11	32,73	30,61	34,65	29,48	24,41	25,35	27,74
MnO	0,21	0,14	0,14	0,30	0,20	0,23	0,20	0,13	0,18	0,15	0,17
NiO	0,26	0,30	0,22	0,14	0,17	0,20	0,22	0,17	0,23	0,14	0,19
Сумма	96,89	94,99	97,84	98,13	95,00	92,23	94,14	96,38	98,90	94,09	97,98

Примечание. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

типа, типичны средне-позднетриасовые возрастные датировки цирконов.

5. Ни в одной из рек севера Якутии, дренирующих кимберлитовые поля, не установлены «молодые» цирконы палеогенового и мелового возрастов, которыми датирован ряд трубок Беригиндинского, Ары-Мастахского и Куойкеско-Молодинского полей [1, 7].

Авторы статьи благодарят А.И.Зайцева и О.В.Королеву за помощь в интерпретации материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках Программы Президиума РАН 23.1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. —Якутск, 1984.
2. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А. и др. Россыпи алмазов России. —Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007.
3. Граханов С.А., Зарукин А.О., Богуши И.Н., Ядренкин А.В. Открытие верхнетриасовых россыпей алмазов в акватории Оленекского залива моря Лаптевых // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 53—61.
4. 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—12.
5. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. №1. С. 175—179.
6. Зайцев А.И. О возрасте протолитов кимберлитов Якутии // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 6—9.
7. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. —Якутск: Изд-во ОАО РИЦ «Офсет», 2010.
8. Милашев В.А., Томановская Ю.И. Проявление щелочно-ультраосновного магматизма в прибрежной части Моря Лаптевых // Кимберлитовый вулканализм и перспективы коренной алмазоносности северо-восточной части Сибирской платформы. —Л., 1971. С. 58—67.
9. Округин А.В., Охлопков С.С., Граханов С.А. Комплексные россыпепроявления металлов и самоцветов в бассейне р.Анабар (северо-восток Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 3—13.
10. Прокопчук Б.И., Сочнева Э.Г., Скосырев В.А. Первая находка реликтов отложений карбонового возраста в бассейне р.Анабар (Западная Якутия) // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 28—31.
11. Селиванова В.В. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из прибрежно-морских триасовых россыпей северного Верхоянья // Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —М., 1991.
12. Смелов А.П., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Вещественный состав, U-Pb возраст и геодинамическая природа кварцевых метамонциторитов Биляхской зоны тектонического меланжа (Анабарский щит) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океану к континенту): Материалы Совещания. Вып. 7. Т. 1. —Иркутск, 2009. С. 85—88.
13. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachen C.E. et al Calibrating Rates of Early Cambrian Evolution // Science. 1993. Vol. 261(5126). Pp. 1293—1298.
14. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. Vol. 12. Pp. 279—288.

Стронций изотопная систематика кайнозойских базальтов Северо-Востока России

А.И.ЗАЙЦЕВ, А.А.СУРНИН, Г.В.МОХНАЧЕВСКИЙ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Впервые для кайнозойских базальтов Северо-Востока России рассмотрены параметры их Rb-Sr систем. Показано, что базальты из различных районов региона различаются по содержанию Rb и Sr. Изотопный состав стронция базальтов характеризует их источник как деплелированную мантию. На основании моделирования Rb-Sr систем базальтов показано, что протолиты для этих пород имели многоэтапную эволюцию. Базальтовые расплавы формировались из модифицированной в среднем палеозое деплелированной мантии.

Ключевые слова: кайнозойские базальты, Северо-Восток России, Rb-Sr изотопная система.

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

Сурнин Алексей Антонович

Мохначевский Георгий Васильевич

Strontium Isotopic Classification of Cenozoic basalts of the North-Eastern Russia

A.I.ZAITSEV, A.A.SURNIN., G.V.MOKHNACHEVSKY

For the first time, Rb-Sr systems parameters were considered for the Cenozoic basalts of the north-eastern Russia. It's shown that, basalts from different localizations of the region differ in Rb and Sr content. Isotopic composition of basalt strontium characterizes their source as depleted mantle. According to Rb-Sr basalt systems modeling, it's shown that, protoliths of these rocks had multistage evolution. Basalt melts were formed from depleted mantle, modified in the Middle Paleozoic.

Key words: Cenozoic basalts, north-eastern Russia, Rb-Sr isotopic systematic.

Кайнозойские щелочные базальты образуют различные вулканические постройки на территории Северо-Востока Азии. Степень изученности базальтов неравнозначна. Практически отсутствуют изотопно-geoхимические данные, которые позволили бы определить генетическую природу базальтов. Частично этот пробел может быть заполнен исследованиями Rb-Sr изотопной систематики кайнозойских вулканитов региона с попыткой выяснить специфику генезиса и уточнить природу их протолитов.

Объектами исследования являлись продукты базальтового магматизма (рис. 1, А) Восточной Якутии (вулкан Балаган-Тас и прорыв Рудича), западной Чукотки (базальты плато р.Алучина и вулкан Анюйский) и акватории Северного Ледовитого океана (о.Жохова)

Вулканические породы, выходящие в руч.Сергей (приток р.Малый Тарын, Верхне-Индигирский район) и представленные двумя фациальными разновидностями щелочных базальтов, названы прорывом Рудича. Полнокристаллические базаниты слагают дайку мощностью до 30 см, вдоль которой расположены отдельные пористые караваебобразные глыбы стекловатых базанитов, насыщенных различной размерностью зелеными ксенолитами лерцолитов и ксенокристаллами высокоглиноземистого авгита и анортоклаза. Дайка прорывает верхнетриасовые отложения верхоянского терригенного комплекса. Изотопный возраст базанитов, определенный K-Ar и Ar-Ar методами

составляет 21—36,6 млн. лет. Наиболее реальный их возраст, вероятно, отвечает Ar-Ar датировке 36,65 ± 0,16 млн. лет, определенный по плато (табл. 1) [3].

Вулкан Балаган-Тас расположен в бассейне среднего течения р.Мома в междуречье ее притоков Балаганах и Тенкюль и пространственно связан с кайнозойской Момской рифтовой зоной [4]. Вулкан состоит из конуса высотой 190 м и трех лавовых потоков, перекрывающих четвертичные отложения террасы р.Мома и эффективно-терригенные отложения верхней юры в ее цоколе. Возраст вулкана было принято считать позднеплейстоцен-голоценовым. По данным Ar-Ar метода их возраст оценивается в интервале 205—369 тыс. лет (см. табл. 1), в среднем 276 ± 38 тыс. лет [3]. Он сложен щелочными базальтами (тефритами) K-Na серии, особенностью которых является присутствие в них ксенокристаллов кварца.

Трецинныe излияния базальтов в бассейне р.Алучина сформировали плато, состоящее из четырех лавовых потоков различной мощности. Они занимают пространство долины р.Алучина от ее верховий до устья и прослеживаются вниз по течению от устья р.Алучина вдоль правобережья р.Малый Анюй

1,5 км. Базальты плато перекрывают позднеюрские осадочно-вулканогенные отложения, гипербазиты Алучинского массива пермо-триасового возраста и содержат большое количество обломков гранитов в прослоях конгломератов, разделяющих отдельные потоки.

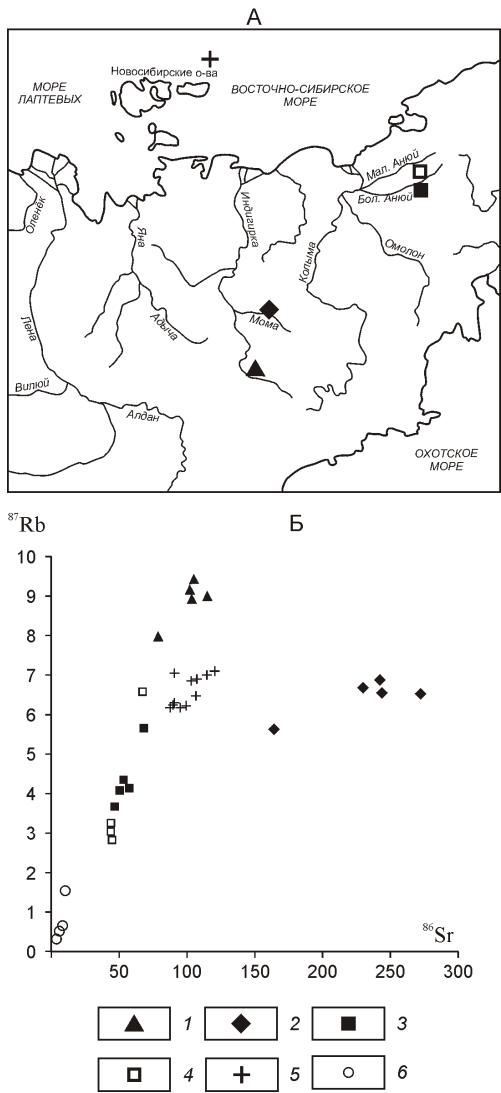


Рис. 1. Схема расположения кайнозойских вулканов (А) и Rb-Sr диаграмма для кайнозойских базальтов (Б) Северо-Востока России:

1 — вулкан Балаган-Тас; 2 — р.Алучина; 3 — вулкан Анюйский; 4 — прорыв Рудича; 5 — о.Жохова; 6 — перцолиты ксенолитов из щелочных базальтов о.Жохова и прорыва Рудича

Вулкан Анюйский и сопряженное с ним лавовое поле находятся в верховьях р.Мони. Лавовое поле расположено в приводораздельной части Южно-Анюйского хребта, разделяющего бассейны рек Большой и Малый Анюй [5]. Крупные тектонические разломы послужили каналами для трещинных лавовых излияний, а Анюйский вулканический конус целиком располагается в рассеченных разломами гранитоидах. Вулканические постройки пространственно локализованы в Анюйской рифтовой зоне [4].

Молодые вулканы Анюйской зоны представлены дифференцированными субщелочными и толеитовыми базальтами K-Na серии. На плато р.Алучина ранние потоки сложены гавайитами, поздние — муд-

жеиритами, а в строении вулкана Анюйский на раннем этапе его деятельности формируется конус, окруженный потоками муджеиритов и толеитов, а на завершающей стадии происходит трещинное изливание гавайитов, заполнивших долину р.Моня. Изотопный возраст этих пород не определялся, но по геологическим данным предполагается, что их извержение происходило 0,4—0,2 млн. лет назад [5].

Вулканиты о.Жохова отбирались на юном его окончании. Здесь выявлено несколько лавовых потоков мощностью 5—12 м, представленных щелочными базальтами (тефритами). Хотя остров лежит на восточном продолжении трансформного разлома хр.Гаккеля, тектоническая позиция его не достаточно ясная. Датировки базальтов K-Ar и Ar-Ar определяют их образование 1,06—1,2 млн. лет назад (см. табл. 1) [3].

Все изученные базальты содержат вкрапленники хризолита, салита и эндиопсида, в субщелочных базальтах появляется плагиоклаз, а в базанитах — нефелин. Наиболее распространенными темноцветными минералами основной массы всех разновидностей базальтов являются микролиты гиалосидерита, горнолита, салита, ферросалита, Ti-авгита, Ti-магнетита. В основной массе базанитов присутствуют санидин, анальцим, лейцит и аортоклаз, тефритов — санидин, анальцим, аортоклаз, в субщелочных базальтах постоянно присутствует калийсодержащий анальцим. В щелочных базальтах о.Жохова и прорыва Рудича установлены ксенолиты шпинелевых лерцолитов и эклогитоподобных пород, а также мегакристаллы высокоглиноземистого авгита и аортоклаза, а в базальтах о.Жохова отмечены ксенолиты дунитов, лерцолитов и верлитов. Более детально петрографические, петрохимические особенности базальтов и ксенолитов и слагающих минералов были рассмотрены ранее [4].

Изучение Rb-Sr изотопной систематики пород проводилось в Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (г.Якутск). Содержания Rb и Sr анализировались на масс-спектрометре МИ-1201-Т с использованием метода изотопного разбавления, в однолучевом режиме. Изотопный состав стронция измерялся без добавления индикатора. Содержания общего Rb и Sr в холостых опытах на период исследования образцов составляли 0,0085, 0,0015 и 0,034, 0,013 мкг/г соответственно. Детально методика анализа приведена в работе [3]. Анализ полученных результатов (табл. 2) показывает, что по содержанию Rb и Sr различаются породы субщелочного и щелочного типов. Субщелочные базальты (плато р.Алучин, вулкан Анюйский) характеризуются в среднем более низкими содержаниями (в мкг/г): ^{87}Rb (4,383, 0,756 и 3,774, 1,567) и ^{86}Sr (54,621, 8,123 и 49,74, 10,07) 1, чем щелочные вулканиты вулкана Балаган-Тас (^{87}Rb 6,447, 0,484, ^{86}Sr 230,689, 40,158), о.Жохова (^{87}Rb 6,599, 0,402, ^{86}Sr 99,872, 11,303) и прорыва Рудича (^{87}Rb

1. Изотопные датировки кайнозойских базальтов Северо-Востока России

Образцы	Породы, минералы	Метод	Возраст, млн. лет
<i>Вулкан Балаган-Тас</i>			
26/11	Тефриты	Ar-Ar	0,280 0,042
26/11а		Ar-Ar	0,205 0,044
302/6		Ar-Ar	0,369 0,0375
302/6а		Ar-Ar	0,258 0,0345
302/6в		Ar-Ar	0,266 0,0295
<i>Базальты о.Жохова</i>			
ЖХ-1	Тефриты	K-Ar	1,20 0,04
ЖХ-2		K-Ar	1,28 0,02
ЖХ-3		K-Ar	1,06 0,05
		Ar-Ar	1,20 0,19
<i>Прорыв Рудича</i>			
110	Базаниты	Ar-Ar	36,65 0,16
111		K-Ar	21 1
114		K-Ar	22 1
114ЛК	Шпинелевый лерцолит, ксенолит в базальтах	K-Ar	34 8
114СК	Сандин, ксенокристалл из лерцолита	K-Ar	31 6
114КК	Авгит, ксенокристалл из лерцолита	K-Ar	234 36

Примечание. K-Ar определения возраста проводились в ИГАБМ СО РАН г.Якутск, под руководством Н.И.Ненашева; Ar-Ar датировки получены в Геофизическом институте университета штата Аляска, г.Фэрбенкс [3].

8,892 0,555, ^{86}Sr 101,086 13,244). Наиболее четко эти различия проявлены на Rb-Sr диаграмме (см. рис. 1, Б), где базальты изученных вулканитов отчетливо формируют собственные поля. Характерно, что все поля базитов, исключая базальты вулкана Балаган-Тас, формируют общий тренд, в начале которого расположены точки составов шпинелевых лерцолитов, представляющие ксенолиты в щелочных базальтах о.Жохова и прорыва Рудича.

Для всех изученных базальтов характерны относительно низкие значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, которые в среднем являются минимальными для пород вулкана Балаган-Тас (0,0271 0,0042) и максимальными для вулканитов прорыва Рудича (0,088 0,008). Измеренные изотопные отношения Sr пород (0,7034—0,7044), учитывая кайнозойский возраст базальтов и низкие Rb/Sr в них, практически отвечают первичным. Рассчитанные величины Rb-Sr модельных пара-

метров (f_{Sr} и $f_{\text{Rb/Sr}}$) пород по отношению к таковым в примитивной мантии имеют отрицательные значения (табл. 3). Это позволяет предполагать, что источником всех изученных базальтов была относительно деплетированная мантия.

Повышенная вариация значений изотопных отношений стронция базальтов может быть связана или с первичной изотопной гетерогенностью базальтовых протолитов, или с частичной контаминацией ксеногенным материалом. Так, например, в базальтах о.Жохова и прорыва Рудича установлены ксенолиты шпинелевых лерцолитов и эклогитоподобных пород [4], которые могли служить одним из источников контаминированного стронция.

Содержание Rb и Sr в шпинелевых лерцолитах ниже, чем в содержащих их базальтах (см. рис. 1, Б). В то же время изотопные отношения Sr лерцолитов и ксенокристаллов различных минералов, рассчитанные на период времени формирования базальтов, характеризуются более высокими значениями (0,7035—0,7076 прорыв Рудича и 0,7038—0,7068 о.Жохова). Наличие межминеральной изотопной гетерогенности в нодулях шпинелевых лерцолитов, вероятно, обусловлено их древней мантийной природой.

Для минералов и валового состава перидотитов прорыва Рудича точки составов на диаграмме в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ образуют две линии положительной зависимости (рис. 2, А), которые, принимая их изохронную природу, определяют возраст событий, формирующих лерцолит. Первая изохrona (оливин, сандин, авгит) дает оценку возраста 56 13 млн. лет и первичное изотопное отношение Sr 0,70348 0,00005. Вторая изохронна (валовый состав лерцолита, диопсид, ортопироксен) определяет их возраст как 347 6 млн. лет (I_0 0,00005). Две зависимости на аналогичной диаграмме (см. рис. 2, Б) так же получены и для шпинелевых лерцолитов о.Жохова. Максимальное число точек приурочено к изохроне I, куда попадают все валовые составы лерцолитов и их минералы (исключая оливин из обр. ЖХ-1ЛК, а также ортопироксен и диопсид из обр. ЖХ-4ЛК). Наилучшая оценка, полученная по 5 точкам, оценивает их возраст в 591 14 млн. лет и первичное изотопное отношение Sr 0,70349 0,00004. Другая линия зависимости, представленная двумя точками (ортопироксен и диопсид из обр. ЖХ-4ЛК), характеризует их возраст как 556 млн. лет (I_0 0,70216). Изохронные датировки в интервале 556—591 млн. лет по ксенолитам лерцолитов предположительно могут указывать на время их формирования, а датировка 347 млн. лет предполагает период их мантийной модификации. Для уточнения возможных периодов преобразования мантийного вещества в этих районах были рассчитаны Rb-Sr модельные параметры базальтов и ксенолитов лерцолитов (см. табл. 3). Полученные результаты показывают, что в целом

2. Результаты Rb-Sr изотопного анализа кайнозойских базальтов Северо-Востока России

Образцы	Породы	^{87}Rb , мкг/г	^{86}Sr , мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Вулкан Балаган-Тас</i>					
23/3	Тефрит, поток в основании вулкана	6,6653	230,1707	0,0236	0,7039
23/7	Тефрит	6,5477	244,0143	0,0265	0,7037
24/6		6,8747	242,6534	0,0280	0,7034
26/4	Тефрит, склон вулкана	5,6180	164,3488	0,0338	0,7037
302/5	Тефрит	6,5298	272,2602	0,0237	0,7037
<i>Плато р.Алучин (бассейн р.Большой Анюй)</i>					
107/2	Гавайит, 1 поток	4,1477	55,1005	0,0744	0,7039
107/6	Гавайит	4,0834	50,5922	0,0798	0,7039
107/9	Гавайит, 2 поток	3,6673	46,508	0,0782	0,7044
109/2	Гавайит, 3 поток	4,3563	53,1395	0,0810	0,7034
110/2	Гавайит, 4 поток	5,6586	67,9210	0,0823	0,7037
<i>Вулкан Анюйский (р.Мони)</i>					
125/5	Гавайиты, трещинное излияние, 1 фаза	3,2142	44,8288	0,0709	0,7035
124/9	Гавайиты	3,1947	43,5977	0,0678	0,7041
120/8	Муджериты, поток, конус вулкана	3,0270	44,0812	0,0679	0,7040
122/4	Муджериты, поток, ниже конуса	2,8684	43,5548	0,0651	0,7041
123/29	Гавайиты, поток в 1,5 км от конуса	6,5664	67,1377	0,0967	0,7034
<i>Прорыв Рудича (бассейн р.Малый Тарын, верховья руч.Сергей)</i>					
110	Базаниты	8,9933	115,1253	0,0772	0,7038
110-1		9,4328	104,7656	0,0890	0,7041
111		7,9643	79,1566	0,1007	0,7042
114		9,1505	102,4056	0,0883	0,7037
114-1		8,9200	103,9764	0,0848	0,7039
114ЛК	Шпинелевый лерцолит, ксенолит из щелочного базальта (обр.114)	1,5613	10,2790	0,1501	0,7036
114СК	Санидин, ксенокристал из обр.114	2,1408	202,1400	0,0105	0,7036
114КК	Авгит, ксенокристал из обр.114	1,2878	11,6913	0,1099	0,7043
114ОЛ	Оливии, ксенокристалл из обр.114	0,3047	0,6272	0,4802	0,7073
114КЛ	Клинопироксен, ксенокристалл из обр.114	0,7858	7,3651	0,1055	0,7033
114ОРП	Ортопироксен, ксенокристалл из обр.114	0,4884	0,4516	1,0690	0,7081
<i>Базальты о.Жохова</i>					
ЖХ-1-1	Тефриты	6,4810	106,8956	0,0599	0,7042
ЖХ-1		6,2534	90,0478	0,0686	0,7042
ЖХ-1-4		6,2212	98,9652	0,0621	0,7041
ЖХ-2		7,0946	120,4757	0,0582	0,7039
ЖХ-2-1		6,8405	103,2354	0,0655	0,7039
ЖХ-2-3		6,8896	107,2896	0,0635	0,7042
ЖХ-2-4		7,0004	114,7924	0,0603	0,7037
ЖХ-3		6,1804	87,5019	0,0698	0,7037
ЖХ-3-3		6,2906	90,8594	0,0684	0,7035
ЖХ-4		6,1790	94,9840	0,0643	0,7040
ЖХ-4-3		7,0390	90,5721	0,0768	0,7037
ЖХ-1ЛК	Лерцолит, ксенолит из обр.ЖХ-1	0,3178	1,5960	0,1698	0,7050
ЖХ-1ЛК-ОЛ	Оливин из лерцолита (ЖХ-1 ЛК)	0,1287	0,3556	0,3578	0,7058
ЖХ-1ЛК-Ди	Диопсид из лерцолита (ЖХ-1ЛК)	0,3150	7,2329	0,043	0,7038
ЖХ-1ЛК-ОРП	Ортопироксен из лерцолита (ЖХ-1ЛК)	0,1756	0,5580	0,2636	0,7057
ЖХ-3 МЛ	Мелкозернистый шпинелевый лерцолит из обр.ЖХ-3	0,5232	5,4770	0,0884	0,7040
ЖХ-4ЛК	Лерцолит, ксенолит из обр.ЖХ-4)	0,575	7,9356	0,0819	0,7042
ЖХ-4ЛК-ОЛ	Оливин из лерцолита (ЖХ-4ЛК)	0,2832	0,7097	0,3944	0,7068
ЖХ-4ЛК-ОРП	Ортопироксен из лерцолита (ЖХ-4ЛК)	0,2004	0,3011	0,3580	0,7050
ЖХ-4ЛК-Ди	Диопсид из лерцолита (ЖХ-4ЛК)	1,4759	6,6480	0,2194	0,7039

3. Rb-Sr модельные параметры кайнозойских базальтов Северо-Востока России

Образцы	Породы	$f_{Rb/Sr}$	Sr	T_{UR}	T_{DM}	$T_{DM(2st)}$	x ; V
<i>Вулкан Балаган-Тас</i>							
23/3	Тефриты	0,715	8,51	711	6271	367	325 34; 10,82
23/7		0,680	11,35	995	6458	328	
24/6		0,661	15,61	1402	535	271	
26/4		0,591	11,35	1149	10662	328	
302/5		0,713	11,35	948	5610	328	
<i>Платобазальты р.Алучин</i>							
107/2	Гавайиты	0,100	8,51	4915	4545	367	371 55; 14,85
107/6		0,035	11,35	13243	3840	367	
107/9		0,054	15,61	1548	5047	463	
109/2		0,021	11,35	27159	3331	329	
110/2		0,005	11,35	77367	3214	329	
<i>Вулкан Анюйский</i>							
125/5	Гавайиты	0,143	8,12	5729	4103	290	352 66; 18,74
124/9		0,180	11,35	1866	6448	406	
120/8	Муджериты	0,179	15,61	2340	6128	386	
122/4		0,213	11,35	1583	7310	405	
123/29	Гавайиты	0,169	11,35	8763	1914	271	
<i>Прорыв Рудича</i>							
110	Базаниты	0,066	13,60	8437	3938	380	406 39; 9,68
110-1		0,076	5,79	4620	3350	4,37	
111		0,218	4,51	11,84	2772	455	
114		0,068	11,47	10856	2768	360	
114-1		0,025	8,48	23695	3358	399	
114ЛК	Шпинелевые лерцолиты	0,815	17,52	947	1073	554	
<i>Базальты о.Жохова</i>							
ЖХ-1-1	Тефриты	0,276	4,24	921	10278	425	398 29; 7,32
ЖК-1		0,170	4,24	1483	6514	425	
ЖХ-1-4		0,249	5,66	1354	8584	406	
ЖХ-2		0,296	8,50	1704	10116	368	
ЖХ-2-1		0,208	8,50	2415	6516	368	
ЖХ-2-3		0,232	4,24	1092	8295	425	
ЖХ-2-4		0,271	11,34	2471	7858	329	
ЖХ-3		0,160	11,34	4237	4839	329	
ЖХ-3-3		0,173	14,81	4760	4544	291	
ЖХ-4		0,224	7,08	1888	7266	387	
ЖХ-4-3		0,071	11,34	8955	3772	387	
ЖХ-1ЛК	Лерцолиты	1,053	7,71	403	1685	981	951 28; 2,94
ЖХ-3МЛ	Шпинелевые лерцолиты	0,069	7,08	6465	3238	926	
ЖХ-4ЛК	Лерцолиты	0,01	4,24	22426	4177	945	

Примечание. $f_{Rb/Sr}$ и Sr — отклонение величин Rb-Sr и первичных изотопных отношений Sr пород относительно таковых в примитивной мантии на период их формирования; расчет Rb-Sr модельных датировок по одностадийной T_{UR} (примитивная мантия), T_{DM} (деплацированная мантия) и двустадийной моделям $T_{DM(2st)}$ по методике из работы [6]; средние значения (\bar{x}) величин $T_{DM(2st)}$ и их стандартные отклонения () для пород конкретного района: V — коэффициент вариации (в %) среднего значения.

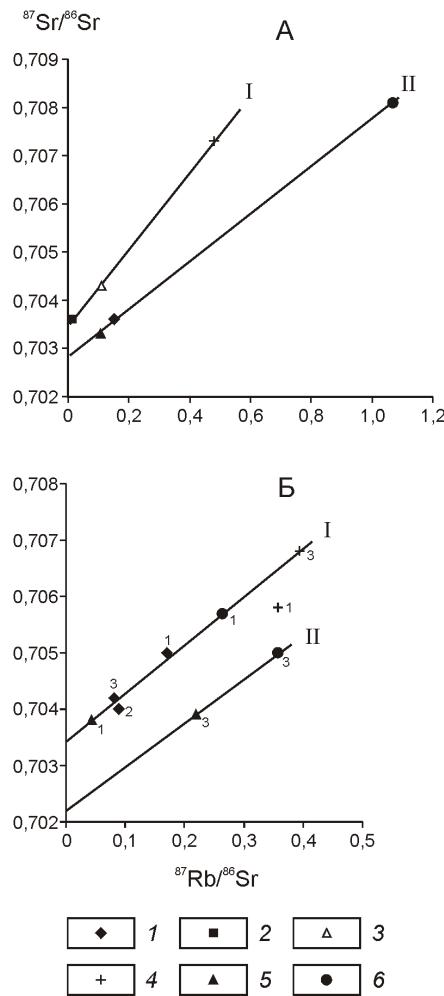


Рис. 2. Rb–Sr изохронные диаграммы:

А — для ксенолита лерцолита (обр. 114ЛК) и минералов в базанитах прорыва Рудича; Б — для ксенолитов лерцолита из тефритов о. Жохова; I — лерцолит; ксенокристаллы: 2 — санидин, 3 — авгит, 4 — оливин, 5 — диопсид, 6 — ортопироксен; изохронны (см. рис. 2, А), возраст: I — 556 13 млн. лет ($I_0 = 0,70348 \pm 0,00005$), II — 347 6 млн. лет ($I_0 = 0,70282 \pm 0,00005$); образцы (см. рис. 2, Б): I — ЖХ-1ЛК, 2 — ЖХ-3 МЛ, 3 — ЖХ-4ЛК; изохронны, возраст: I — 591 14 млн. лет ($I_0 = 0,70349 \pm 0,00004$), II — 556 млн. лет ($I_0 = 0,70216$)

протолиты для изученных базальтов отвечают деплетированной мантии (f_{Sr} и f_{Rb} имеют отрицательные величины). Однако вероятно, что мантия под прорывом Рудича в определенный момент времени была метасоматизирована с привносом рубидия (величина f_{Sr} имеет положительные значения). Модельные Rb-Sr датировки, рассчитанные по одностадийной модели относительно примитивной (T_{UR}) и деплетированной (T_{DM}) мантии, определяют широкую вариацию полученных значений от отрицательных величин до более чем возраст Земли (см. табл. 3). Это может также свидетельствовать о сложной истории эволюции мантии под изученными районами развития

кайнозойского базальтового магматизма. При использовании двустадийной модели [6], в которой за возраст второй стадии принято время формирования базальтов, получены более однородные среднепалеозойские значения модельных датировок (см. табл. 3). Это подразумевает, что в среднем палеозое (325—406 млн. лет) мантия под территорией Северо-Востока России претерпела значительную модификацию, что согласуется с одним из Rb-Sr изохронных возрастов для минералов из шпинелевых лерцолитов прорыва Рудича (347 млн. лет). Модельная Rb-Sr дата T_{DM} (2s) для ксенолитов шпинелевого лерцолита из этих базальтов равна 554 млн. лет, что совпадает с Rb-Sr изохронным возрастом, полученным для него по породе и минералам (556 млн. лет), а также с Rb-Sr изохронными возрастами (558—591 млн. лет) для шпинелевых лерцолитов о. Жохова. Однако Rb-Sr модельные датировки T_{DM} (2s) для трех образцов лерцолитовых ксенолитов из базальтов о. Жохова дают более древние значения возраста 951 28 млн. лет. Это очень близко к Sm-Nd изохронной датировке для минералов шпинелевого лерцолита 1110 57 млн. лет [1] и свидетельствуют о времени образования этих пород.

Таким образом, исследование Rb-Sr систем кайнозойских базальтов Северо-Востока России однозначно свидетельствуют о том, что их протолитом являлась деплетированная мантия, имеющая длительную и сложную историю развития. Основные этапы ее модификации происходили в интервалах времени 1100—951, 591—556 и 406—325 млн. лет. Источником базальтовых расплавов являлась модифицированная в среднем палеозое деплетированная мантия. Степень воздействия глубинных процессов на Rb-Sr системы мантийных протолитов была относительно различна, что определило их некоторую дискриминацию по содержанию рубидия и стронция.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богдановский О.А., Силантьев С.А., Карпенко С.Ф. и др. Древние мантийные ксенолиты в молодых эфузивах о. Жохова // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 1. С. 750—753.
- Зайцев А.И., Энтин А.Р., Ненашев Н.И. и др. Геохронология и изотопная геохимия карбонатитов Якутии. — Якутск, 1992.
- Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые ^{40}Ar — ^{39}Ar — определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Кольмских мезозоид // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621—624.
- Сурнин А.А., Округин А.В., Зайцев А.И. Глубинные ксенолиты в базальтах Восточной Якутии // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 44—48.
- Устинев Е.К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. — М.: Геосгеотехиздат, 1961.
- Moller A., Mezger K., Schenk V. Crystal age domains and the Continental Crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb Isotopic Evidence // J. Petrology. 1998. Vol. 12. Pp. 279—288.

Первые данные о геологии и составе раннедокембрийского анортозит-габбро-троктолитового комплекса в центральной части Алдано-Станового щита

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

Приведены первые данные о геологии и составе расположенного в центральной части Алдано-Станового щита раннедокембрийского анортозит-габбро-троктолитового керакского комплекса, метаморфизованного в гранулитовой фации и представленного в настоящее время различными кристаллическими сланцами. Они сложены особо высокомагнезиальными роговыми обманками, пироксенами, оливинами и шпинелями, а также плагиоклазами высокой основности (битовниты, аортиты). Кристаллические сланцы и связанные с ними редкие аортитовые породы по химическому составу соответствуют шпинелевым троктолитам, троктолитам, оливиновым габбро и анортозитам, которые, вероятно, слагали расслоенный интрузив. Уникальность комплекса заключается в присутствии шпинелевых троктолитов, редчайших пород на Земле.

Ключевые слова: анортозит, шпинелевый троктолит, докембрий, гранулитовая фация, Алдано-Становой щит.

Березкин Василий Ионович
Кравченко Александр Александрович, freshrock@yandex.ru
Смелов Александр Павлович

First data on the geology and composition of the Early Precambrian anorthosite-gabbro-troctolite complex in the central part of the Aldan-Stanovoy Shield

V.I.BERYOZKIN, A.A.KRAVCHENKO, A.P.SMELOV

The paper presents first data on the geology and composition of the Early Precambrian Kerak anorthosite-gabbro-troctolite complex in the central part of the Aldan-Stanovoy Shield, which was metamorphosed to the granulite facies and is now represented by crystalline schists leucocratic to varying degree. The rocks are made of highly magnesian hornblende, pyroxene, olivine, spinel as well as of high basicity plagioclase (bytownite and anorthite). In terms of chemical composition, the crystalline schists and the associated rare anorthite rocks correspond to spinel troctolite, troctolite, olivine gabbro and anorthosite probably forming a layered intrusion. The complex is unique in that it includes spinel troctolite, an extremely rare rock on Earth.

Key words: anorthosite, spinel troctolite, Precambrian, granulite facies, Aldan-Stanovoy Shield.

В центральной части Алдано-Станового щита (рис. 1) расположен Нимнырский гранулито-гнейсовый террейн [23]. На ранних этапах изучения этой территории основные кристаллические сланцы включались в составы стратиграфических серий и свит, т.е. подразумевалась их первичная эфузивная природа [7, 15]. Только мелкие тела ультрамафитовых и редко некоторых основных сланцев относили к первично интрузивным породам. В дальнейшем при более детальных исследованиях все больше стали выделять интрузивные тела и комплексы. В Нимнырском террейне и прилегающей с запада Амгинской зоне тектонического меланжа метабазиты и ультрабазиты лучше изучены в составе унгринского дифференцированного интрузивного и медведевского дайкового комплексов, а также курумканской и федоровской толщ [2, 6, 8, 9, 11, 20, 22]. При проведении работ по изучению геохимических особенностей золотоносных метабазитов месторождения им.П.Пинина (медведевский комплекс) и возможных ареалов

их распространения были опробованы все типы метабазитов и метаультрабазитов, обнажающихся на этой площади [14, 24], а так же был собран материал по керакскому комплексу, выделенному в 1991 г. В.И.Шевченко и Н.И.Веревкиным при составлении легендры к новой Алданской серии листов ГДП-200. Уже на начальной стадии изучения было установлено, что главные породы керакского комплекса имеют весьма редкие петрографические и петрогохимические особенности не только для Алдано-Станового щита, но и для многих геологических структур Земли. В данной статье рассмотрены все имеющиеся к настоящему времени материалы по этому комплексу.

Геологическое положение. При ревизии геологических материалов установлено, что ранее В.Л.Дук с коллегами [8] в бассейне руч.Керак, левый приток руч.Бол.Нимныр, впадающего в р.Алдан, по материалам геолого-съемочных работ закартировал тело метабазитов, отнесенное ими к одному из стратиграфических подразделений федоровской толщи (fd_B). По

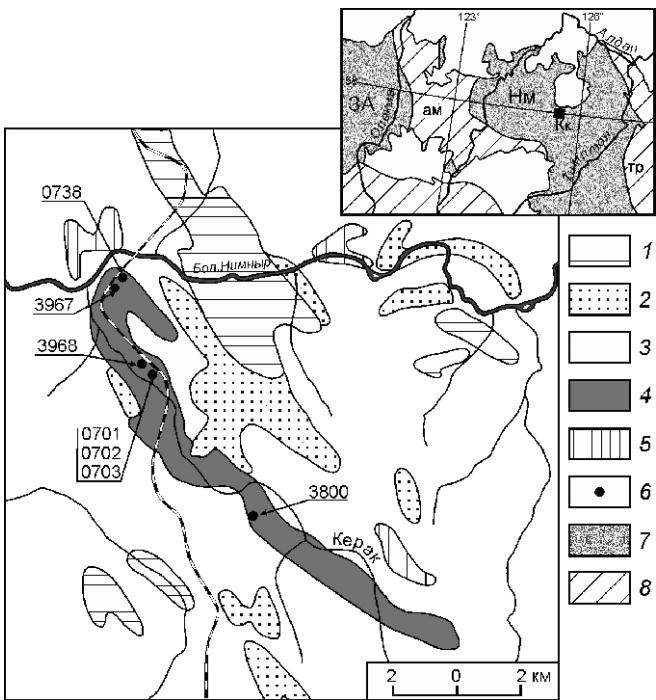


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна руч. Керак. По работе [8] с изменениями:

1 — федоровская и 2 — курумканская толщи; 3 — ортогнейсовый и 4 — керакский комплексы; 5 — основные кристаллические сланцы неясного возрастного положения; 6 — места взятия проб пород керакского комплекса; на врезке — схема геологического строения центральной части Алдано-Станового щита [23]: 7 — терреины (ЗА — Западно-Алданский, Нм — Нимнырский), 8 — зоны тектонического меланжа (ам — Амгинская, тр — Тыркандинская), 9 — Керакский участок

своим геологическим контурам тело полностью совпадает с границей распространения пород керакского комплекса (см. рис. 1). Ширина выхода до 1,0—1,5 км, протяженность около 16 км. Вмещающие породы представлены гранитоидами ортогнейсового комплекса, среди которых встречаются изолированные выходы курумканской и федоровской толщ (свит). Гранитоиды представлены чарнокито- и эндербитогнейсами, гранитогнейсами с телами плагиогранитов и гранитов. В курумканской толще наиболее распространены кварциты и высокоглиноzemистые гнейсы. Федоровская толща представлена биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми плагиогнейсами с редкими прослоями известково-силикатных пород, кальцифиров и мраморов. Во всех подразделениях встречаются маломощные выходы основных кристаллических сланцев и амфиболитов, часто биотитсодержащих. Повсюду наблюдаются мигматизация, мелкие тела гранитоидов и пегматитов. Выходы курумканской и федоровской толщ слагают деформированные тела, согласные с генеральным северо-западным простиранием керакского

тела (см. рис. 1). С этим согласуются весьма редкие замеры элементов залегания сланцеватости и линейности по амфиболу в породах керакского комплекса.

Ввиду слабой обнаженности района, некоторыми исследователями предполагается, что керакский комплекс не образует единое крупное тело, а слагает серию мелких и сближенных дайковых тел, секущих (?) курумканскую толщу. В настоящее время отсутствуют данные о реальных геологических соотношениях пород комплекса и окружающих его образований курумканской и федоровской толщ. При отсутствии определений изотопного возраста пород комплекса, можно только утверждать, что верхний возрастной предел его образования определяется возрастом гранулитового метаморфизма — 1,9 млрд. лет [13, 21].

Авторы опробовали наиболее обнаженную северо-западную часть тела в 0,3 км от железнодорожного моста через р. Бол. Нимныр и далее на протяжении около 4 км на юг до перехода дороги на левый берег руч. Керак. В железнодорожных выемках и на обочинах дороги наблюдаются крупноглыбовые развалы и редкие мелкие коренные выходы кристаллосланцев основного состава. Вмещающие породы лучше всего обнажены в 0,1—0,3 км от моста. В мелких коренных выходах и высыпках они представлены биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, светло-серыми плагиогранитами, розовыми гранитами и пегматитами, а также маломощными пластообразными и линзовидными телами мелко-среднезернистых кристаллических сланцев. В плагиогранитах иногда встречаются линзовидные ксенолиты кварцитов.

Петрография. Несмотря на одинаковые условия метаморфизма, кристаллические сланцы керакского комплекса макроскопически отличаются от всех известных в центральной части щита метабазитов раннедокембрийских интрузивных комплексов и вмещающих толщ. Они более крупнозернисты, характеризуются массивным обликом или слабой сланцеватостью. В них прослеживается полосчатость от сантиметров до нескольких метров. Особенно ясно выделяются светло-серые существенно плагиоклазовые полоски мощностью до 3—4 см. В делювии наблюдались глыбы плагиоклазовых пород (анортозитов) до 30—40 см в поперечнике с тонкими прослойками, обогащенными темноцветными минералами или отдельными их гломеробластическими обособлениями. Кроме того, в шлифах изредка можно обнаружить микрополосчатость, обусловленную вариациями содержаний цветных минералов и плагиоклаза. Цветные минералы в шлифах, за исключением бесцветного оливина, окрашены весьма бледно, что связано с их высокой магнезиальностью (табл. 1). Амфибол (обыкновенная роговая обманка) плеохроирует от желтоватого до синевато-зеленого (бутильочно-зеленого), ромбический пироксен (энстатит—бронзит) от зеленоватого до розовато-желтого, а моноклинный пироксен (диопсид) от почти бесцветного до синева-

1. Представительные анализы минералов из пород керакского комплекса

Компо-ненты, %	0701				3967/2				3968/4				3968/6				0738/5	
	Ол	Оир	Ро	Шп	Пи	Оир	Ро	Шп	Ол	Оир	Ро	Шп	Пи	Оир	Ро	Шп	Пи	Пл
SiO ₂	40,96	55,37	46,47		43,47	55,86	44,62		38,41	55,79	55,51	56,81	45,81		41,82	57,33	53,49	44,11
TiO ₂			0,31				0,30						0,24					
Al ₂ O ₃	2,51	14,39	62,12	36,39	3,60	15,44	62,22		3,42		2,65	13,35	64,46	35,54	1,49	2,68		36,50
FeO _T	11,73	8,20	6,41	16,58		7,77	6,54	17,84	13,48	9,96	3,23	8,63	7,25	17,06		12,12	5,79	
Cr ₂ O ₃				0,87				0,98										
MnO	0,15	0,07																
MgO	48,32	33,22	16,59	19,81		33,02	16,02	18,28	46,08	32,40	17,05	32,68	16,72	18,45		30,64	15,64	
CaO	0,31	12,32		19,55			12,32				25,64		12,43		20,76		22,90	18,72
Na ₂ O			1,85		0,21			2,88						2,45		0,22		0,86
K ₂ O			0,14				0,46											
Сумма	101,16	99,68	98,48	99,38	99,62	100,25	98,58	99,32	97,97	101,57	101,43	100,77	98,25	99,97	98,34	101,58	100,5	100,19
Si	1,00	1,93	6,48		2,02	1,93	6,31		0,98	1,92	2,00	1,96	6,49		1,98	1,99	1,95	2,03
Ti		0,03				0,03						0,03			1,98			
Al	0,10	2,37	1,87	1,99	0,15	2,57	1,89		0,14		0,128	2,23	1,94		0,06	0,12	1,98	
Fe ²	0,24	0,21	0,49	0,25		0,22	0,77	0,30	0,29	0,10	0,25	0,86	0,30		0,35	0,18		
Cr				0,02				0,02										
Mn	0,003	0,002																
Mg	1,76	1,73	3,45	0,76		1,70	3,38	0,70	1,75	1,66	0,92	1,68	3,53	0,70		1,58	0,85	
Ca					0,97		1,87				0,99		1,89		1,05		0,90	0,92
Na					0,02		0,79						0,67		0,02			0,08
K					0,03			0,08										
Al ₄	0,07	1,52	1,87	1,99	0,07	1,69	1,89		0,08		0,04	1,51	1,94	1,98	0,01	0,05	1,98	
Al ₆	0,04	0,85			0,08	0,88			0,06		0,06	0,72			0,05	0,07		
Fe	0,24	0,24	0,75	0,36		0,22	0,77	0,39	0,29	0,10	0,25	0,86	0,36		0,35	0,18		
O	4,00	6,02	23,00	4,00	8,00	6,00	23,00	4,00	4,00	6,00	6,00	23,00	4,00	8,00	6,00	6,00	8,00	
X _{Mg}	0,88	0,88	0,82	0,68		0,88	0,81	0,65	0,86	0,85	0,90	0,87	0,80	0,66		0,82	0,83	
An					98										98		92	

Примечание. Образцы: 0701, 3967/2, 3968/4, 3968/6 — двупироксен-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы с Оли и Шп; 0738/5 — метаморфизованный анортозит (анализы пород см. табл. 2); Кпр — моноклинный пироксен, Ол — оливин, Оир — плагиоклаз, Ро — роговая обманка, Шп — шинель, X_{Mg} MgO/(MgO + FeO), An — процент анортитового компонента в плагиоклазе; анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН С.К.Поповой на сканирующем электронном микроскопе JSM-6480 LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy-350 «Oxford Instruments» при ускоряющем напряжении 20 кВ.

то-зеленого. Из-за близких схем плеохроизма по окраске амфиболы можно принять за моноклинные пироксены, ромбические пироксены идентифицируются легко. Наряду с амфиболами и пироксенами в керакских породах нередко встречаются оливин и шпинель, чаще всего совместно. Прослойки с оливином, шпинелью, пироксенами и подчиненным амфиболом в отличие от соседних прослойков с преобладанием амфибала, более крупного и ориентированного вдоль микрополосчатости пород, характеризуются более или менее изометричной равномерной зернистостью и равномерным распределением минералов. Однако шпинель в этих прослойках образует в основном мелкие ксеноморфные зерна, в меньшей степени — изометричные более крупные. Мелкая шпинель встречается в виде включений во всех других минералах, в т.ч. в амфиболах за пределами обогащенных оливином и шпинелью прослойков. Она окрашена в бурые и (или) зеленые цвета разной интенсивности. Обычно в пределах отдельного зерна окраска постепенно изменяется как и насыщенность неравномерной пылевидной рудной сырью (магнетит?). В некоторых зернах шпинели при исследованиях на сканирующем микроскопе обнаружены структуры распада (рис. 2, А), сложенные шпинелями разного состава. Рудную сырь также можно интерпретировать как изменение химического состава магматической шпинели. Необходимо отметить отсутствие в керакских породах биотита, который в

кристаллосланцах окружающих пород наблюдается как минимум в единичных чешуйках и обычно является пордообразующим минералом с признаками наложенного происхождения (биотитизации). Плагиоклаз в оливин-шпинель-пироксен-амфиболовом кристаллическом сланце содержит аортитовый минерал 98%, в аортозите — 92% в зернах без видимых изменений. Присутствуют и более кислые плагиоклазы, часть которых, скорее всего, образовалась при низкотемпературных изменениях.

Оценка количественных соотношений минералов затруднительна из-за их неравномерного распределения. В целом амфибол и плагиоклаз встречаются во всех породах и являются главными минералами, образующими наиболее крупные кристаллы в отдельных слоях и прослойках вплоть до сложения почти мономинеральных. Не во всех породах присутствуют оба пироксена, обычно преобладает ромбический. Иногда в сумме пироксены доминируют над амфиболовом. Содержания оливина и шпинели в отдельных слойках достигают 25—35 и 10—20% соответственно. Выделяются минералогические разновидности кристаллических сланцев: шпинель-оливин-пироксен-амфиболовые, пироксен-амфиболовые и редко амфиболовые (амфиболиты). В зависимости от вариаций содержания плагиоклаза различаются мелано-, мезо- и лейкократовые породы вплоть до аортозитов.

Пордообразующие минералы: оливин, шпинель, роговая обманка, ромбический и моноклинный пи-

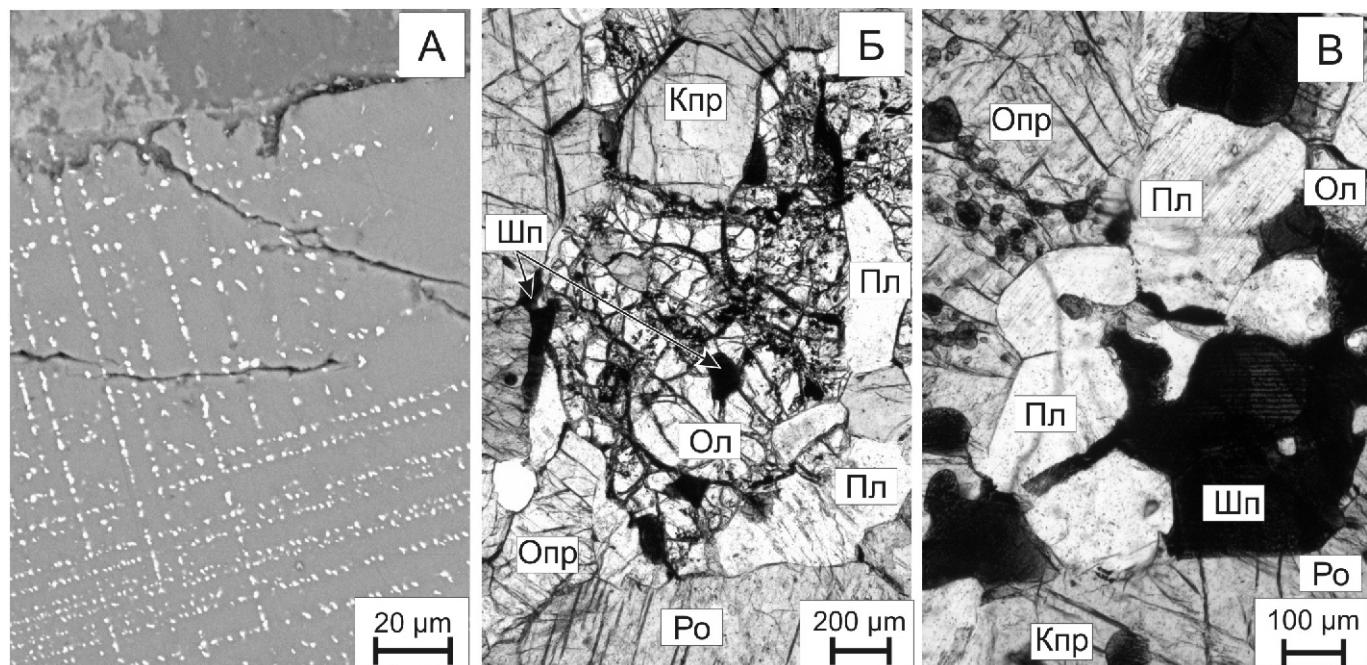


Рис. 2. Микрофотографии структурных особенностей пород керакского комплекса:

А — структура распада в шпинели (вверху — измененный плагиоклаз), снимок на сканирующем электронном микроскопе JSM 6480 LV; Б и В — детали соотношений минералов в кристаллическом сланце керакского комплекса (обр. 3968/7) под оптическим микроскопом без анализатора; Кпр — моноклинный пироксен, Ро — роговая обманка, Ол — оливин, Опр — ромбический пироксен, Пл — плагиоклаз, Шп — шпинель

роксены и плагиоклаз представляют собой равновесные минеральные ассоциации гранулитовой фации (см. рис. 2, Б и В). Реакционные соотношения между ними отсутствуют, явные реликтовые структуры, текстуры и минералы протолитов неустановлены. Однако полосчатость, скорее всего, унаследована от протолитов, а соотношения оливина, плагиоклаза и шпинели напоминают кумулятивные структуры пород расслоенных массивов. Шпинель, судя по всему, была в первичной породе. Это подтверждается результатами пересчетов химических анализов шпинельсодержащих кристаллосланцев по методу CIPW: в модальном и нормативном составах шпинель в сопоставимых количествах. Поэтому можно предположить, что в метаморфических реакциях активного участия шпинель не принимала, но состав ее, по всей вероятности, изменился в соответствии с условиями метаморфизма.

Аксессорные минералы пород керакского комплекса — только единичные микроскопические зерна магнетита и ильменита. Наложенные низкотемпературные изменения не существенны. Оливин часто замещен серпентином с рудной сырью (магнетит?), но нередко встречаются зерна без изменений. Иногда плагиоклаз кристаллических сланцев в различной степени серицитизирован, соссюритизирован, еще реже наблюдаются карбонатизация или насыщение недиагностируемыми бурьми агрегатами. Плагиоклазы анортозитов местами изменены более интенсивно: серицит переходит в индивидуализированные чешуйки мусковита, а соссюрит — в зерна цоизита. По-видимому, с этими изменениями связана переменная основность плагиоклаза в пределах небольших сколов и в шлифах. В анортозитах определены актинолит, хлорит, карбонат, апатит, сфер, сульфиды, которые также являются в основном наложенными минералами, кроме апатита.

Химический состав. Сравнительным изучением пород с наложенными низкотемпературными минералами и без таковых выявлено увеличение в породах K_2O при интенсивной серицитизации (мусковитизации) плагиоклаза. Выше отмеченная изменчивость основности плагиоклаза в анортозите и других породах, возможно, вызвана привносом Na_2O . Другие низкотемпературные изменения, например, серпентинизация оливина, происходили, скорее всего, без привноса-выноса компонентов, за исключением H_2O . Кристаллические сланцы керакского комплекса без заметных химических изменений по методам восстановления первичной природы метаморфических пород по их химическому составу [19] можно уверенно отнести к основным магматическим породам.

Для выявления первичных видов кристаллических сланцев по химическому составу они разделены на 5 групп с учетом содержаний SiO_2 , Al_2O_3 и MgO с некоторым перекрытием границ разделения (табл. 2). Это связано с тем, что классификация магматических

пород минерально-химическая и виды пород по содержаниям главных оксидов достаточно сильно перекрываются [5, 12]. В первую группу попали кристаллосланцы шпинель-оливин-пироксен-амфиболовые (иногда без оливина); во вторую — пироксен-амфиболовые (оливин, шпинель), а также меланократовый амфиболит с пироксенами; в третью — мезократовые пироксен-амфиболовые; в четвертую — лейкократовые пироксен-амфиболовые. В пятую группу обособились существенно плагиоклазовые породы. Как видно, породы первой группы имеют наиболее низкие содержания SiO_2 при высоком MgO и стабильно высоком Al_2O_3 . Вторая группа отличается от первой более высокими содержаниями SiO_2 , сравнительно низкими Al_2O_3 при почти сопоставимых MgO . Породы третьей группы характеризуются несколько меньшими MgO и большими SiO_2 при низких и умеренных Al_2O_3 , а четвертой — низкими и умеренными содержаниями MgO при высоких Al_2O_3 . Породы пятой группы резко отличаются от других по очень высокому содержанию Al_2O_3 и очень низкому MgO (см. табл. 2).

При пересчете на нормативные минералы [28] во всех породах появляется оливин, что свидетельствует о недосыщенности пород SiO_2 . Кроме того, в породах первой группы из-за нехватки SiO_2 появляется нормативный нефелин и иногда альбит со знаком минус. Это недоразумение устраняется вводом в норму шпинели — минерала не содержащего SiO_2 . С дополнением шпинели (состава близкого модальному в количестве 5—10%) кристаллические сланцы первой группы по нормативному составу соответствуют шпинелевым троктолитам, а второй — собственно троктолитам, третьей и четвертой — оливиновым габбро, пятой — анортозиту и троктолит-анортозиту.

Содержание CaO в предполагаемых шпинелевых троктолитах обычное для основных магматических пород имеет тенденцию к увеличению до высокого в оливиновых габбро, достигая максимума в анортозите и троктолит-анортозите. Содержание оксидов железа во всех видах пород, исключая породы пятой группы, стабильно низкое. Концентрации щелочей при низких и очень низких значениях достаточно изменчивы. Поэтому не исключено, что в табл. 2 попали анализы ортосланцев с незначительными изменениями щелочей при метаморфизме их протолитов. Породы бедны также TiO_2 , MnO и P_2O_5 , за исключением плагиоклазовых пород, обогащенных P_2O_5 . Оригинальность петрохимического состава пород керакского комплекса наглядно выявляется на классификационной диаграмме, где точки их анализов частично оказываются за пределами полей главных видов plutонических пород нормального ряда (рис. 3). Это касается аналогов шпинелевых троктолитов, собственно троктолитов и редких аналогов оливиновых габбро, которые в целом составляют около 2/3 пород керакского комплекса. Основное количество

2. Химические составы (в %) и содержания редких элементов (в г/т) в породах керакского комплекса

Компоненты	Образцы												
	3800/2	3967	3967/2	3968/2	3968/6	3968/7	3968/8	0701	0702	0738/4	3968/3	3968/4	0738/1
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	42,92	43,07	42,64	43,05	41,9	40,41	41,13	41,98	42,94	43,49	45,07	45,00	44,79
TiO ₂	0,19	0,17	0,09	0,18	0,11	0,06	0,04	0,10	0,05	0,22	0,11	0,20	0,30
Al ₂ O ₃	16,4	19,45	16,00	16,83	19,42	18,3	16,84	15,16	20,19	19,85	15,61	14,8	14,19
Fe ₂ O ₃	1,84	1,54	1,69	1,75	1,61	1,67	1,69	1,49	1,51	1,53	1,61	1,67	1,75
FeO	6,64	5,55	6,08	6,30	5,79	6,01	6,10	5,36	5,44	5,50	5,80	6,03	6,32
MnO	0,16	0,11	0,10	0,12	0,14	0,07	0,16	0,07	0,07	0,10	0,09	0,08	0,11
MgO	16,39	14,48	20,18	16,34	17,57	18,58	19,32	20,72	16,37	15,37	15,59	17,37	16,49
CaO	10,63	12,45	9,21	11,03	10,09	8,77	9,22	9,02	9,86	11,58	11,91	11,36	12,36
Na ₂ O	1,19	0,89	1,49	1,24	1,00	1,35	1,25	1,15	0,99	0,66	0,88	1,08	1,12
K ₂ O	0,78	0,04	0,59	0,78	0,30	0,05	0,13	0,17	0,25	0,15	0,57	0,30	0,19
P ₂ O ₅	0,11	0,03	0,10	0,04	0,03	0,05	0,03	0,02	0	0,06	0,07	0,07	0,07
CO ₂									Не обнаружено		1,06		Не обнаружено
H ₂ O	0	1,18	1,53	1,49	1,07	3,30	3,36	4,22	2,16	0,93	0,97	1,00	1,20
IIIП	3,59	0,40	0,23	0,28	0,88	1,02	0,28	0,22	0,20	0,26	0,20	0,96	0,28
Сумма	100,84	99,36	99,93	99,43	99,91	99,64	99,55	99,68	100,03	99,70	99,54	99,92	99,17
La(Cr)	0,97(755)						0,37(623)	0,75(583)	0,59(473)			1,12(770)	
Ce(Ni)	2,51(582)						0,95(860)	1,44(611)	1,76(466)			2,92(471)	
Pr(V)	0,35(56)						0,12(22)	0,16(22)	0,19(45)			0,40(103)	
Nd(Co)	1,66(71)						0,58(59)	0,74(65)	1,1(65)			2,17(66)	
Sm(Sr)	0,53(174)						0,19(47)	0,32(155)	0,29(92)			0,77(121)	
Eu(Ba)	0,21(25)						0,11(14,5)	0,13(79)	0,18(17,4)			0,22(28)	
Gd(Rb)	0,64(3,42)						0,22(3,5)	0,3(8,8)	0,36(2,8)			0,93(4,93)	
Tb(Nb)	0,093(0,588)						0,034(0,29)	0,027(0,32)	0,054(0,34)			0,156(0,69)	
Dy(Zr)	0,75(9,4)						0,2(3,1)	0,27(2,5)	0,45(5,8)			1,09(11,4)	
Ho(Y)	0,15(4,51)						0,049(1,30)	0,059(1,40)	0,09(2,3)			0,237(5,12)	
Er(Hf)	0,43(0,294)						0,15(0,11)	0,16(0,093)	0,29(0,17)			0,76(0,333)	
Tm(Ta)	0,081(0,024)						0,025	0,031(0,021)	0,039(0,003)			0,09(0,033)	
Yb(Th)	0,46(0,120)						0,18(0,047)	0,20(1,0)	0,27(0,070)			0,78(0,168)	
Lu(U)	0,081(0,045)						0,031(0,032)	0,024(0,035)	0,038(0,038)			0,096(0,072)	
La/Yb _N	1,43						1,39	2,36	1,48			0,97	
Ew/Eu	1,11						1,64	1,28	1,39			0,79	

	0738/2	3967/1	3968/5	0738/3	3967/4	3968	3968/1	0703	0738	0738/5	0738/6	60025	76535
1	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
<u>SiO₂</u>	44,32	47,15	48,52	44,59	47,45	48,98	45,82	47,19	44,28	44,15	41,07	44,30	42,90
<u>TiO₂</u>	0,26	0,27	0,29	0,27	0,09	0,45	0,21	0,25	0,28	0,08	0,04	0,02	0,05
<u>Al₂O₃</u>	18,53	15,99	11,10	16,56	19,99	17,18	19,07	20,08	19,38	33,21	29,40	35,20	20,7
<u>Fe₂O₃</u>	1,52	1,22	1,30	1,50	1,03	2,18	1,24	1,15	1,48	0,27	0,62		
<u>FeO</u>	5,49	4,39	4,68	5,40	3,69	7,87	4,46	4,14	5,35	0,98	2,24	0,50	5,00
<u>MnO</u>	0,11	0,10	0,08	0,11	0,09	0,12	0,07	0,79	0,11	0,02	0,03	0,02	0,07
<u>MgO</u>	15,37	12,67	14,23	14,50	8,16	8,08	11,08	9,65	14,04	1,75	5,29	0,20	19,10
<u>CaO</u>	11,70	14,94	16,44	12,34	15,73	11,10	14,65	15,11	12,37	15,86	16,95	19,20	11,40
<u>Na₂O</u>	0,80	0,92	0,91	1,09	1,75	2,65	1,24	1,08	0,80	0,67	0,55	0,50	0,20
<u>K₂O</u>	0,18	0,19	0,08	0,25	0,01	0,27	0,34	0,19	0,18	1,29	0,49	0,03	0,03
<u>P₂O₅</u>	0,06	0,06	0,06	0,08	0,05	0,07	0,06	0,04	0,08	0,25	0,29	0,01	0,03
<u>CO₂</u>	Не обнаружено	1,04	Не обнаружено	1,05	1,09	1,09	0,22	Не обнаружено	0,47				
<u>H₂O</u>	1,15	0,86	0,44	2,16	0,10	0,23	0,18	0,18	1,06	1,11	2,49		
<u>ЛПП</u>	0,21	0,96	0,09	0,18	1,14	0,24	0,12	0,08	0,29	0,43	0,20		
<u>Сумма</u>	99,7	99,72	99,26	99,03	99,28	100,47	99,63	100,15	99,7	100,07	100,13	99,97	99,48
<u>La(Cr)</u>							0,75	0,81(420)	4(180)	0,28	1,51		
<u>Ce(Ni)</u>							2,3(463)	2,4(434)	6,5(125)	0,65(300)	3,81(4400)		
<u>Pr(V)</u>							0,28(111)	0,28(66)	0,4(10,2)				
<u>Nd(Co)</u>							1,35(41)	1,46(54)	1,06(8,7)	0,42	2,3		
<u>Sm(Sr)</u>							0,52(124)	0,48(180)	0,35(481)	0,072	0,61(114)		
<u>Eu(Ba)</u>							0,25(15,2)	0,23(19,2)	0,21(107)	1,04	0,73(32,7)		
<u>Gd(Rb)</u>							0,57(3,9)	0,5(4,6)	0,26(90)	H(0,1,0)	0,73		
<u>Tb(Nb)</u>							0,11(0,49)	0,092(0,58)	0,04(0,43)				
<u>Dy(Zr)</u>							0,77(7,3)	0,67(8,2)	0,16(2,3)	0,19	0,6(24)		
<u>Ho(Y)</u>							0,17(4,1)	0,15(3,2)	0,04(0,87)				
<u>Er(Hf)</u>							0,45(0,16)	0,36(0,31)	0,12(0,17)	0,05(0,02)	0,53(0,52)		
<u>Tm(Ta)</u>							0,067	0,06(0,040)	0,03(0,036)				
<u>Yb(Th)</u>							0,46(0,13)	0,43(0,100)	0,16(0,14)	0,048	0,56(0,16)		
<u>Lu(U)</u>							0,065(0,068)	0,061(0,080)	0,03(0,14)	0,006	0,079(0,056)		
<u>La/Yb^N</u>							1,10	1,28	16,9	3,95	1,82		
<u>Eu/Eu</u>							1,39	1,43	1,87	17,1	3,34		

Примечание. Кристаллические сланцы: 2—11 — аналоги шпинелевых троктолитов, 12—15 — троктолиты, 16—18 — оливиновых габбро низко- и умереннонземистых, 19—23 — оливиновых габбро высоконземистых, 24 — альбититы (АНГ — анортозит-норит-троктолитовый комплекс) [1]; 26 — анортозит, 27 — троктолит; оксиды определены в ИГ АБМ СО РАН (г. Якутск) химическим методом аналитиками Л. Г. Галенчиковой и Д. А. Кулагиной, элементы-примеси — методом LA ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

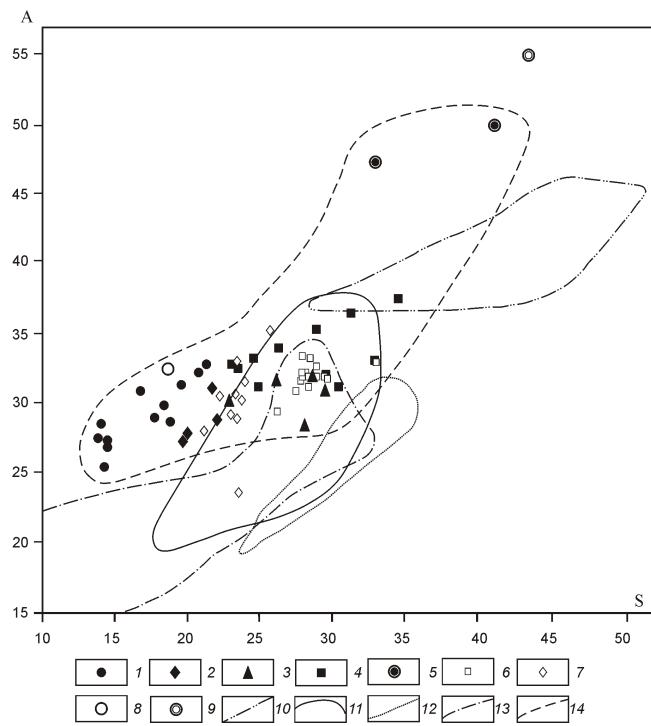


Рис. 3. Распределение анализов метаморфизованных пород керакского комплекса на диаграмме A—S($\text{A Al}_2\text{O}_3 \text{ CaO} \text{ Na}_2\text{O} \text{ K}_2\text{O}$; S SiO_2 —($\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ FeO} \text{ MgO} \text{ MnO} \text{ TiO}_2$):

породы керакского комплекса: 1 — шпинелевые троктолиты, 2 — троктолиты, 3 — оливиновые габбро низко- и умеренно-глиноземистые, 4 — оливиновые габбро высокоглиноземистые, 5 — аортозиты и троктолит-аортозиты; предполагаемые аналоги керакского комплекса: 6 — кристаллические сланцы (оловиновые габбро) Южно-Нимнырского месторождения флогопита, 7 — шпинельсодержащие «габбро-нориты» (троктолиты) Селигдарского месторождения апатита [30]; лунные породы [1]: 8 — троктолит, 9 — аортозит; поля составов по работе [12]: 10 — аортозитов, 11 — габбро, 12 — норитов, 13 — пироксенитов, 14 — поле пород керакского комплекса

оловиновых габбро, занимающих около 1/3 комплекса, в принятой классификации оказалось в поле габбро. Такая картина, очевидно, связана в основном с необычно высокими Al_2O_3 , CaO (ось A), низким SiO_2 и высоким MgO (ось S) в кристаллических сланцах, оказавшихся за пределами полей широко распространенных основных плутонических пород. Точки анализов аортозита и троктолит-аортозита оказались значительно выше поля обычных аортозитов из-за очень высоких содержаний Al_2O_3 и CaO (аортита). Распределение анализов пород в целом позволяет говорить о проявлении в комплексе аортозит-троктолитового тренда дифференциации.

Особенности химического состава пород выражаются также в концентрациях элементов-примесей. Характерны высокие содержания Cr и Ni с уменьше-

нием в принятом ряду пород. Практически все породы бедны Ba , Rb , Zr , Y , Nb , Ta , U , Th , РЗЭ. Аортозит выделяется высокой концентрацией стронция. Повышенные содержания Ba и Rb , легких РЗЭ в аортозите, по-видимому, связаны также, как и содержание K_2O , с наложенной мусковитизацией.

Распределение редкоземельных элементов во всех породах характеризуется слабой дифференцированностью (некоторой обогащенностью легкими РЗЭ) при положительных Eu-аномалиях (рис. 4). Единственная пробы аналога троктолита со сравнительно низким содержанием Al_2O_3 (3968/4) обнаруживает практически недифференцированное распределение РЗЭ и слабую отрицательную Eu-аномалию. По концентрациям и характеру распределения РЗЭ в породах, керакский комплекс в целом сопоставим с другими троктолитсодержащими комплексами Земли и Луны [1, 17].

Распространенность керакского комплекса, скорее всего, не ограничивается изученным участком. Метабазиты с весьма сходными химическим и минеральным составами описаны А.Р.Энтиным и О.А.Тяном [30] по данным бурения на Селигдарском апатитовом месторождении. Эти породы названы гранобластовыми дорудными шпинельсодержащими «габбро-норитами» и встречаются в виде реликтов в метасоматитах. Главные минералы по химическим анализам соответствуют бронзиту, моноклинному пироксену, аортиту (An_{90-99}). Химические составы «габбро-норитов» практически идентичны аналогам троктолитов керакского комплекса (см. рис. 3). В керне отмечены также аортозиты, габбро-аортозиты, серпентиниты и габбро-диабазы, соотношения которых с «габбро-норитами» не выяснены. В банке данных имеются анализы химического состава пород тела, ранее отнесенного также к федоровской толще, в районе Южно-Нимнырского месторождения флогопита (руч.Хаир, левый приток р.Мал.Нимныр). На рис. 3 видна близость химического состава этих двупироксен-амфиболовых кристаллосланцев составам керакских кристаллических сланцев — оливиновых габбро. Единичные анализы кристаллических сланцев, близкие керакским, встречаются и на других участках Нимнырского блока.

Обсуждение и выводы. Керакский комплекс необычен как по химическому составу пород, так и по составам минералов и их ассоциациям. Из всех видов пород наибольший интерес представляют шпинель-оловин-пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы, предполагаемые аналоги шпинелевых троктолитов, распространенных, как считается, только на Луне и не известных на Земле [18]. Темноцветные минералы с такой высокой магнезиальностью, а также равновесие шпинель—оловин—плагиоклаз, характерные для пород керакского комплекса отсутствуют в породах Джугджуро-Станового аортозитового пояса [1, 16, 18], а также в аортозитсодержа-

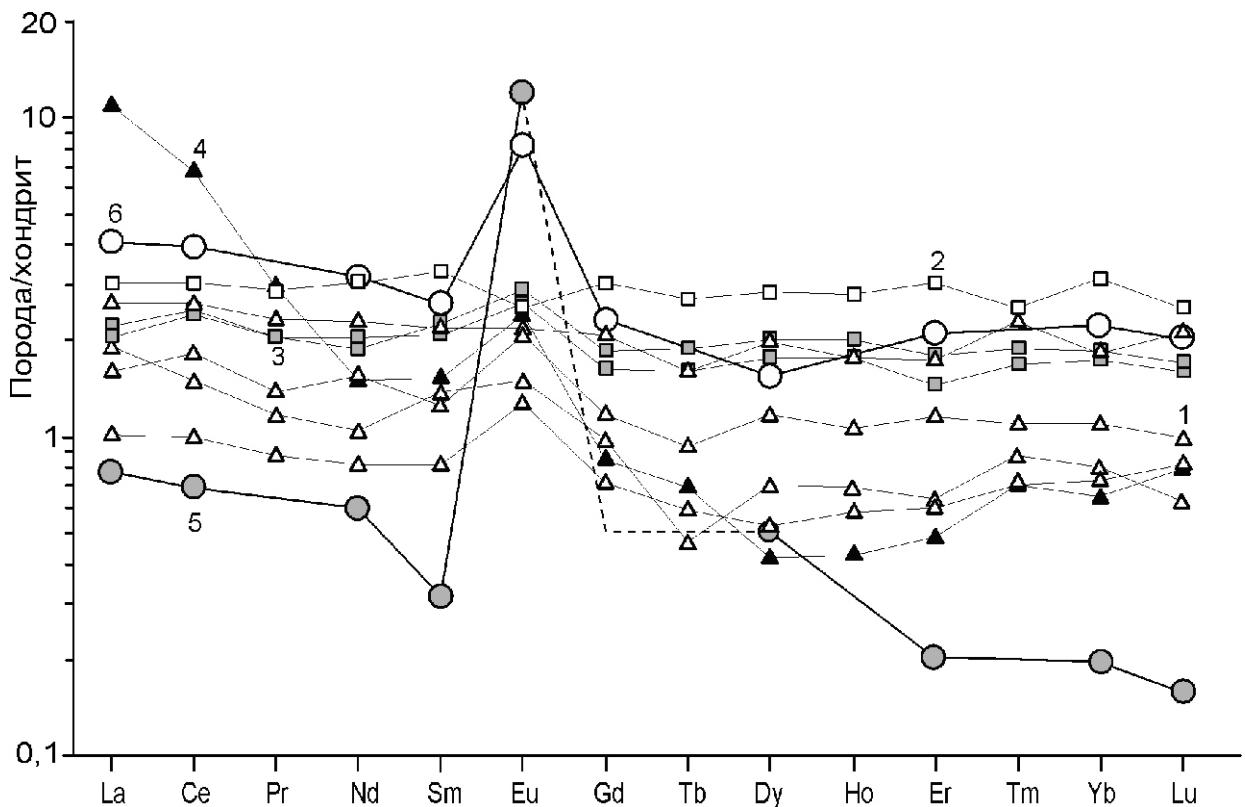


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в породах керакского комплекса:

1 — шпинелевые троктолиты (26); 2 — троктолиты (13); 3 — оливиновые габбро высокоглиноземистые (22, 23); 4 — аортозиты (24); 5 — аортозиты (26) и 6 — троктолиты Луны (27); цифры в скобках — номера граф в табл. 2

ших метаморфизованных комплексах, встречающихся на собственно Алданском щите [2, 4].

В сборнике анализов минералов метаморфических пород Алданского щита, включающем минералы широкораспространенных метабазитов, ассоциация оливин—шпинель—плагиоклаз не упоминается [10]. Однако известна находка оливина в долине р.Алдан на участке устьев руч.Сумнагин и Емелляли, существующего с плагиоклазом [27]. Метаморфизованный «габбро-норит» — редкая разновидность чарно-китовой серии, содержит еще ромбический и моноклинный пироксены, ильменит и магнетит. Западнее этого участка на левом берегу р.Алдан в 8—9 км ниже устья р.Тимптон авторы детально опробовали 0,4 км тела амфибол-двутироксеновых кристаллосланцев, по химизму отвечающих оливиновым габбро и феррогаббро. В теле четко обособляется наиболее меланократовый краевой выход шириной 10—15 м, в сложении которого участвуют два пироксена, роговая обманка, плагиоклаз, шпинель (до 5—7%) и оливин (0—2%).

Сосуществующие шпинель (хромшпинель)—оливин—плагиоклаз и оливин—плагиоклаз описаны в троктолитах неопротерозойских расслоенных массивов (Лукиндинский, Йоко-Довыренский и др.) Байкало-Становой складчатой зоны [26, 29]. Основным отличием химического состава этих троктолитов от ке-

ракских, предполагаемых шпинелевых троктолитов, является повышенные содержания Na_2O , обусловившие более кислый состав плагиоклазов (битовники).

Еще одна особенность некоторых пород керакского комплекса — исключительно высокая основность плагиоклаза до An_{98} . Такие аортиты были обнаружены при изучении метаморфизованного аортозит-эклогит-габбрового комплекса Ситтампунди в Индии [31], известны в расслоенном массиве Фискенассет в Гренландии [18], встречаются также в некоторых базитах офиолитовых комплексов складчатых областей и только на Луне широко распространены [1, 18].

Породы керакского комплекса столь разнообразного состава могли сформироваться в результате расслоения при кристаллизации весьма редкого на Земле высокоглиноземистого, высокомагнезиального и недосыщенного SiO_2 расплава с низкой щелочностью. При этом образовывались шпинелевые троктолиты, собственно троктолиты, оливиновые габбро и аортозиты, сложенные разными количественными соотношениями оливина, пироксена и плагиоклаза. При гранулитовом метаморфизме в апотротолитах в перекристаллизованном виде сохранились шпинель и оливин, количество которых, особенно, оливина, сильно сократилось вплоть до исчезновения. В других породах оливин полностью исчез. Это легко вы-

является сравнениями модальных минеральных составов кристаллосланцев с их нормативными составами. Главными породообразующими темноцветными минералами при метаморфизме стали пироксены и роговая обманка, кристаллизация которой вызвала сокращение количества плагиоклаза. Основность плагиоклаза, вероятно, существенно не изменилась.

В заключение, следует отметить, что дальнейшие исследования должны быть сосредоточены на изучении геологических и структурных соотношений керакского комплекса с окружающими метаморфитами, его тектонического положения в структуре щита и определении изотопного возраста пород, а также более детально на петрологических вопросах, без чего не представляется возможным определение геодинамической природы этого уникального по составу комплекса.

Работа выполнена в рамках проектов РФФИ (№ 09-05-98528-р_восток) и ОНЗ-9.3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анортозиты Земли и Луны // Труды ГИН АН СССР. Вып. 375. —М.: Наука, 1984.
2. Березкин В.И., Смелов А.П. Малоизвестные анортозиты Алданского щита // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 3. С. 101—112.
3. Березкин В.И., Смелов А.П. Метавулканиты федоровской свиты докембия Алдано-Станового щита: наложенные изменения химического состава, первичная сериальность и геодинамическая природа // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. —Екатеринбург, 2003. С.606—610.
4. Березкин В.И., Смелов А.П., Кицул В.И. Новая находка анортозитов на Алданском щите // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. №3. С. 104—107.
5. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. —М.: Недра, 1987.
6. Великославинский С.Д. Метабазиты высокометаморфизованных комплексов раннего докембия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация: Автореф. дис....д-ра геол.-минер. наук. —С-Пб, 1998.
7. Другова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д. и др. Геология докембия Алданского горнопромышленного района // Тр. лаборатории геологии докембия. Вып. 8. —М., 1959. С. 5—331.
8. Дук В.Л., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии / Под ред. Н.Л.Добрецова. —М.: Наука, 1986.
9. Дук В.Л., Гусакова И.Н., Павлов С.Н. и др. Геология и петрология унгринского габбро-плагиогранитного комплекса // Ранний докембрый Алданского массива и его складчатого обрамления. —Л.: Наука, 1985. С. 20—34.
10. Кицул В.И., Березкин В.И., Дамаскина Г.Д., Шкодзинский В.С. Таблицы химических составов и кристаллических формул минералов из метаморфических пород и гранитоидов Алданского щита. —Якутск, 1983.
11. Кицул В.И., Лазебник К.А. Геология и петрография докембийских кристаллических пород Алдана // Геология и петрология докембия Алданского щита. —М.: Наука, 1966. С. 135—158.
12. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А.Богатикова, Н.П.Михайлова, В.И.Гоньшаковой. —М.: Недра, 1981.
13. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита // Автореф. дис....д-ра геол.-минер. наук. —С-Пб, 2003.
14. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. Геология и генезис докембийских золотоносных метабазитов центральной части Алдано-Станового щита (на примере месторождения им.П.Пинигина) / Под ред. М.П.Мазурова. —Якутск: ООО «РИЦ Офсет», 2010.
15. Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского массива. —Львов, 1956.
16. Леников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. —М.: Наука, 1968.
17. Леснов Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1.: Главные типы пород. Породообразующие минералы. —Новосибирск: Акад. изд-во «Гео», 2007.
18. Магматические горные породы / Под ред. О.А.Богатикова. —М.: Наука, 1985.
19. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембия. —Апатиты, 1970.
20. Реутов Л.М. Докембий центрального Алдана. —Новосибирск: Наука, 1981.
21. Смелов А.П., Березкин В.И. Главные периоды кульминационного метаморфизма на Алданском щите // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 37—39.
22. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизионных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 153—165.
23. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: Наука / Интерпериодика, 2001. С. 81—104.
24. Смелов А.П., Кравченко А.А., Березкин В.И., Добрецов В.Н. Геология и геохимия докембийских базит-ультрабазитовых комплексов центральной части Алданского щита и нижнекоровых ксенолитов // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 53—61.
25. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. —М.: Мир, 1988.
26. Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. —Новосибирск: Параллель, 2008.
27. Ушакова З.Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита // Труды лаборатории геологии докембия. 1953. Вып. 2. С. 213—227.
28. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. —М.: Госгеолиздат, 1956.
29. Щека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. —М.: Наука, 1969.
30. Энтин А.Р., Тян О.А. Докарбонатитовый этап формирования апатитовых месторождений Селигдарского типа (Алдан). Препринт. —Якутск, 1984.
31. Subramaniam A.P. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras state, India // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 87. Pp. 317—390.

Геохимия траппов восточной части Тунгусской синеклизы

А.Г.КОПЫЛОВА, М.Д.ТОМШИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Приведены результаты геохимических исследований траппов восточной части Тунгусской синеклизы. Среди них выделены по особенностям вещественного состава три петрохимических типа: 1) соответствующий «среднему траппу»; 2) низкотитанистый (1% TiO_2), содержащий минимальные количества высокоза-рядных и редкоземельных элементов; 3) обогащенный TiO_2 и $FeO_{\text{сум}}$, с высокими концентрациями несовме-стимых элементов. Сравнительный анализ геохимической информации по траппам других районов Сибир-ской платформы показал, что, выделенные петрохимические типы широко распространены.

Ключевые слова: Тунгусская синеклиза, траппы, петрохимические типы, микроэлементный состав.

Копылова Альбина Георгиевна, kopylova@diamond.ysn.ru

Томшин Михаил Дмитриевич, mdt@diamond.ysn.ru

Geochemistry of traps of the eastern Tunguska syneclyse

A.G.KOPYLOVA, M.D.TOMSHIN

The paper presents the results of geochemical studies of the intrusive traps of the eastern Tunguska syneclyse. Compositionally, three petrochemical groups are recognized: 1) «basic traps»; 2) low-Ti traps (1% TiO_2) with minimal HFSE and REE contents, and 3) traps enriched in TiO_2 and FeO_{total} , elevated concentrations of incompatible elements. Comparative analysis of geochemical data on traps of other regions of Siberian Platform showed that singled out petrochemical types are widely spread.

Key words: Tunguska syneclyse, traps, petrochemical groups, trace element composition.

В результате комплексного исследования траппов восточного борта Тунгусской синеклизы было уста-новлено, что по петрохимическим и петрофизичес-ким характеристикам они разделяются на три типа, со-ответствующие трем фазам внедрения базитового расплава [9]. Цель статьи — дать геохимическую ха-рактеристику выделенных петрохимических пород-ных групп, провести первое сравнение геохимичес-ких особенностей интрузивных траппов из разных ча-стей Сибирской платформы. Имеющейся к настоя-щему времени геохимической информации по интру-зивным траппам восточной периферии Тунгусской синеклизы, наиболее полно приведенной в работе Б.В.Олейникова [7], недостаточно. Вопросы типиза-ции траппов на современном уровне требуют привле-чения более широкого спектра элементов. Такие дан-ные уже опубликованы для интрузивных траппов за-падной и южной частей Сибирской платформы [1, 4 и др.], а в настоящей статье приведена наиболее полная инфо-рмация по распределению редких и редкозе-мельных элементов в интрузивных трапах восточ-ной периферии Тунгусской синеклизы.

Определение петрогенных элементов проводилось классическим методом (лаборатория физико-хими-ческих методов анализа ИГАБМ СО РАН; аналитик Д.А.Кулагина), редких элементов — методом масс-спектрометрии с индуктивно связанный плаз-мой (ICP-MS) на приборе Elan 6100 DRC в стандар-тном режиме (ИМГРЭ; аналитик Д.З.Журавлев).

Геохимические исследования были проведены для траппов, локализованных в пределах Ахтарандинской и Алакит-Котуйканской магмоподводящих зон, при-уроченных к одноименным глубинным разломам [5]. Ахтарандинская зона контролировала поступление в пермтриасовое время огромных масс толеитовых рас-плавов и формирование крупных (до 500 м) дифферен-цированных интрузивов [7, 8]. Чтобы исключить влия-ние процессов дифференциации на появление различ-ных петрохимических типов, были изучены удаленные от тектонически активных зон слабодифференциро-ванные трапповые силлы, расположенные в долинах р.Вилюй и ее притоков от р.Средний Вилюйкан до р.Улахан-Вава, также в долине р.Моркока. Петрохими-ческая и изотопно-геохимическая характеристика дан-ных траппов опубликованы ранее [10, 11]. Алакит-Ко-туйканский глубинный разлом определяет границу между Тунгусской синеклизой и Анабарской антекли-зой [5]. К этой зоне приурочена серия интрузивов, рас-полагающихся в долине верхнего течения р.Оленёк, ее притока р.Верхняя Томба и бассейне р.Алакит [3].

Среди изученных магматитов преобладают интру-зивные тела первого петрохимического типа, которые составляют не менее 70% от общего объема внедрив-шихся в пермо-триасовое время базитов, как правило, занимающих наиболее высокое гипсометрическое по-ложение, бронируя водораздельные площади, или фор-мируя многоярусные интрузии во вмещающих осадоч-ных палеозойских отложениях. Именно они имеют на-

Представительные анализы траппов восточной части Тунгусской синеклизы по петрохимическим типам

Компоненты	Первый										Mp-61-40		
	Ол-123-8	Ол-131-3	Ол-131-13	Ол-131-9	Ол-137-3	Ол-137-7	Да-101-5	Да-101-12	Да-102-8	ОБ-615-10	Мр-65-5	УВ-8-3	УВ-1-3
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48,02	46,98	47,68	48,29	48,88	48,14	47,80	46,84	46,78	48,88	49,61	49,29	49,64
TiO ₂	1,6	1,62	1,95	1,94	1,5	1,28	1,76	1,4	1,58	1,43	1,91	1,57	1,46
Al ₂ O ₃	15,23	14,63	15,16	15,03	15,21	15,99	14,72	15,6	15,9	15,72	14,89	15,48	15,58
Fe ₂ O ₃	3,53	3,62	3,85	5,27	3,01	2,98	4,28	3,89	3,82	4,86	3,62	3,52	5,35
FeO	10,22	10,61	10,16	9,23	10	9,88	9,04	8,83	8,86	7,71	9,71	9,59	6,9
MnO	0,22	0,21	0,2	0,23	0,21	0,23	0,19	0,17	0,17	0,16	0,2	0,25	0,22
MgO	7,38	8,88	6,25	4,71	7,56	7,03	7,46	9,04	7,98	7,34	4,7	6,54	6,50
CaO	10,56	9,72	10,16	10,21	9,87	10,51	10,84	10,46	10,6	10,16	10,84	10,39	10,93
Na ₂ O	2,32	2,36	2,61	2,55	2,26	2,21	2,54	2,39	2,39	2,3	2,55	2,52	2,32
K ₂ O	0,71	0,46	0,54	0,67	0,4	0,6	0,48	0,46	0,44	0,44	0,59	0,49	0,57
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,2	0,45	0,16	0,16	0,23	0,17	0,18	0,16	0,22	0,14	0,14
H ₂ O	0,47	0,65	0,87	0,98	0,68	0,9	1,00	0,54	0,84	0,31	1,05	1,01	1,43
Сумма	0,05	99,99	99,68	99,77	99,81	99,97	100,39	99,87	99,61	99,51	100	100,79	99,21
Mg	54	57	49	41	55	54	55	61	58	56	43	52	45
Cs	0,44	0,36	0,45	0,52	0,36	0,81	0,33	0,24	0,21	0,32	0,163	0,32	0,34
Rb	14,16	12,89	14,73	16,31	10,48	17,26	13,38	12,8	10,74	11,8	11,11	13,81	12,27
Ba	174	185	215	267	128	143	200	135	153	124	170	148	144
Th	1,41	0,56	0,61	1,56	1,25	0,54	1,47	0,60	1,21	1,42	1,33	1,19	1,35
U	0,41	0,47	0,56	0,71	0,68	0,68	0,6	0,39	0,6	0,48	0,50	0,44	0,54
Nb	6,26	6,14	7,33	7,3	5,46	5,61	7,45	5,89	5,64	5,81	5,30	4,45	5,75
Ta	0,53	0,42	0,51	0,46	0,37	0,41	0,50	0,50	0,42	0,52	0,37	0,31	0,33
Sr	253	255	245	266	181	216	238	231	212	185	298	285	288
Zr	130	111	150	183	112	115	158	126	124	115	132	109	111
Hf	3,46	2,54	3,6	4,42	3,02	2,48	4,04	2,78	3,21	2,82	3,17	2,79	2,84
Y	33,12	31,44	38,42	37,53	29,39	24,88	41,61	31,45	29,44	30,51	31,47	25,92	26,8

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Pb	2,33	2,21	3,62	3,66	3,88	3,36	3,5	1,7	3,91	1,98	5,97	5,83	9,5	2,24	
La	9,25	12,16	13,5	11,99	8,84	10,11	12,12	10,69	10,15	8,42	9,80	8,41	8,96	8,89	
Ce	22,13	25,79	27,41	24,54	18,15	20,58	25,14	22,19	21,08	20,34	23,90	20,11	21,14	20,7	
Pr	2,92	3,3	3,77	3,3	2,35	2,66	3,45	3,37	2,66	2,63	3,33	2,82	2,92	2,55	
Nd	14,9	14,57	16,51	17,99	13,65	11,28	19,39	14,19	15,57	13,12	15,73	13,34	13,38	13,76	
Sm	4,49	4,36	4,68	4,64	3,42	3,12	4,99	3,97	3,75	3,80	4,48	3,83	3,77	4,04	
Eu	1,53	1,23	1,38	1,42	1,15	1	1,53	1,05	1,26	1,33	1,46	1,22	1,24	1,44	
Gd	5,19	4,63	5,18	4,92	3,69	3,19	5,12	4,13	4,19	4,74	5,40	4,60	4,53	4,71	
Tb	0,9	0,83	1,09	0,86	0,66	0,64	0,88	0,8	0,7	0,72	0,91	0,78	0,77	0,75	
Dy	5,25	5,18	5,89	6,34	4,96	3,97	6,54	4,66	5,24	4,55	5,94	4,94	5,04	4,82	
Ho	1,13	1	1,2	1,22	1,03	0,78	1,35	0,88	1,08	1,01	1,24	1,06	1,07	1,04	
Er	3,08	2,82	3,09	3,21	2,8	2,12	3,23	2,53	2,65	2,94	3,43	3,01	3,09	3,06	
Tm	0,53	0,44	0,56	0,58	0,60	0,37	0,59	0,37	0,42	0,46	0,50	0,43	0,44	0,49	
Yb	3,14	2,39	3,16	3,39	2,65	2	3,56	2,42	2,93	2,73	3,19	2,73	2,82	3,08	
Lu	0,44	0,31	0,44	0,51	0,44	0,29	0,57	0,31	0,47	0,39	0,48	0,41	0,43	0,41	
Sc	37,4	45,3	55,9	33,3	34,7	45,7	40,9	50,61	32,55	35,28	62,19	32,17	56,49	35,75	
V	322	274	359	273	265	260	334	303	280	286	369	285	313	289	
Cr	164	240	124	55	162	160	207	250	222	165	171	129	80	117	
Co	54,79	62,36	50,58	37,1	45,41	53,47	57,87	65,23	52,18	52,94	40,08	47,42	39,68	53,04	
Ni	139	204	105	48	136	135	174	216	188	108,0	40,9	97,6	52,7	113	
Cu	227	224	237	232	146	151	234	179	177	172	179	160	138	177	
Zn	131	108	113	96	82	186	106	109	88	101	109	112	107	107	
(La/Yb) _n	2,11	3,65	3,06	2,54	2,39	3,63	2,44	3,17	2,48	2,21	2,20	2,21	2,28	2,07	
(La/Sm) _n	1,33	1,80	1,86	1,67	1,67	2,09	1,57	1,74	1,75	1,43	1,41	1,42	1,53	1,42	
(Gd/Yb) _n	1,30	1,58	1,57	1,15	1,13	1,45	1,12	1,50	1,09	1,20	1,30	1,30	1,24	1,11	
Eu/Eu	0,99	0,84	0,80	0,92	0,99	0,92	0,94	0,76	1,01	1,04	0,94	0,92	0,95	1,07	
Nb/Nb	0,63	0,85	0,92	0,61	0,60	0,83	0,64	0,84	0,58	0,61	0,53	0,51	0,60	0,58	
(Nb/La) _{pm}	0,65	0,49	0,52	0,59	0,59	0,53	0,59	0,53	0,54	0,66	0,52	0,51	0,62	0,64	
(Nb/Tb) _{pm}	0,53	0,52	0,60	0,56	0,52	0,48	0,61	0,44	0,56	0,49	0,48	0,45	0,51	0,46	

	1	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
	Второй												Третий		
	Ол-109,9	Ол-112,5	Ол-113,3	Ол-132,5	Ол-132,2	Mp-67,3	YB-18,9	YB-18,5	YB-13,14	YB-17,1	ОБ-602-1	ОБ-602-3	Mp-61-38		
SiO ₂	47,92	47,90	48,09	48,49	49,06	48,94	50,85	49,56	51,41	49,26	45,93	48,85		47,88	
TiO ₂	0,73	0,83	1,03	1,00	1,11	1,12	0,98	2,76	2,16	2,35	4,2	2,52		2,15	
Al ₂ O ₃	15,25	16,91	16,07	14,77	14,02	15,02	14,57	11,91	13,15	13,8	11,73	11,84		14,23	
Fe ₂ O ₃	2,42	3,16	5,37	4,96	3,08	2,86	3,71	4,1	8,26	6,46	5,90	4,19		3,69	
FeO	7,87	6,74	6,66	6,69	8,42	8,83	6,47	14,58	6,55	9,34	12,73	11,12		10,89	
MnO	0,15	0,15	0,18	0,17	0,18	0,17	0,22	0,3	0,28	0,25	0,3	0,27		0,21	
MgO	9,44	7,79	8,73	9,46	8,28	8,11	6,68	4,36	4,14	3,93	4,66	5,73		5,84	
CaO	12,84	11,99	10,8	11,42	12,34	11,58	12,34	6,91	7,87	9,75	9,52	10,8		10,66	
Na ₂ O	1,85	2,97	2,06	1,84	1,91	1,73	2,3	2,74	2,68	2,4	2,44	2,4		2,65	
K ₂ O	0,35	1,00	0,68	0,34	0,37	0,33	0,51	1,15	1,7	1,56	0,60	0,56		0,57	
P ₂ O ₅	0,08	0,12	0,08	0,11	0,12	0,12	0,11	0,77	1,3	0,22	0,25	0,24		0,18	
H ₂ O	0,41	0,12	0,36	0,32	0,34	0,92	0,61	0,30	0,22	0,62	0,76	0,20		0,89	
Сумма	99,9	99,77	100,25	99,59	99,81	99,78	99,51	100,29	99,99	100,18	99,1	98,82	100,09		
Mg	66	63	61	64	61	60	59	33	38	35	35	44		42	
Cs	0,48	0,42	0,54	0,17	13,8	0,51	0,23	1,12	6,75	0,81	0,37	0,31		0,34	
Rb	6,54	12,71	9,37	9,68	0,99	10,47	9,9	28,03	49,4	30,38	14,52	14,14		12,93	
Ba	85,12	129,4	123,8	102,6	133	121	145	269	396	285	202	220		182,1	
Th	0,71	1,19	1,03	1,01	1,21	1,1	0,88	2,65	4,23	2,00	2,02	1,90		1,82	
U	0,23	0,4	0,34	0,28	0,56	0,45	0,34	1	1,29	0,7	0,62	0,56		0,53	
Nb	2,66	4,95	4,2	3,81	4,48	3,7	2,98	9,37	10,99	7,52	8,13	7,65		7,58	
Ta	0,25	0,42	0,36	0,35	0,37	0,24	0,22	0,65	0,75	0,54	0,4	0,4		0,71	
Sr	264	258	262	157	222	289	281	269	322	340	190	214		205,6	
Zr	47,49	67,37	61,26	75,47	88,41	81,41	67,66	202,0	210,4	161,6	179,3	173,1	172,6		
Hf	1,16	1,59	1,77	1,69	2,26	2	1,82	5,26	5,19	4,12	4,62	4,45		4,2	
Y	15,54	20,86	20,22	20,21	22,37	20,26	19,13	45,89	39,55	35,57	48,26	46,9		41,4	
Pb	1,88	1,9	2,87	1,21	3,84	4,62	7,76	6,64	5,9	6,03	2,9	2,58		4	
La	4,44	6,32	6,27	7,67	8,1	6,97	5,48	16,62	24,44	13,01	12,23	12,5		11,64	
Ce	9,93	14,11	14,27	15,71	15,32	16,08	12,98	38,78	52,38	30,56	29,89	29,64		28,01	

	1	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Pr	1,28	1,91		1,79	1,96	2,11	2,14	1,8	5,21	6,57	4,16	4,12	3,95	3,76
Nd	6,38	9,51		9,14	8,44	10,97	9,63	8,56	24,06	27,42	19,16	20,89	20,1	18,93
Sm	1,85	2,76		2,52	2,55	2,78	2,69	2,6	6,71	6,27	5,29	6,36	6,01	5,44
Eu	0,79	1,02		1,04	0,77	1,06	0,96	1,04	1,98	1,62	1,83	2,05	1,9	1,67
Gd	2,27	3,09		2,9	2,59	3,05	3,24	3,19	7,74	6,34	6,17	6,89	7,35	6,17
Tb	0,37	0,55		0,53	0,53	0,5	0,56	0,54	1,34	1,05	1,05	1,1	1,22	0,98
Dy	2,54	3,13		2,91	3,20	3,86	3,68	3,67	8,66	6,72	6,75	7,37	6,92	6,17
Ho	0,49	0,71		0,68	0,62	0,81	0,8	0,79	1,86	1,41	1,45	1,62	1,54	1,38
Er	1,45	2,03		1,94	1,89	2,21	2,26	2,24	5,36	4,02	4,10	4,67	4,67	3,98
Tm	0,23	0,33		0,31	0,28	0,34	0,34	0,34	0,80	0,59	0,60	0,74	0,71	0,62
Yb	1,54	1,92		1,98	1,65	2,16	2,09	2,09	4,96	3,63	3,76	4,51	4,30	3,7
Lu	0,22	0,30		0,28	0,25	0,35	0,32	0,31	0,77	0,57	0,56	0,64	0,64	0,54
Sc	37,91	35,64		32,68	53,38	39,65	58,70	57,64	28,11	53,20	33,65	55,81	59,16	37,65
V	238	226		232	270	271	304	332	367,1	331,1	347,5	471,9	352,2	319,8
Cr	280	226		212	223	255	197	140	20,64	21,28	95,61	113,8	29,5	51,1
Co	55,05	47,89		58,15	56,22	51,61	51,02	34,65	39,76	41,86	42,81	56,41	47,57	52,99
Ni	154	104		161	180	155	137	26,34	79,89	11,94	24,58	16,5	15,82	101,4
Cu	76,45	84,16		123	102	119	102	84,56	309,9	114,8	192,8	341,5	280,5	259,4
Zn	73,84	70,03		104	76,65	79,45	87,08	96,26	179,3	276,4	186,5	178,0	139,8	134,9
(La/Yb) _n	2,07	2,36		2,27	3,33	2,69	2,39	1,88	2,40	4,83	2,48	1,95	2,09	2,26
(La/Sm) _n	1,55	1,48		1,61	1,94	1,88	1,67	1,36	1,60	2,52	1,59	1,24	1,34	1,38
(Gd/Yb) _n	1,09	1,30		1,22	1,46	1,05	1,22	1,17	1,23	1,31	1,27	1,11	1,29	1,20
Eu/Eu	1,24	1,07		1,17	0,86	1,16	1,02	1,14	0,86	0,81	1,01	1,00	0,91	0,93
Nb/Nb	0,54	0,65		0,60	0,47	0,52	0,48	0,49	0,51	0,39	0,53	0,59	0,57	0,59
(Nb/La) _{nm}	0,58	0,75		0,65	0,48	0,53	0,51	0,52	0,54	0,43	0,55	0,32	0,29	0,63
(Nb/Tb) _m	0,45	0,50		0,49	0,41	0,44	0,40	0,41	0,42	0,31	0,45	0,24	0,24	0,49

Примечание. Ол-109-9, Ол-112, Ол-113-3, Ол-123-8 — траппты верховьев р.Оленёк; Ол-131-3, Ол-131-9, Ол-132-2, Ол-132-5, Ол-137-3, Ол-137-7 — р.Алакит; ОБ-615-10, ОБ-602-1, ОБ-602-3, Мр-61-38 — ветвь р.Морокки; Мр-65-5, Мр-67-3, Ув-8-3; Ув-1-3, Ув-13-14, Ув-18-5, Ув-17-18 — р.Вилой от р.Нижний Вилойкан до р.Улахан-Бава; Да-101-5, Да-101-12, Да-102-8 — район пос.Айхал; оксиды приведены в %; элементы — в ppm; значения нормализованы: n — по составу хондрита [15], pm — по составу примитивной мантии

ибольшую мощность, которая вблизи магмоподводящих зон достигает 500 м, а затем постепенно уменьшается. Протяженность таких пластовых интрузий может достигать 100 км. Преобладающий тип структуры долеритов — пойкилоофитовый. Интрузивы второго петрохимического типа внедрялись во вторую стадию активизации пермо-триасового тектономагматического цикла. Они представлены в основном монотонными пластовыми залежами, вещества которых несет четкие следы докамерной кристаллизации формирующего их расплава в виде протокристаллов. Преобладающий тип структуры пород офитовый или габбро-официтовый. Немногочисленные интрузивы третьего типа представлены маломощными (до 50 м) силлами. За счет высокой интрудиющей способности магмы располагаются они на различном гипсометрическом уровне. Петрографическая особенность пород интрузивов — трахитоидная текстура. В естественных обнажениях (по рекам Улахан-Вава и Моркока-Мархарата) неоднократно наблюдались случаи пересечения интрузивов разных фаз. Особенно наглядно это видно в стенах карьеров кимберлитовых трубок Айхал и Комсомольская.

По петрохимическому составу все трапы восточной части Тунгусской синеклизы являются производными толеитовой магмы. Вариации содержаний кремнезема и суммы щелочей соответствуют основным породам нормального ряда: SiO_2 46—51%, K_2O Na_2O 4,5% (см. таблицу). В то же время, каждая из выделенных групп отличается как по петrogenенным компонентам, так и по микроэлементному составу. Для долеритов типа 1 характерна умеренная доля TiO_2 (1,2—2,1%), FeO_{tot} (12—13%), индекс магнезиальности Mg изменяется в пределах 42—61. Долериты типа 2 низкотитанистые (TiO_2 0,7—1,2%), маложелезистые (FeO_{tot} 9—11%), с более высоким содержанием SiO_2 , CaO и индексом магнезиальности (Mg 59—66). По химическому и микроэлементному составу резко выделяются габбро-долериты типа 3. В них установлены максимальные содержания TiO_2 (2,05—4,20%), FeO_{tot} (14—18%), а также K, P, Mn и самые низкие Mg, Ca и Al (см. таблицу). Породы этой группы в значительной степени дифференцированы (Mg 33—44).

Следует отметить, что предложенное деление на типы подтверждается данными, полученными для западной части Сибирской платформы [12]. Статистически обработанный массив данных (244 химических анализа) с использованием многомерного кластерного анализа был разделен на два класса: группа обогащенных TiO_2 и FeO_{tot} базитов и группа низкотитанистых базитов, с пониженным содержанием железа. Причем среди первых была выделена немногочисленная группа пород, еще более богатых титаном и железом.

Анализ распределения редких элементов показал, что в более дифференцированных долеритах типа 1

(см. таблицу) интервал содержаний когерентных элементов (ppm): Ni 48—216 и Cr 55—250 более значительный, чем в интрузивах типа 2 Ni 104—180 и Cr 140—280. Самые низкие значения содержаний Ni и Cr и максимальные V, Cu, Zn установлены в габбро-долеритах типа 3. Более отчетливо выделенные группы трappов разделяются по содержанию несовместимых элементов, распределение которых показано на диаграммах (рис. 1, А, Б). Сумма REE 62—88 ppm в долеритах типа 1 выше, чем в породах типа 2 — 33—50 ppm, при этом спектры распределения в обоих типах субпараллельные слабодифференцированные $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 1,9—3,6. Только в отдельных интрузивах типа 1 отмечена слабая отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}_{\text{min}}$ 0,76—0,84), а для долеритов типа 2 более характерна положительная аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}_{\text{max}}$ 1,24), что отражает накопление кумулусного плагиоклаза. Содержание редкоземельных элементов увеличивается в трappах типа 3 (сумма REE 98—150 ppm). Для них свойственен более кругой наклон трендов распределения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ увеличивается до 2,5—4,8), в отдельных случаях фиксируется европиевый минимум. Для всех типов долеритов характерна слабая дифференциация трендов распределения HREE: $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ 1,1—1,5. На мультикомпонентных диаграммах спектры составов долеритов типа 3 демонстрируют обогащение наиболее несовместимыми элементами Rb, Ba, Th, U и самые значительные содержания Zr, Hf, Ta, Nb, Y. Минимальные содержания этих элементов установлены в низкотитанистых долеритах типа 2. Для всех изученных магматитов характерно наличие в разной степени проявленного Nb-Ta минимума, что при $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{pm}}$ 1 и $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{pm}}$ 1, может свидетельствовать о вовлечении корового компонента в магматические процессы [14]. В долеритах типа 1 влияние коры минимальное (Nb/Nb 0,51—0,85). Более существенно оно проявлено для долеритов типов 2 и 3 (Nb/Nb 0,39—0,65). Ярко выраженный стронциевый максимум в базитах типа 2, наряду с европиевым максимумом, по-видимому, связан с раннемагматическим (докамерным) фракционированием плагиоклаза.

Полученные новые данные по широкому спектру микроэлементов, наряду с ранее опубликованной информацией [2, 11], дают возможность провести сравнение геохимического состава трappов восточной части Тунгусской синеклизы и других районов Сибирской платформы. Для удобства сопоставления распределения элементов в трех выделенных петрохимических типах трappов восточной части Тунгусской синеклизы взяты их средние содержания. На графиках распределения REE (рис. 2, А) тренды долеритов типа 1 восточной части Тунгусской синеклизы близки спектрам долеритов интрузива, вскрытого скв. Кт-1 (западная часть синеклизы, погребенный Онёкский комплекс) [1], покровных базальтов (цен-

тральная часть синеклизы) [6] и долеритов Толстомысовского, Падунского, Тулунского силлов из южной части Сибирской платформы [4, 13]. В узких пределах изменяется $(La/Yb)_n$, 2,10—2,73, подчеркивая однотипность распределения REE в сравниваемых базитах. На мультикомпонентных спектрах (см.

рис. 2, Б) видно, что все они близки по содержанию как крупноионных литофильных Rb, Ba, Sr элементов, так и высокозарядных Zr, Nb, Hf, Y, Th, U. Распределение REE и HSFE, в долеритах типа 2 практически совпадает с таковым для долеритов, вскрытых скв. Гф-4 в западной части Тунгусской синеклизы [1].

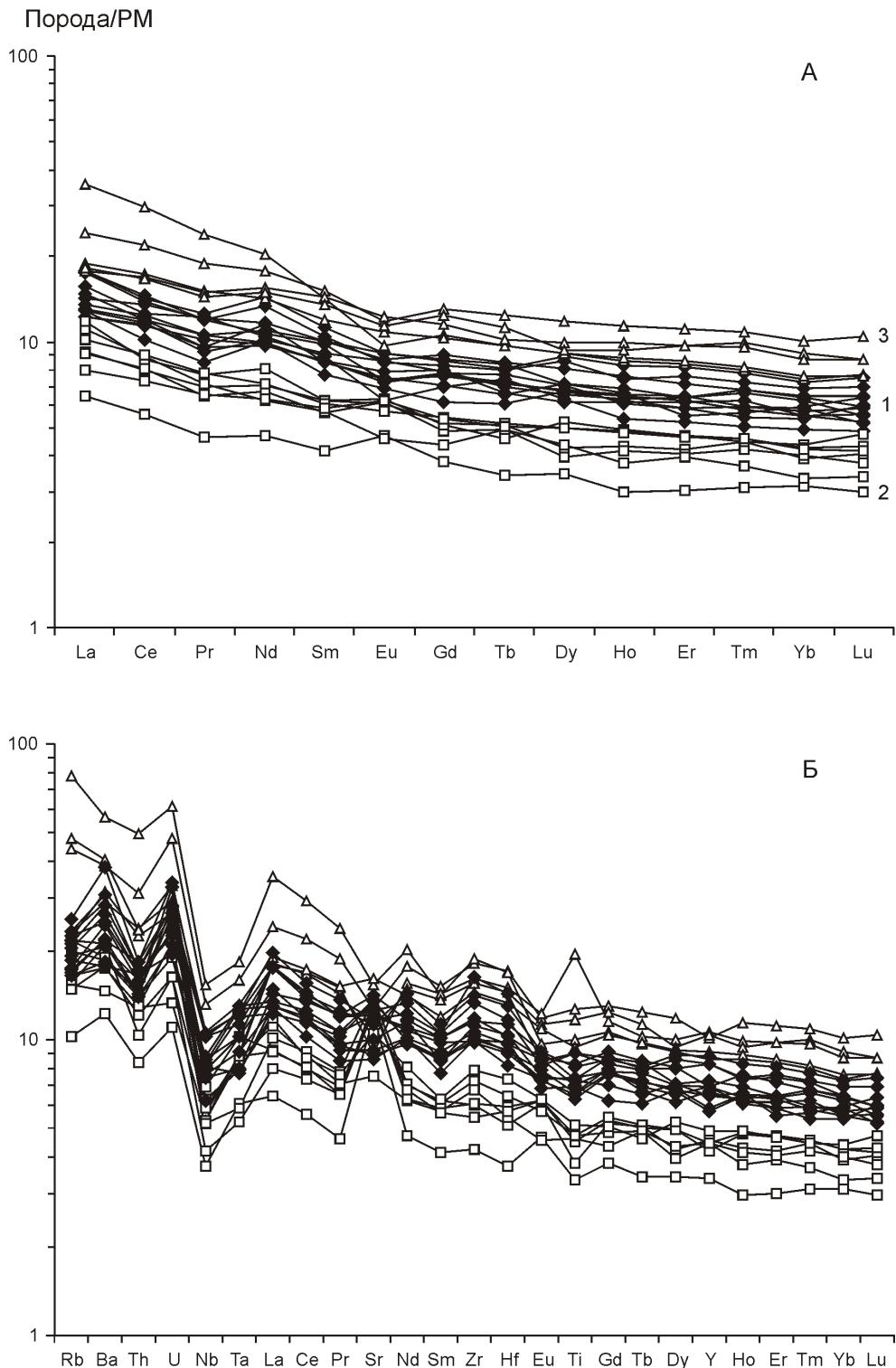


Рис. 1. Распределение редкоземельных (А) и редких (Б) элементов, нормированных к примитивной мантии [15] в трапах восточной части Тунгусской синеклизы:

петрохимические типы: 1 — первый; 2 — второй; 3 — третий

Только для долеритов типа 2 и долеритов скв.Гф-4 характерен стронциевый максимум. Ближе к тренду распределения REE долеритов типа 3 спектр пород Усольского силла (южная часть) [4], но в отличие от первых, они обеднены легкими редкоземельными элементами. На спайдер-диаграмме фиксируется

(как и для долеритов типа 3) обогащение пород Усольского интрузива LILE. Долериты интрузивов и базальты покровного типа Тунгусской синеклизы [6] резко отличаются от вулканитов северо-западной и северной ее частей (Енисейско-Хатангская рифтовая структура) и погребенных рифтогенных структур За-

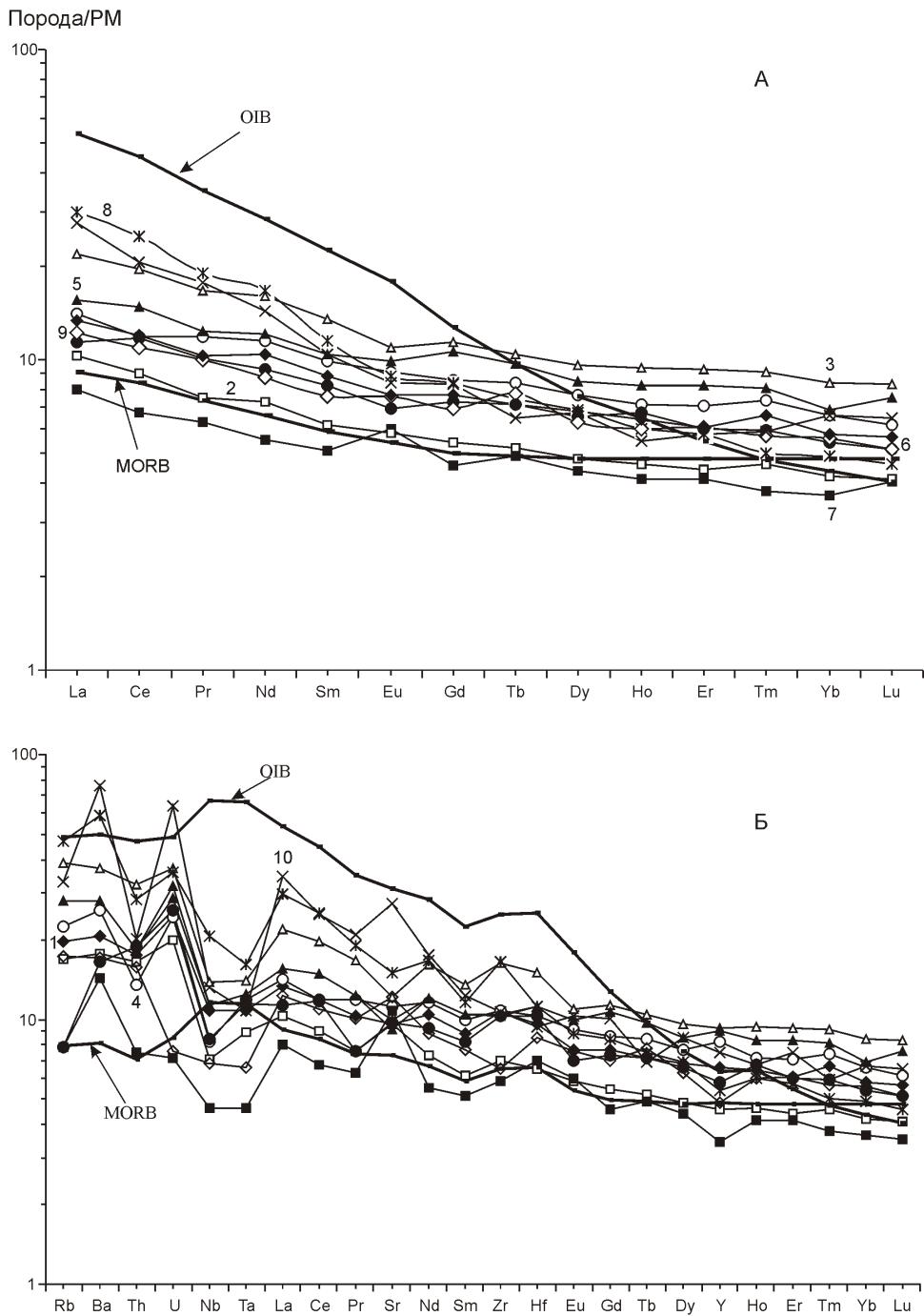


Рис. 2. Распределение редкоземельных (А) и редких (Б) элементов, нормированных к примитивной мантии [15] в траппах из разных регионов Сибирской платформы:

среднее содержание элементов в петрохимических типах траппов восточной части Тунгусской синеклизы, в скобках — число анализов: 1 — первый (14), 2 — второй (7), 3 — третий (5); силлы южной части: 4 — Толстомысовский, Падунский, Тулунский (5) [4, 13]; 5 — Усольский (4) [4]; Онёкский интрузивный комплекс, западная часть Тунгусской синеклизы [1]: 6 — скв.Кт-1 (4); 7 — скв.Гф-4 (1); базальты Тунгусской синеклизы [6]: 8 — рифтогенный этап (398), 9 — покровный этап (684); 10 — базальты Западной Сибири (51) [6]; данные для OIB и E-MORB по работе [15];

падно-Сибирской плиты [6]. Основное отличие их в обогащении производных рифтогенного магматизма LREE и как следствие в высоком $(\text{La}/\text{Yb})_n$, 6,1—4,1. Не менее значительно они превосходят остальные базиты по содержанию легкоподвижных элементов Rb, Ba, Sr, а также Th, U, Zr. Для сравнения с графиками континентальных базитов приведены тренды распределения редких и редкоземельных элементов океанических платобазальтов. Спектры распределения REE в низкотитанистых долеритах типа 2 со значениями $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 2,55 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,76 почти совпадают со спектром обогащенных платобазальтов срединно-оceanических хребтов E-MORB с $(\text{La}/\text{Yb})_n$ 1,91 и $(\text{La}/\text{Sm})_n$ 1,56 [15]. Наблюдается близость их трендов по Zr, Hf, Ti, но у базальтов E-MORB нет Nb-Ta минимума, в них более низкое содержание LILE. Базальты OIB обогащены относительно траппов наиболее некогерентными элементами — LILE, HSFE и LREE, их спектр сдвинут в сторону низких содержаний HREE.

Таким образом, на основе геохимической информации подтверждается правомочность выделения среди траппов восточной части Тунгусской синеклизы трех петрохимических типов. Они четко различаются между собой по содержанию не только петрофенных компонентов, но и по комплексу редких элементов. Максимальные содержания LILE, HFSE, REE и некоторых транзитных элементов (V, Cu, Zn) установлены в высокотитанистых габбро-долеритах типа 3, а минимальные в низкотитанистых долеритах типа 2. Интрузивы типа 1 обладают промежуточными значениями практически всех несовместимых элементов. Вся совокупность данных о вещественном составе пород, приведенная выше, свидетельствует о мантийной природе выделенных типов. Хотя исходные для них расплавы могут нести некоторые черты коровой контаминации, но влияние этих процессов было незначительным. Для всех исследованных интрузивных траппов характерно слабо фракционированное распределение REE, незначительная или отсутствующая аномалия европия, отчетливо выраженный Nb-Ta минимум.

Как показал сравнительный анализ, аналоги выделенных петрохимических типов типичны и для других регионов Сибирской платформы. Близки по геохимическим характеристикам к долеритам типа 1 базальты покровного типа центральной части Тунгусской синеклизы, интрузив, вскрытый на западе синеклизы (скв. Кт-1) и долериты силлов Толстомысовский, Падунский, Тулунский (южная часть). Аналоги долеритов типа 2 установлены в интрузиве, вскрытом в западной части Тунгусской синеклизы (скв. Гф-4) и по содержанию комплекса элементов долериты типа 2 близки обогащенным базальтам E-MORB (см. рис. 2, А и Б).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 09-05-98534).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П. и др. Онёкский интрузивный комплекс — новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 395—409.
2. Васильева А.Е., Копылова А.Г. Геохимическая характеристика траппов верховьев р. Оленёк и бассейна р. Алакит // Современные проблемы геохимии. Конференция молодых ученых, 2009. — Иркутск, 2009. С. 30—33.
3. Васильева А.Е., Томшин М.Д., Константинов К.М. Трапповый магматизм зоны сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы // Наука и образование. 2006. № 4. С. 40—44.
4. Гладкоуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В. и др. Фанерозойский базитовый магматизм южного фланга Сибирского кратона и его геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1222—1239.
5. Горнштейн Д.К., Мокшанцев К.Б., Петров А.Ф. Разломы восточной части Сибирской платформы // Разломная тектоника территории ЯАССР. — Якутск, 1976. С. 10—63.
6. Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканализм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика // Автореф. дис....док-р геол.-минер. наук. — Иркутск, 2004.
7. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. — Новосибирск: Наука, 1979.
8. Олейников Б.В., Савинов В.Т., Погудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилойской синеклизы // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1973. С. 4—75.
9. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишигин С.Г. и др. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19—24.
10. Томшин М.Д., Копылова А.Г., Тян О.А. Петрохимическое разнообразие траппов восточной периферии Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 1. С. 72—82.
11. Томшин М.Д., Копылова А.Г., Зайцев А.И. Геохимическая и изотопная характеристика трапповых интрузивов верховьев р. Вилой // Наука и образование. 2010. № 4. С. 35—46.
12. Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н. Петрохимические характеристики интрузивных траппов западной части Сибирской платформы и региональная зональность их состава // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1299—1313.
13. Ivanov Alexei V., He Huaiyu, Yang Liekun, Nikolaeva Irina V., Palesskii Stanislav V. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara-Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. Vol. 35. Pp. 1—12.
14. Lightfoot P.C., Howesworth C.J., et al. Remobilization of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. Vol. 114. Pp. 171—188.
15. 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 // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. № 42. Pp. 313—345.

Литохимия верхнепалеозойско-мезозойских отложений Усть-Оленёкской системы складок

Д.А.ВАСИЛЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН, А.В.ПРОКОПЬЕВ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

Установлено, что в осадочных породах Усть-Оленёкской системы складок на северо-восточной окраине Сибирской платформы присутствует вулканогенный материал различного состава. В позднепермское время в бассейн осадконакопления поступал кислый вулканогенный материал. Начиная с раннего триаса и вплоть до средней юры, происходило поступление вулканогенного материала преимущественно основного состава (результат извержения сибирских траппов). В поздней юре и до конца раннего мела (альбский век) в осадочный бассейн поступал в основном материал кислого состава.

Ключевые слова: литохимия, петрохимические модули, пермь, триас, юра, мел, Усть-Оленёкская система складок, Сибирская платформа.

Васильев Дмитрий Анатольевич, juorankhay@mail.ru
Ивенсен Галина Владимировна, g.v.ivensen@diamond.ysn.ru
Прокопьев Андрей Владимирович, prokopiev@diamond.ysn.ru)

Lithochemistry of the Upper Paleozoic-Mesozoic rocks from the Ust'-Olenek fold belt

D.A.VASILIEV, G.V.IVENSEN, A.V.PROKOPIEV

It is established that sedimentary rocks of the Ust'-Olenek fold belt in the northeastern margin of the Siberian platform contain volcanicogenic material of varying composition. In Late Permian time, acid volcanicogenic material was supplied into the sedimentary basin. Beginning in the Early Triassic up to the Middle Jurassic, the supplied volcanicogenic material was mainly of basic composition (products of Siberian traps eruption). In the Late Jurassic through the Early Cretaceous (Albian) the material supplied into the sedimentary basin was acid in composition.

Key words: lithochemistry, petrochemical moduluses, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Ust'-Olenek fold belt, Siberian platform.

В последние годы было изучено широкое распространение вулканитов разного гранулометрического и химического составов в разрезах перми и триаса Западного и Южного Верхоянья [4, 8]. Основная задача настоящего исследования — тестирование верхнепермско-мезозойских отложений северо-восточного обрамления Сибирской платформы на предмет обнаружения в них вулканогенного материала. Изучены отложения, слагающие Усть-Оленёкскую систему складок — Оленёкский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса — (рис. 1) [2, 3, 7]. Были опробованы осадочные породы верхней перми, триаса (оленёкский, анизийский, ладинский и карнийский ярусы), юры (плинсбахский, ааленский, байосский и батский ярусы), юры—мел (волжский и валанжинский ярусы нерасчлененные) и нижнего мела (укинская свита, альбский ярус) (рис. 2). С целью определения петрохимических особенностей пород для выяснения их генезиса и реконструкции источников поступления материала в бассейн седиментации были проведены литохимические исследования по методике Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [10, 11], с использованием следующих модулей:

гидролизатный

ГМ (Al_2O_3 TiO_2 Fe_2O_3 FeO MnO)/ SiO_2 ;

алюмокремневый АМ $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$;
фемический ФМ (Fe_2O_3 FeO MgO MnO)/ SiO_2 ;
титановый ТМ $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$;
натриевый НМ $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$;
калиевый КМ $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$;
щелочной ЩМ $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$;
нормированной щелочности

НКМ (Na_2O K_2O)/ Al_2O_3 ;
железный ЖМ (Fe_2O_3 FeO MnO)/(Al_2O_3 TiO_2).

Химические анализы приведены в табл. 1, а рассчитанные для них петрохимические модули — в табл. 2. При сравнительном анализе использованы средние химические составы различных типов пород: дацитов [9], базальтов [1], риолитов [1], песчаников по Ф.Кларку [6].

При диагностике вулканогенного материала учитывались следующие критерии [11]. Туффоиды основного состава отличаются повышенной магнезиальностью (MgO 3%), железистостью ЖМ 0,75 при ГМ 0,30—0,55, титанистостью (ТМ) и фемичностью (ФМ). Дополнительным признаком может служить повышенная величина натровости (ЩМ). Для туффоидов кислого состава характерны высокие содержания Na_2O , K_2O или $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 5%; аномально высо-

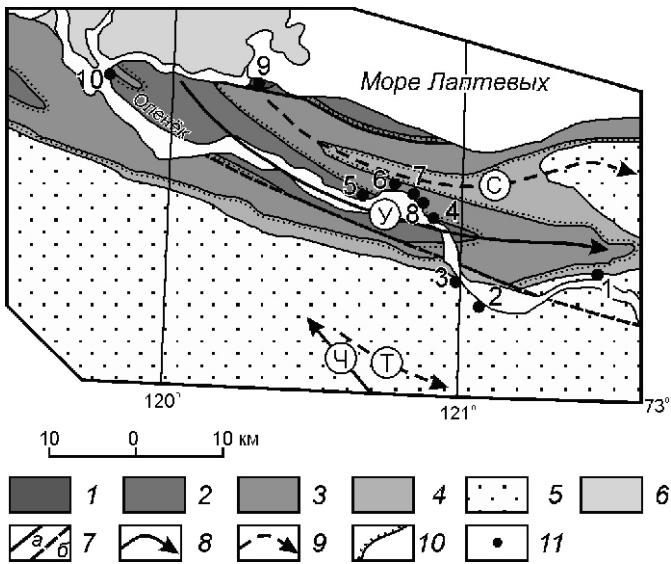


Рис. 1. Структурная схема центральной части Усть-Оленёкской системы складок:

отложения: 1 — пермские, 2 — триасовые, 3 — юрские, 4 — верхнеюрско-нижнемеловые, 5 — нижнемеловые, 6 — четвертичные; 7 — разломы с неясной кинематикой: а — наблюдаемые, б — предполагаемые; оси складок: 8 — антиклинали (У — Усть-Оленёкская, Ч — Чарчыкская), 9 — синклинали (Т — Таймырская, С — Северная); 10 — стратиграфические несогласия; 11 — места отбора проб (образцы: 1 — 60, 2 — 61, 3 — 62, 63, 4 — 64, 65, 66, 5 — 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 6 — 75, 76, 7 — 77, 8 — 78, 79, 9 — 80, 81, 82, 10 — 83/1, 83/2, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96)

кие значения НМ, КМ или НКМ 0,40; низкие значения ФМ и ЖМ; низкие значения ТМ при ГМ 0,30; контрастные значения ЩМ (очень низкие или очень высокие). Следует отметить, что для нормальных осадочных пород важными чертами химического состава являются низкое содержание щелочей при преобладании калия над натрием; высокое содержание кремнезема в песчаниках; присутствие железа преимущественно в трехвалентном состоянии; повышенные значения ТМ в песчаниках по сравнению с алевролитами.

Верхнепермские отложения представлены в основном породами псаммитовой размерности. Проанализированные образцы (80, 81, 82) характеризуются высоким содержанием SiO_2 и низким всех других компонентов. По значениям ГМ 0,3 они относятся к силикатам. Содержание щелочей укладывается в пределы от 3,54 до 5,20%. В сумме щелочей преобладает Na_2O , что связано с процессом альбитизации. На это указывают аномально высокие значения ЩМ 1,72—2,74. Кроме того, в изученных образцах нет MgO и очень мало K_2O . Скорее всего, осадок обеднялся слюдами, с которыми обычно связаны эти эле-

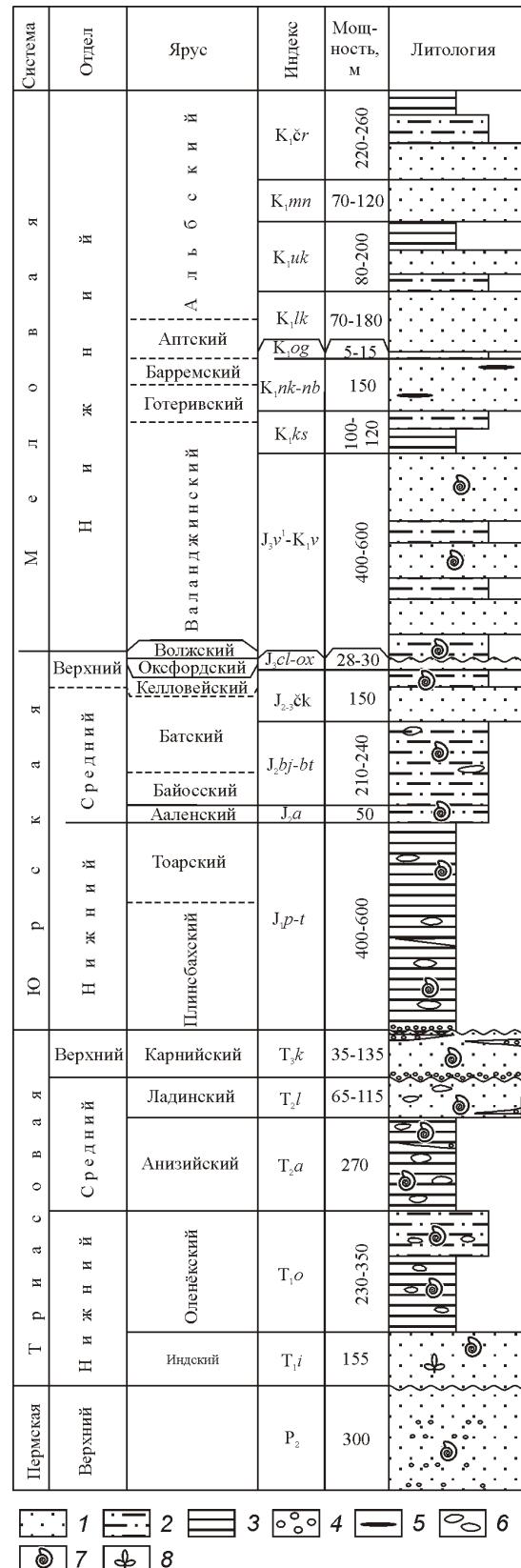


Рис. 2. Стратиграфическая колонка верхнепалеозойских и мезозойских отложений. По работе [5] с изменениями:

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — конгломераты; 5 — линзы каменного угля; 6 — конкреции и линзы известняков; 7 — фауна аммоноидей; 8 — флора

1. Химический состав пермских и мезозойских пород (в %)

Возраст	Образцы	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ПП	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Сумма		
K _{1uk}	61	Песчаник	66,13	0,23	13,22	0,76	1,40	0,08	0,36	5,58	3,12	3,18	1,92	0,05	3,50	0,03	99,56	
	60		69,98	0,61	14,55	1,49	1,19	0,03	1,01	2,51	3,77	2,81	2,02	0,15	0	0,04	100,16	
J _{3v} —K _{1v}	62		73,11	0,62	13,82	0,71	0,94	0,01	0,58	2,11	3,83	2,73	0,85	0,15	0,03	99,64		
	63		71,56	0,52	13,81	1,12	1,56	0,02	0,94	1,91	3,75	2,82	1,33	0,13	0	0,07	99,54	
J _{2bj} —bt	75		69,78	0,79	14,32	2,16	2,09	0,05	0,86	1,80	2,84	2,03	2,75	0,17	0	0,05	99,69	
	76		67,04	0,75	15,26	0	5,78	0,03	0,06	2,89	2,70	1,84	3,31	0,16	0	0,09	99,91	
J _{2a}	78		70,48	0,86	13,26	1,59	3,01	0,04	0,14	2,43	2,71	1,73	2,77	0,15	0	0,06	99,23	
	79		67,34	0,77	15,26	1,50	3,36	0,04	0	3,28	2,70	1,74	3,18	0,18	0	0,03	99,38	
J _{1ρ} —t	77	Алевролит	21,35	0,37	7,60	1,93	6,18	0,33	1,53	28,72	0,77	1,16	3,00	0,24	26,24	0,04	99,46	
	94		19,98	0,29	5,18	1,94	22,88	1,01	1,38	15,72	0,56	0,74	3,01	5,51	20,92	0	99,12	
T _{3k}	96	Песчаник	70,66	0,87	11,26	3,62	4,93	0,03	0,31	1,36	1,38	1,73	3,41	0,09	0	0	99,65	
	95		51,50	1,91	10,37	12,01	9,84	0,55	1,05	2,17	0,69	0,88	7,89	0,20	0,54	0,14	99,74	
65			71,90	0,70	9,74	3,04	2,91	0,18	1,45	2,74	1,18	1,28	2,49	0,13	1,91	0,07	99,72	
			70,84	1,02	11,90	2,42	2,58	0,13	0,33	2,78	2,23	1,55	2,75	0,07	1,07	0	99,67	
64			67,96	0,98	11,33	2,69	5,31	0,04	2,53	1,49	2,49	0,93	3,63	0,13	0	0	99,51	
			65,45	1,08	11,89	6,53	4,85	0,15	1,71	1,14	1,06	1,30	3,82	0,15	0,58	0	99,71	
66			43,74	1,54	9,01	1,75	4,24	0,64	0,85	18,15	1,34	0,89	4,87	0,20	13,31	0,03	100,56	
			83/1	Цемент	38,53	0,51	7,89	2,44	6,48	0,87	0,20	20,96	0,60	0,88	4,05	0,35	15,53	0,24
83/2			40,81	0,62	9,28	3,52	7,39	0,78	0,13	18,28	0,63	0,86	4,86	0,29	12,48	0,14	100,07	
			65,05	1,25	8,52	3,14	3,72	0,20	1,00	6,82	0,82	1,04	3,73	0,11	4,16	0,05	99,61	
T _{2l}	73	Песчаник	79,11	0,34	7,19	2,11	2,29	0	0	1,64	2,17	1,18	3,36	0,01	0	0,34	99,74	
	84		87,71	0,56	4,92	0,15	2,26	0,05	0	1,01	0,80	1,17	1,11	0,01	0	0,07	99,82	
72			56,32	1,97	11,87	5,57	8,71	0,11	4,31	2,37	0,96	0,90	4,96	0,74	0,44	0,03	99,26	
			68,95	0,74	11,50	2,71	4,80	0,03	0,79	2,71	2,23	1,33	3,06	0,10	0,54	0	99,49	
T _{2a}	91		51,34	1,19	11,88	3,86	5,19	0,22	2,49	10,47	0,95	1,03	4,08	0,11	6,93	0,06	99,80	
	69		62,60	1,29	15,03	3,64	6,11	0,02	0,11	2,27	2,03	1,45	5,34	0,02	0	0,01	99,92	
90																		

Возраст	Образцы	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ПП	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Сумма
T _{2a}	86	Песчаник	68,15	1,34	12,45	2,76	4,72	0,03	0,72	1,47	2,14	1,86	4,16	0,06	0	0,34	100,20
	88		64,30	2,13	14,93	3,61	5,61	0,02	0,07	1,76	0,46	1,23	5,30	0,01	0	0,04	99,47
T _{2a}	70		31,51	1,10	6,88	5,78	2,18	0,63	0,70	27,30	0,54	0,65	2,31	0,17	20,48	0,02	100,25
	71		39,50	1,66	8,76	8,00	6,87	0,55	3,97	13,93	0,59	0,68	4,72	0,25	10,12	0,07	99,67
T _{1o}	89		55,37	1,53	16,73	4,65	8,72	0	1,18	1,25	2,37	1,23	6,39	0,01	0	0	99,43
	87		30,80	0,84	6,58	3,15	4,10	0,76	0,95	27,03	0,81	0,57	3,27	0,73	19,99	0,35	99,93
P ₂	67		37,00	1,38	7,83	5,69	12,34	0,74	1,91	13,90	0,45	0,59	4,02	2,54	11,76	0,22	100,37
	68		32,24	0,88	6,69	8,92	1,03	0,80	0	26,45	0,32	0,60	3,05	0,71	18,27	0,02	99,98
	80		74,11	0,45	13,30	0	1,91	0,04	0	2,54	3,81	1,39	1,18	0,08	0,82	0,10	99,73
	81		73,87	0,40	13,08	1,31	2,63	0,04	0	1,81	2,62	1,52	2,38	0,10	0	0,15	99,91
	82		72,71	0,45	10,64	0,60	2,44	0,09	0	4,47	2,44	1,10	2,23	0,12	2,08	0,15	99,52

Примечание. Силикатные анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, г. Якутск; аналитики: Д.А.Кулагина, О.К.Самсонова.

менты. Железа содержится мало и преобладает его закисная форма Fe (II). Значения ТМ 0,031—0,042 понижены по сравнению со значениями ТМ для нормальных песчаников. На модульной диаграмме (рис. 3) точки химических составов изученных образцов занимают область между точками средних химических составов кислых пород и нормальных песчаников, что свидетельствует о генетической связи обломочного материала с вулканогенным материалом кислого состава с его низкой титанистостью и железистостью.

Нижнетриасовые толщи представлены двумя образцами пород оленёвского яруса (67, 68), относящимися по значениям ГМ 0,55 к гидролизатам. В них очень низкое содержание SiO₂ и щелочей и высокое — TiO₂, Fe, MnO, CaO и P₂O₅. Такой химический состав однозначно свидетельствует о наличии большого количества вулканогенного материала основного состава в отложениях. На модульной диаграмме точки химических составов пород расположены в непосредственной близости от точки среднего химического состава базальтов. Наблюдаемый разброс связан с влиянием постседиментационной карбонатизации.

Среднетриасовые породы представлены образцами псаммитовых пород анизийского и ладинского ярусов. Характерная черта псаммитов анизийского яруса — наличие в них вулканогенного материала основного состава. Почти все образцы (за исключением 91 и 96) — это псаммитовые туфы с базитовым составом пирокластики, что выражается в высоком содержании TiO₂, Fe, MnO, MgO, P₂O₅ и CaO. Щелочей 4% при большой вариации значений ШМ 0,37—1,93. На модульной диаграмме точки их химических составов тяготеют к точке среднего химического состава базальтов. Некоторый разброс точек связан с постседиментационными преобразованиями, которым в большей или меньшей степени были подвергнуты все туфы. Это выражается в выносе в первую очередь подвижных катионов Na и Mg, поэтому наблюдаются значительные вариации в их содержании — от почти полного отсутствия до нескольких процентов. Широко развит процесс карбонатизации. Содержание CO₂ в образцах 69, 70, 71 и 87 колеблется от 6,93 до 20,48%, что даже позволяет отнести образцы 70 и 87 к карбонатолитам. При карбонатизации происходит вынос щелочей и эти породы отличаются низкими значениями НКМ. Наименее изменен обр. 89. Значения его петрохимических модулей практически идентичны таковым платформенных базальтов, а на модульной диаграмме точка его химического состава практически совпадает с точкой среднего химического состава базальтов.

Образцы 86 и 91 выделяются среди выборки повышенным содержанием SiO₂ и щелочей и пониженным — железа. На модульной диаграмме точки их химических составов расположены между точками средних химических составов базальтов, дакитов и нормальных

2. Петрохимические модули верхнепалеозойско-мезозойских отложений Усть-Оленёкской системы складок

Возраст	Образцы	Типы пород	ГМ	АМ	ФМ	ТМ	НМ	КМ	ЩМ	НКМ	ЖМ	Na ₂ O	K ₂ O
K _{1uk}	61	Силит	0,24	0,20	0,04	0,017	0,24	0,24	0,98	0,48	0,17	6,30	
J _{3v} —K _{1v}	60		0,26	0,21	0,05	0,042	0,26	0,19	1,34	0,45	0,18	6,58	
	62		0,22	0,19	0,03	0,045	0,28	0,20	1,40	0,47	0,11	6,56	
	63		0,24	0,19	0,05	0,038	0,27	0,20	1,33	0,48	0,19	6,57	
J _{2bj} —bt	75	Сиаллит	0,28	0,21	0,07	0,055	0,20	0,14	1,40	0,34	0,28	4,87	
	76		0,33	0,23	0,09	0,049	0,18	0,12	1,47	0,30	0,36	4,54	
J _{2a}	78	Силит	0,27	0,19	0,07	0,065	0,20	0,13	1,57	0,33	0,33	4,44	
	79	Сиаллит	0,31	0,23	0,07	0,050	0,18	0,11	1,55	0,29	0,31	4,44	
	77	Карбонатолит	0,77	0,36	0,47	0,049	0,10	0,15	0,66	0,25	1,06	1,93	
J _{1p} —t	94		1,57	0,26	1,36	0,056	0,11	0,14	0,76	0,25	4,72	1,30	
T _{3k}	96	Силит	0,29	0,16	0,13	0,077	0,12	0,15	0,80	0,28	0,71	3,11	
	95	Гидролизат	0,67	0,20	0,46	0,184	0,07	0,08	0,78	0,15	1,82	1,57	
	65	Силит	0,23	0,14	0,11	0,072	0,12	0,13	0,92	0,25	0,59	2,46	
	93		0,25	0,17	0,08	0,086	0,19	0,13	1,44	0,32	0,40	3,78	
	64		0,30	0,17	0,16	0,086	0,22	0,08	2,68	0,30	0,65	3,42	
	66	Сиферлит	0,37	0,18	0,20	0,091	0,09	0,11	0,82	0,20	0,89	2,36	
	92	Сиаллит	0,39	0,21	0,17	0,171	0,15	0,10	1,51	0,25	0,63	2,23	
	83/1	Сиферлит	0,47	0,20	0,26	0,065	0,08	0,11	0,68	0,19	1,17	1,48	
	83/2		0,53	0,23	0,29	0,067	0,07	0,09	0,73	0,16	1,18	1,49	
T _{2l}	73	Силит	0,26	0,13	0,12	0,147	0,10	0,12	0,79	0,22	0,72	1,86	
	84		0,15	0,09	0,06	0,047	0,30	0,16	1,84	0,47	0,58	3,35	
	85		0,09	0,06	0,03	0,114	0,16	0,24	0,68	0,40	0,45	1,97	
	72	Псевдосиферлит	0,50	0,21	0,33	0,166	0,08	0,08	1,07	0,16	1,04	1,86	
T _{2a}	91	Силит	0,29	0,17	0,12	0,064	0,19	0,12	1,68	0,31	0,62	3,56	
	69	Сиаллит	0,44	0,23	0,23	0,100	0,08	0,09	0,92	0,17	0,71	1,98	
	90		0,42	0,24	0,16	0,086	0,14	0,10	1,40	0,23	0,60	3,48	
	86		0,31	0,18	0,12	0,108	0,17	0,15	1,15	0,32	0,54	4,00	
	88		0,41	0,23	0,14	0,143	0,03	0,08	0,37	0,11	0,54	1,69	
	70	Карбонатолит	0,53	0,22	0,29	0,160	0,08	0,09	0,83	0,17	1,08	1,19	
T _{2a}	71	Псевдогидролизат	0,65	0,22	0,49	0,189	0,07	0,08	0,87	0,14	1,48	1,27	
	89	Гидролизат	0,57	0,30	0,26	0,091	0,14	0,07	1,93	0,22	0,73	3,60	
	87	Карбонатолит	0,50	0,21	0,29	0,128	0,12	0,09	1,42	0,21	1,08	1,38	
T _{1o}	67	Гидролизат	0,76	0,21	0,56	0,176	0,06	0,08	0,76	0,13	2,04	1,04	
	68		0,57	0,21	0,33	0,132	0,05	0,09	0,53	0,14	1,42	0,92	
P ₂	80	Силит	0,21	0,18	0,03	0,034	0,29	0,10	2,74	0,39	0,14	5,20	
	81		0,24	0,18	0,05	0,031	0,20	0,12	1,72	0,32	0,30	4,14	
	82		0,20	0,15	0,04	0,042	0,23	0,10	2,22	0,33	0,28	3,54	

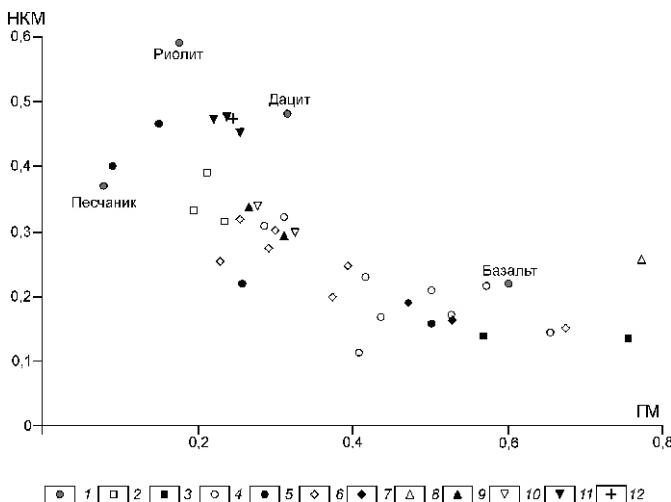


Рис. 3. Модульная диаграмма ГМ—НКМ [11] для пород верхнепалеозойско-мезозойских отложений Усть-Оленёкской системы складок:

1 — точки средних химических составов эталонных пород (песчаник [6], дацит [9], базальт [1], риолит [1]); образцы псаммитовой размерности позднепермского и триасового возрастов: 2 — позднепермские, 3 — раннетриасовые, оленёкский ярус, среднетриасовые: 4 — анизийский и 5 — ладинский ярусы, 6 — позднетриасовые, карнийский ярус, 7 — цемент из позднетриасовых конгломератов, карнийский ярус; 8 — образец алевритовой размерности, ааленский ярус, средняя юра; образцы псаммитовой размерности среднеюрского—раннемелового возрастов: среднеюрский: 9 — ааленский и 10 — байос-баттский ярусы, 11 — позднеюрский—раннемеловой, волжско-валанжинский ярус, 12 — раннемеловой, укинская свита, альбский ярус

мальных песчаников. Скорее всего эти псаммиты — результат поступления в бассейн осадконакопления обломочного материала кислого и основного составов. Присутствие кислого состава материала понижает значения ГМ, ФМ, АМ и повышает — НМ, КМ, НКМ, а присутствие основного сказывается на значениях ТМ и ЖМ.

Из отложений ладинского яруса проанализированы 4 образца псаммитов. По химическому составу они значительно отличаются друг от друга. Образец 72 является псевдосиферлитом с высоким содержанием TiO_2 , Fe, MnO, MgO и P_2O_5 . На модульной диаграмме точка его химического состава попадает в поле, соответствующее туфам с базитовым составом пирокластики.

Три других образца относятся к силитам (образцы 73, 84, 85). Образец 73 отличается от 84 и 85 повышенным содержанием TiO_2 , Fe, CaO и P_2O_5 , что указывает на присутствие вулканогенного материала основного состава. Сумма щелочей невысока (1,86%) и в ней K_2O преобладает (ЩМ 0,79). На модульной

диаграмме точка его химического состава расположена на равном расстоянии между точками средних химических составов базальтов и нормальных песчаников. Такое положение на диаграмме указывает на изменение химического состава в связи с частичной потерей некоторых элементов в процессе транспортировки обломочного материала, но генетическая связь с основным вулканизмом хорошо прослеживается.

Образец 84 — силит и его можно было бы отнести к нормальным песчаникам, но у него довольно низкое значение ТМ 0,047, высокое содержание суммы щелочей (3,35%) и закисное железо преобладает над окисным. Среди щелочей доминирует Na_2O (высокое значение НМ 0,3), что связано с альбитизацией. Все это указывает на присутствие в данном образце вулканогенного материала кислого состава. На модульной диаграмме точка химического состава расположена между точками средних химических составов кислых пород и песчаников.

Образец 85 также силит. Низкие значения ГМ 0,09, АМ 0,06 и ФМ 0,03, за исключением аномально высокого ТМ 0,114, показывают, что обломочный материал заметно переработан в процессе переноса, в результате чего содержание почти всех неустойчивых компонентов уменьшилось, а кварца — увеличилось. Щелочей осталось мало (1,97%), причем преобладает K_2O . На модульной диаграмме точка химического состава породы расположена в непосредственной близости от точки среднего химического состава песчаников.

Верхнетриасовые (карнийские) отложения представлены образцами пород псаммитовой размерности и двумя образцами цемента из конгломератов (83/1, 83/2). На модульной диаграмме точки химических составов псаммитов образуют тренд обратной корреляционной зависимости ГМ—НКМ между точками средних химических составов базальтов и нормальных песчаников. В ряду образцов 95, 92, 66, 64, 96, 93 и 65 происходит закономерное изменение химического состава, связанное с уменьшением количества вулканогенного материала основного состава. Наибольшее его количество присутствует в обр. 95 и выражается в высоком содержании TiO_2 , Fe, MnO, P_2O_5 и низком SiO_2 и щелочей. На модульной диаграмме точка его химического состава попадает в область, занимаемую туфами, испытавшими на себе влияние постседиментационных процессов. В данном случае изменения связаны с выносом неустойчивых компонентов — щелочей, магния и кальция. В других образцах наблюдается постепенное уменьшение содержания TiO_2 , Fe, MnO и P_2O_5 при увеличении доли SiO_2 и щелочей. Скорее всего, это происходило во время транспортировки обломочного материала от места возникновения до места захоронения. Однако следует отметить одно противоречие. Обычно при транспортировке обломочного материала наблюда-

ется возрастание доли кварца и быстрая потеря щелочей, особенно натрия. В данном случае содержание SiO_2 увеличивается от 51,5 (обр.95) до 71,9% (обр.65), а потери щелочей не только не происходит, наоборот, их содержание увеличивается. Объяснение может быть только одно — в осадок попадал обломочный материал и основного, и кислого составов. Влияние кислого состава приводит к увеличению содержания щелочей и кремнезема и уменьшению титана и железа.

Образцы цемента из конгломератов по значениям ГМ и ЖМ являются сиферлитами. В их составе много Fe , MnO , P_2O_5 , CaO и очень мало SiO_2 , MgO и щелочей. На модульной диаграмме точки химических составов этих образцов попадают в поле, занимаемое измененными туфами основного состава.

Из отложений нижней юры (плинсбахский—тоарский ярусы) изучен один обр.94 известковистого алевролита. Он аттестуется как карбонатолит (CO_2 20,92%) и характеризуется низким содержанием SiO_2 и щелочей, высоким Fe , MnO , CaO и P_2O_5 . В данном случае мы имеем дело с процессом аллохимического (с привносом—выносом компонентов) изменения вулканогенного материала основного состава. По значению ГМ 1,57 генезис этого образца мог быть связан с корой выветривания, если бы не сочетание «гидролизатность карбонатность», что не характерно для кор выветривания, в процессе образования которых кальций выносится.

Из отложений ааленского яруса изучено три образца: образец 77 практически аналогичен образцу 94; два других образца имеют очень близкие химические составы и на модульной диаграмме попадают в область смешанных пород. На наличие в данных образцах вулканогенного материала кислого состава указывают очень низкие значения ФМ и высокие НМ, ЩМ и НКМ, а присутствие вулканогенного материала основного состава повышает значения ТМ и ЖМ.

Породы байосского и батского ярусов изучены по двум образцам, которые представлены псаммитами разностями (силит — обр.75, сиаллит — обр.76). По химическому составу они близки к аналогичным породам ааленского яруса и на модульной диаграмме попадают в область смешанных пород.

Нерасчлененные верхнеюрско-нижнемеловые отложения представлены породами волжского—валанжинского ярусов (образцы 60, 62, 63), а нижнемеловые — укинской свиты альбского (обр.61). По значениям ГМ первые относятся к силитам и характеризуются высоким содержанием SiO_2 и щелочей (~ 6%) и низким — всех остальных компонентов. В сумме щелочей преобладает Na_2O (ЩМ 1). На модульной диаграмме точки химических составов этих образцов расположены в непосредственной близости от точки среднего химического состава дацитов. Все это дает основание предполагать вулканогенно-осадочный генезис этих псаммитов, причем в бассейн осадкона-

копления поступала пирокластика кислого (дацитового) состава.

Образец из укинской свиты нижнего мела также является силитом с высоким содержанием щелочей (6,3%). Характерная его особенность — очень низкое значение ТМ 0,017 при малом содержании элементов мafического ряда. Такой химический состав соответствует кислому туфу риолитового состава. На модульной диаграмме точка его химического состава попадает в область, занимаемую псаммитами с кислым составом пирокластики.

Для определения геодинамических обстановок формирования осадочных пород используются диаграммы Дж.Мэйнарда и его соавторов [12] и Б.Розера [13]. На диаграмме (рис. 4, А) для наших «песчаников» получаются неоднозначные результаты. Большинство точек химических составов пород разного возраста попадают в поля активных континентальных окраин, кроме четырех образцов позднетриасового возраста, которые попадают в область пассивных окраин. Точки химических составов пород позднепермского возраста (см. рис. 4, Б) попадают в поля активных континентальных окраин, анизийского яруса среднего триаса не образуют единой совокупности (два образца попадают в поле островных дуг, два других — в поле активных окраин и один — в поле пассивных окраин), ладинского также расположены в разных полях (один — в поле островных дуг и два — в поле пассивных окраин), верхнетриасовые — во всех трех полях, а среднеюрские — в поле активных, в то время как точки химических составов пород верхнеюрско-нижнемеловых отложений — в поле пассивных окраин. Таким образом, большинство точек химических составов пород попадают в поля, соответствующие активным окраинам. Однако это противоречит знаниям о геологическом строении данной части Сибирского континента и, возможно, этому есть два объяснения: 1) данные диаграммы отражают не геодинамические обстановки формирования таких пород, а геодинамические режимы источников поступления в эти осадки вулканогенного материала, которые могли находиться на значительном расстоянии от подобной части пассивной окраины; 2) диаграммы просто не пригодны для изучения вулканогенно-осадочных пород, так как создавались для нормальных осадочных отложений.

Таким образом, проведенными исследованиями было установлено, что в осадочных породах Усть-Оленёкской системы складок на северо-восточной окраине Сибирской платформы присутствует вулканогенный материал различного состава, т.е. они являются вулканогенно-осадочными. В позднепермское время в бассейн осадконакопления поступал кислый вулканогенный материал. Начиная с раннего триаса и вплоть до средней юры, происходило поступление вулканогенного материала преимущественно основного состава (результат траппового вулканизма). В

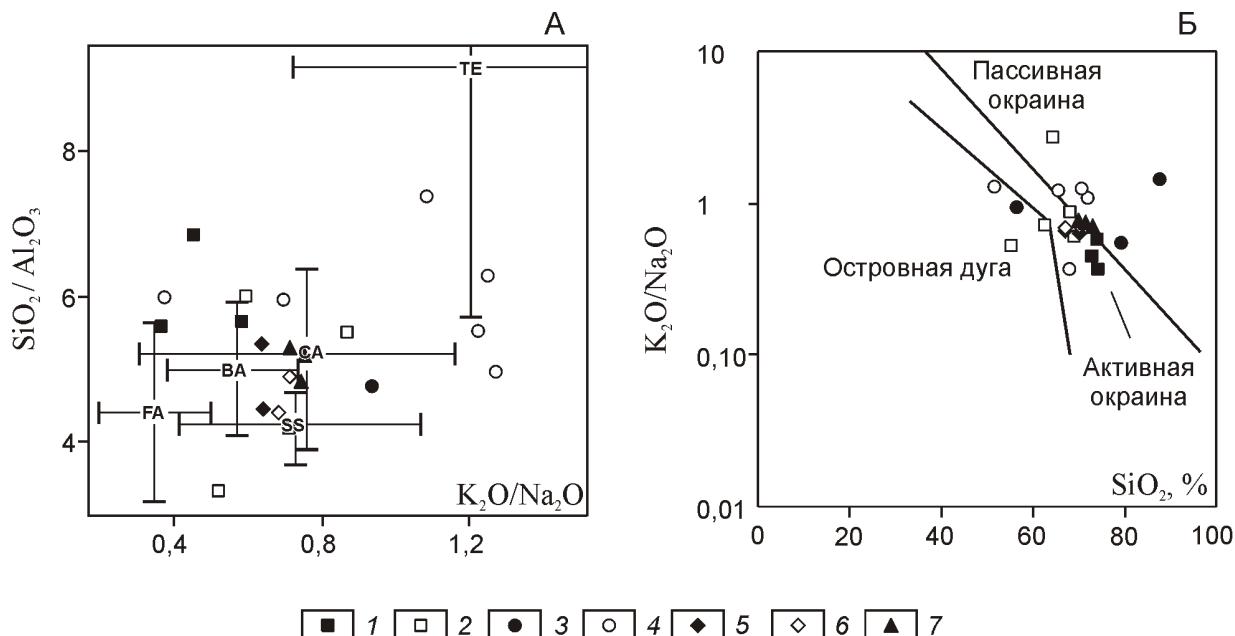


Рис. 4. Положение фигуративных точек пород на дискриминационных диаграммах песчаников из различных геодинамических обстановок:

отложения: 1 — верхнепермские, 2 — анизийские, 3 — ладинские, 4 — карнийские, 5 — ааленские, 6 — байос-батские, 7 — верхнеюрские—нижнемеловые; А — [6]: пересекающиеся линии — стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов: ТЕ — пассивных, СС — активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями, СА — активных континентальных окраин, сопряженных с окраинно-континентальными дугами и океаническими вулканическими дугами (ВА — задуговые, FA — преддуговые бассейны); Б [7] — поля геодинамических провинций осадконакопления

средней юре появляются признаки поступления кислого вулканогенного материала, а в поздней юре и до конца раннего мела (альбский век) он являлся доминирующим.

Исследование выполнено при частичной поддержке грантами РФФИ (10-05-00718, 09-05-98536_р-восток) и Программы ОНЗ-9.2, проекта CALE и ФЦП «Кадры» (госконтракт 14.740.11.0187).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беус А.А. Геохимия литосферы. —М.: Недра, 1972.
- Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Литохимические особенности осадочных пород Усть-Оленёкской системы складок // Проблемы геологии и разведки недр Северо-Востока России: материалы региональной научно-практической конференции, посвященной 55-летию инженерного образования в Республике Саха (Якутия). —Якутск, 2011. С. 44—48.
- Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Тектонические структуры Оленёкского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Арктическая Якутия) // Мат-лы международной конференции, посвященной памяти В.Е.Хайна. —М.: Изд-во Московского государственного университета, 2011. С. 296—299.
- Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В. Литохимия верхнекаменноугольных–нижнепермских и триасовых отложений восточного крыла Куранахского антиклинария (Западное Верхояье) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 75—83.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Оленёкская. Лист S-51-XXV, XXVI. —М., 1971.
- Мейсон Б. Основы геохимии. —М.: Недра, 1971.
- Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 156—198.
- Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В. Реконструкция источников поступления пирокластического материала в пермско-раннетриасовый бассейн Южного Верхоянья (Северо-Восток Азии) по данным литохимии // Отечественная геология. 2008. № 5. С. 119—128.
- Соловьев В.И. Меловой вулканализм Северо-Востока СССР. —Новосибирск: Наука, 1986.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. —Екатеринбург, 2010.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. —С-Пб: Наука, 2000.
- Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. —Oxford, London, Edinburgh, Melbourne: Blackwell Scientific Publications. Pp. 551—561.
- Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio // Journal of Geology. 1986. № 94. Pp. 635—650.

Петро- и геохимические особенности гранитоидов Северного батолитового пояса Верхояно-Колымских мезозоид как критерии их генезиса и геодинамической обстановки формирования

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

Северный пояс гранитоидов распадается на две ветви. В составе южной ветви надсубдукционные гранитоиды сменяются окраинно-континентальными и синколлизионными с миграцией во времени уровней магмо-генерации от примитивных лерцолитов верхней мантии к амфиболитам нижней коры и метаграуваккам верхней. Гранитоиды северо-западной ветви, локализованные в зонах региональных разломов, принадлежат в основном латитовому ряду и формируются в условиях окраинно-континентального растяжения. Материнский расплав генерировался при парциальном плавлении амфиболитов нижней коры под воздействием транскоровых флюидов и при непосредственном взаимодействии гранитоидных и базальтоидных расплавов.

Ключевые слова: гранитоиды, химический состав, субстраты магмогенерации, генезис, геодинамические обстановки, Верхояно-Колымские мезозоиды.

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

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

Орлов Юрий Сергеевич

Petrochemical and geochemical features of granitoids in the Northern batholith belt of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides as a criterijn of their genesis and and geodynamic setting

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

The Northern belt of granitoids breaks up into two branches framing, on the south and north-northwest. In the southern branch, suprasubduction granitoids grade into continental-marginal and syncollisional ones, with migration of magma-generation zones from the upper mantle primitive lherzolite to the lower crustal amphibolite and upper crustal metagreywacke. Granitoids of the north-northwestern branch mainly belong to the latitic series and were formed under extension conditions in the active continental margin, with the initiation of magmatic chambers in the lower crustal horizons under the effect of highly alkaline mantle magmas and associated fluids.

Key words: granitoids, chemical composition, substrates of magmageneration, genesis, geodynamical of situations, Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides.

Верхояно-Колымская орогенная область характеризуется интенсивным развитием позднемезозойского гранитоидного магматизма. Многочисленные тела гранитоидов образуют продольные пояса, вытянутые параллельно границам главных тектонических структур (Главный и Северный), и поперечные, ориентированные поперек или под углом к ним [7]. На первых этапах изучения гранитоидов батолитовых поясов все они были отнесены к колымскому комплексу гранодиорит-гранитного состава [7], но уже И.Я.Некрасов [8] выделил среди них породы двух формаций — гранодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной. Позднее была установлена их полиформационность и полигенность [20, 31], но оставались не вполне ясными генетические и геодинамические условия формирования гранитоидов, особенно Северного пояса.

Северный пояс протягивается в северо-восточном направлении на расстояние около 1000 км. Он распадается на две ветви, обрамляющие с юга и север-северо-запада область деформированных терригенных пород мезозоя, зажатых в виде клина между структу-

рами Черско-Полоусненского и Святоноско-Олойского тектонических блоков (рис. 1). В составе южной ветви выделены гранитоиды: М-типа диорит-тоналит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциации (161—139 Ma), IS-типа гранодиорит-гранитной ассоциации (142—127 Ma), S-типа гранит-лейкогранитной ассоциации (138—121 Ma). По вещественному составу они близки гранитоидам соответствующих петротипов Главного батолитового пояса [23] и также последовательно сменяют друг друга со сменой в этом направлении золоторудной минерализации на оловянную и редкометалльную. В север-северо-западной ветви пояса в процессе развития магматических систем в интервале 142—103 Ma гранитоиды латитового ряда (L-тип) с золото-серебро-полиметаллической минерализацией сменяются щелочнополевошпатовыми гранитами с редкометалльно-редкоземельной специализацией. Обе ветви сливаются в северо-восточной части Северного пояса, где развиты полиформационные массивы. Гранитоиды А-типа, интрузирующие массивы гранитоидов всех других

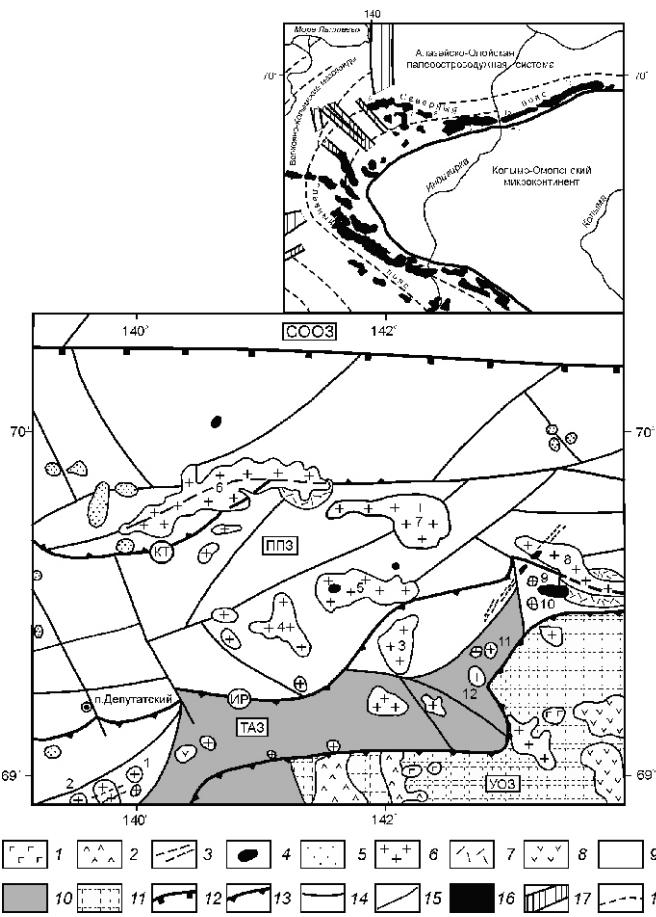


Рис. 1. Схема тектонического районирования синклиниория Полоусненский [14]:

магматические образования: 1 — позднемеловые массивы щелочно-основного состава, 2 — меловые вулканиты, 3 — дайки, 4 — субвулканы позднеаптского времени; массивы гранитоидов: 5 — поперечных поясов, 6 — Северного пояса (1 — Кинели-Тасский, 2 — Коханахский, 3 — Илин-Эмнекенский, 4 — Арга-Эмнекенский, 5 — Омчикандинский, 6 — Бакынский, 7 — Куранахский, 8 — Эликчанский, 9 — Истехский, 10 — Сыттахский); вулканиты: 7 — берриас-барремского времени и 8 — позднеюрские; осадочные образования: 9 — юрские и 10 — верхнетриасовые терригенные, 11 — палеозойские терригенно-карбонатные; тектонические нарушения: 12 — граничные сутуры (тектонические швы), 13 — региональные разломы (КТ — Кюнь-Тасский, ИР — Иргичанский), 14 — межблоковые и 15 — внутриблочные разломы; COOZ — Святоноско-Олойская острроводужная зона; Черско-Полоусненский тектонический блок, тектонические зоны: УОЗ — Уяндино-Ясачненская острроводужная, ТАЗ — Таастахская аккреционная, ППЗ — Полоусненская преддуговая; на врезке — схема расположения массивов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид: 16 — массивы продольных батолитовых поясов, 17 — поперечные пояса гранитоидов, 18 — направление основных складчатых структур; массивы гранитоидов восточной части Северного пояса (11 — Мокринский, 12 — Холодный, 13 — Восточно-Полоусный, 14 — Чайдахский, 15 — Западный, 16 — Улахан-Тасский)

петротипов и представленные щелочно-полевошпатовыми гранитами и граносиенитами (106—74 Ma), мантийно-коровое происхождение которых авторы считают доказанным, ассоциируют с разломами Индигирской зоны растяжения, наложенными на ранее сформированные складчатые структуры [22]. Строго говоря, к батолитовому поясу они не относятся и поэтому в данной статье не рассматриваются. Лишь на ряде петрохимических диаграмм мы показали для сравнения точки их составов или тренды эволюции.

Изотопный возраст гранитоидов определялся K-Ar и Rb-Sr методами под руководством Н.И.Ненашева и А.И.Зайцева в лаборатории ИГАБМ СО РАН (г.Якутск) [19, 20] и ^{39}Ar - ^{40}Ar методом П.Лейером в Геофизическом институте Университета Аляска (г.Фэрбенкс, США) [31]. Описание гранитоидов западной части Северного пояса и обоснование выделения гранитоидов латитового ряда даны ранее в работах [18, 19, 20]. К настоящему времени обобщены имеющиеся и получены и обработаны по современным методикам [28, 29, 30, 31] новые данные по составу гранитоидов пояса, что позволило уточнить их генетические особенности и геодинамические обстановки формирования. Выводы сделаны на основе более 500 силикатных анализов и около 100 определений содержаний редкоземельных элементов. Около

300 силикатных анализов выполнено в лаборатории ИГАБМ СО РАН по образцам авторов, а остальные заимствованы из материалов А.Н.Артемьева (1970), В.В.Бояршинова (1969), В.К.Дорофеева (1972, 1983), Г.С.Сонина (1983) и др. Определение содержаний редкоземельных элементов проведено нейтронно-активационным методом в Центральной ядерно-физической лаборатории г.Ташкент. В таблице приведены средние значения по наименее измененным породам главных фаций моноинформационных массивов, наиболее детально изученных авторами.

Вдоль границ Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянской окраины Сибирского континента с оксфордского до конца волжского времени преимущественно в субаквальной обстановке происходили вулканические излияния со сменой существенно базальтовых лав лавами пестрого и далее кислого состава, сформировавшие Уяндино-Ясачненский вулканический пояс [21]. В пределах всех его вулканогенных полей развиты небольшие массивы габбро-тоналит-гранодиоритовой, а в прилегающей части Верхоянской окраины — диорит-тоналит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциаций. В Северном поясе она представлена Кинели-Тасским, Коханахским, Илин-Эмнекенским и Чайдахским массивами, а также рядом мелких массивов в составе полиформационного Восточно-Полоусненского батолита (см.

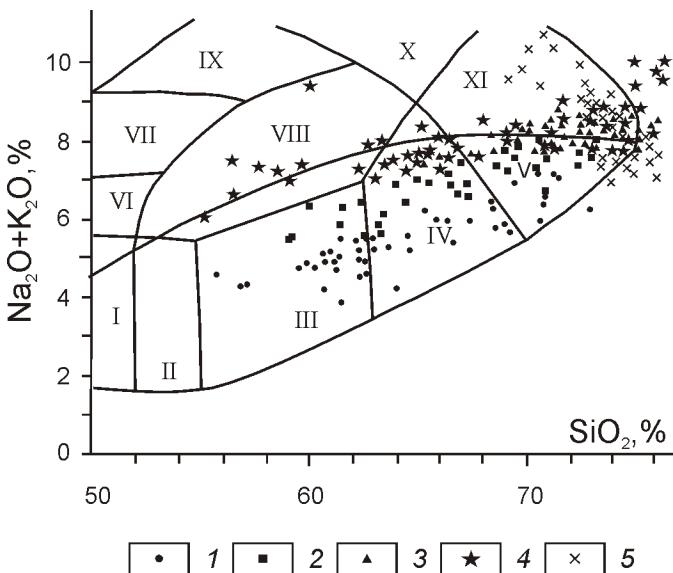


Рис. 2. Классификационная диаграмма для гранитоидов Северного пояса:

типы гранитоидов: 1 — M, 2 — IS, 3 — S, 4 — L и 5 — A; поля диаграммы [34]: I — габбро; II — габбро-диориты; III — диориты, IV — гранодиориты, V — граниты; VI — субщелочное габбро; VII—VIII — монцониты; IX—X — сиениты; XI — щелочные граниты

рис. 1). В разных районах интрудируют палеозойские терригенно-карбонатные, мезозойские терригенные породы и различные горизонты позднеюрской вулканогенно-осадочной толщи и рассечены апофазами и дайками раннемеловых коллизионных гранитоидов.

В ассоциации преобладают диориты, тоналиты, гранодиориты. Отмечаются плагиограниты, граниты и (изредка) габбро-диориты. Массивам предшествуют немногочисленные тела габброидов. По зонам постгранитоидных тектонических нарушений гранитоиды рассекаются дайками долеритов. К зонам пропилитизации, окварцевания и сульфидизации в гранитоидах приурочена золоторудная минерализация. Для габброидов, диоритов и тоналитов характерны магнезиальный, нередко уралитизированный клинопироксен (преимущественно диопсид-авгит с f_{25} —35%); низко- и умеренно-железистая роговая обманка с отклонением к паргаситу; умеренно железистый биотит, соответствующий по составу биотитам производных мантийно-коровых расплавов. Плагиоклаз зональный (66—40% an) с преобладанием андезина и ядрами лабрадор-битовнита. Установлены единичные реститовые зерна амфибола высоких давлений (P 1,65 ГПа), крупные включения ксеногенетического кварца в оторочке ортоамфибала или карбоната, ксенолиты дистен-флогопит-карбонатного и гранат-пироксен-кварцевого составов. В последних гранат содержит до 17% gross и до 22% ru, что типично для гранатов метаморфических пород глубоких гори-

зонтов коры: амфиболитов, гранулитов, коровых эклогитов [13]. Плагиограниты и граниты представляют собой продукт внутрикамерной дифференциации. Они сложены неотчетливо зональным андезин-олигоклазом (нормативный состав 33% an), кварцем; промежуточным ортоклазом и позднемагматическими амфиболом и биотитом, соответствующим биотитам диорит-гранитный и габбро-гранитный серий и биотитам гранитоидов М-типа [24].

Рассчитанная по методике С. Янга и Дж. Пфандера [30] температура расплава для диоритов и тоналитов 1060—1018 °С, для гранодиоритов 1016—913 °С, гранитов и плагиогранитов 940—832 °С. По соотношениям $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ — MgO [6] интервал температур кристаллизации пород ассоциации 1120—800 °С. Обогащение темноцветных минералов хлором и приключение в зернах плагиоклаза крупных газово-жидких включений, содержащих кристаллики NaCl , указывают на существенно хлоридный состав летучих. Минеральные геобарометры (пироксен-гранатовый, ортопироксеновый, амфиболовый) определяют интервал давлений при кристаллизации расплавов от 1—1,2 до 0,05 ГПа: она начиналась в глубоких горизонтах коры, а завершалась в условиях гипабиссальной фации [20].

Породы метаглиноземистые, магнезиальные, известковые, пониженной щелочности (рисунки 2—5 и таб-

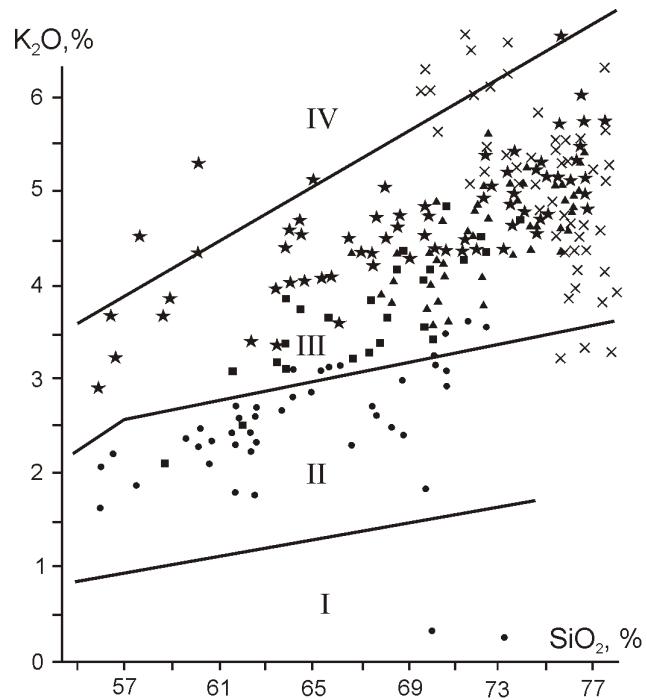


Рис. 3. Соотношение K_2O — SiO_2 в гранитоидах Северного пояса:

поля диаграммы [33]: I — низкокалиевая толеитовая, II — среднекалиевая известково-щелочная, III — высококалиевая известково-щелочная, IV — шошонитовая серия; см. услов. обозн. к рис. 2

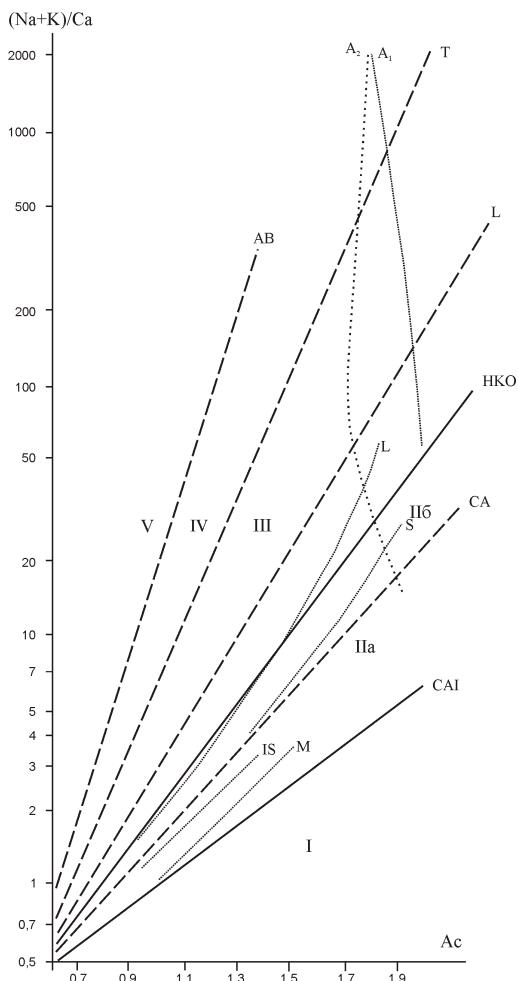


Рис. 4. Магматические серии пород Северного пояса:

тренды составов гранитоидов Северного батолитового пояса M-, IS-, S-, L- типов; гранитов A-типа западной (A₁) и восточной (A₂) частей пояса; Ac — активность катионов [2]; тренды [2]: CLA — толеитовый океанический, CAI — известковый низкощелочная (островодужный), CA — известково-щелочная (коровый), НКО — высококалиевый (орогенный), L — латитовый, T — трахитовый, AB — щелочнобазальтовый; поля щелочности (группы серий): I — известковое (низкокалиевая толеитовая), II — известково-щелочное (среднекалиевая II_a и повышеннокалиевая II_b), III — субщелочное (высококалиевая), IV — щелочное базальтовое, V — щелочное (нефеллит-фонолитовая)

лица). В нормативном составе всех пород альбит (в среднем 20—33%) заметно преобладает над ортоклазом (14,5—17,7%) при минимальном значении нормативного корунда (в среднем 0,35—1,8%). Зональное строение многих массивов, вариации состава и низкая суммарная щелочность пород, преобладание амфиболов среди темноцветных минералов даже в самых

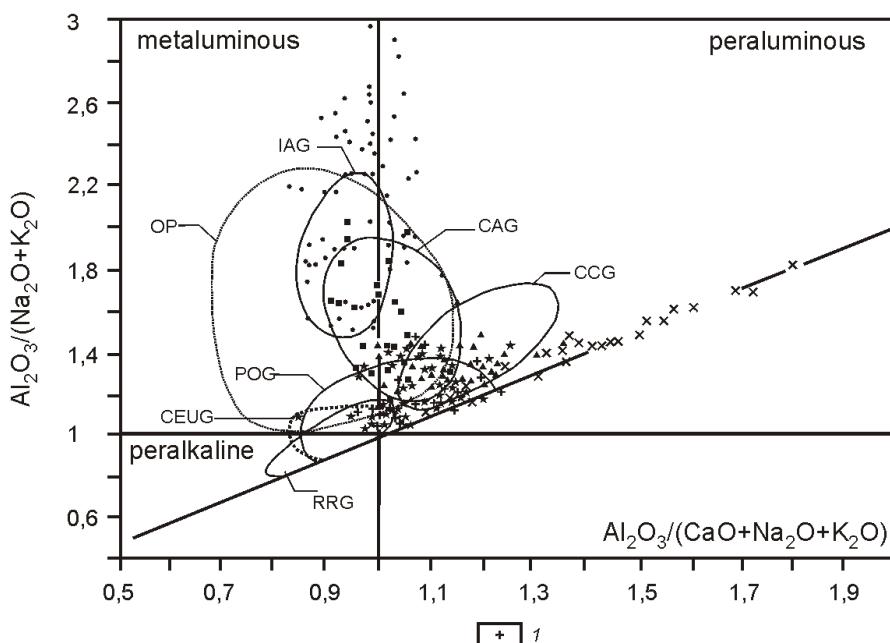


Рис. 5. Глиноземистость и геодинамические обстановки формирования гранитоидов Северного пояса:

типы гранитоидов западной и восточной (I) частей Северного пояса; поля диаграммы [32]: OP — океанические плахиограниты, гранитоиды: IAG — островодужные, CAG — континентальных дуг, CCG — континентальные коллизионные, POG — посторогенные, CEUG — континентального эпейрогенического воздымания, RRG — рифтогенные; см. услов. обозн. к рис. 2

Средний состав гранитоидов массивов Северного пояса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	n 24	n 6	n 12	n 4	n 17	n 5	n 27	n 25	n 5	n 11	n 17	n 8	n 15	n 3	n 15	n 15
SiO ₂	60,21	60,74	65,96	70,75	64,58	69,59	71,19	75,19	61,96	66,03	72,16	75,52	68,63	78,48	66,32	69,46
TiO ₂	0,76	0,74	0,55	0,28	0,58	0,38	0,31	0,07	0,71	0,63	0,36	0,13	0,47	0,08	0,5	0,36
Al ₂ O ₃	16,27	16,79	15,99	15,93	15,62	15,51	14,36	13,46	16,11	15,64	14,15	12,94	14,82	10,79	15,22	14,56
Fe ₂ O ₃	1,12	1,18	0,39	0,52	0,53	0,19	0,33	0,22	0,44	0,4	0,35	0,31	1,16	0,98	0,77	0,46
FeO	5,58	5,6	3,98	1,54	4,56	2,14	2,63	1,15	4,81	3,72	2,29	1,32	2,74	0,45	3,06	2,64
MnO	0,12	0,11	0,07	0,06	0,10	0,06	0,06	0,02	0,11	0,07	0,05	0,02	0,05	0,01	0,06	0,08
MgO	3,16	2,85	1,67	0,68	2,55	1,23	0,83	0,08	3,04	1,71	0,56	0,1	1,44	0,05	1,77	0,92
CaO	5,34	5,42	3,98	3,52	4,47	3,79	2,04	0,46	4,74	3,35	1,25	0,42	2,56	0,70	2,87	1,90
Na ₂ O	2,34	2,4	3,03	3,89	2,83	3,18	3,41	3,49	2,92	3,34	3,45	3,63	3,30	3,22	3,5	2,90
K ₂ O	2,44	2,51	2,40	1,27	3,02	3,27	4,25	4,75	3,36	4,08	4,48	4,97	4,15	4,16	4,21	4,71
H ₂ O	1,93	1,26	1,42	0,42	1,00	0,47	0,31	0,27	0,39	0,56	0,55	0,35	0,77	0,26	0,83	0,77
P ₂ O ₅	0,11	0,19	0,11	0,12	0,12	0,02	0,13	0,15	0,34	0,21	0,12	0,03	0,07	0,22	0,21	0,09
CO ₂	0,26	0,27	0,18	0,14	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,27	He обн.	He обн.	He обн.	0,41	0,44	0,30
F	0,07	0,1	0,06	0,05	0,08	0,1	0,12	0,28	0,12	0,12	0,11	0,18	0,11	0,26	0,09	0,07
S _{общ}	0,07	0,03	0,10	0,05	He опр.	He опр.	0,05	0,02	0,06	0,08	0,04	0,02	0,03	0,13	0,04	0,10
Сумма	99,78	100,19	99,89	99,22	100,04	99,93	100,02	99,61	99,38	99,94	99,92	99,94	100,71	100,10	99,75	99,45
Li	33	51	45	28	28	53	53	84	47	76	51	40	48	36	56	40
Rb	100	126	103	81	103	120	190	226	200	177	202	248	202	280	163	179
K/Na K	0,4	0,4	0,34	0,17	0,41	0,4	0,45	0,47	0,43	0,44	0,46	0,47	0,45	0,45	0,44	0,51
Na K/Al	0,39	0,39	0,47	0,48	0,5	0,56	0,71	0,8	0,52	0,63	0,74	0,87	0,65	0,9	0,67	0,67
Ca/Na K	0,74	0,73	0,47	0,41	0,51	0,39	0,18	0,04	0,51	0,3	0,1	0,03	0,23	0,06	0,25	0,17
Al/2Ca Na K	1	1,01	1,07	1,12	0,97	0,99	1,03	1,14	0,94	0,96	1,22	1,16	1,01	0,97	0,97	1,09
K/Rb	207	190	197	132	245	227	208	184	140	192	184	167	175	124	217	310
<i>n</i>	2		2	2	3	5	2	1	2	4	3	2	1	3		
La	13		20	45	30	48	25	14	70	48	52	85	44	130	50	

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
n 24	n 6	n 12	n 4	n 17	n 5	n 27	n 25	n 5	n 11	n 17	n 8	n 15	n 3	n 15	n 16	
Ce	30	37	45	57	67	50	32,5	115	57	86	72	36	150	49		
Sm	4,8	5,3	30	21	9,3	6,9	26,6	8,2	8,5	8,1	8,1	8	12	11		
Eu	2,4	1,8	1,8	2	1,3	1,7	0,65	6	6,9	0,7	10,4	4,8	16	4,2		
Gd	6,6	6,7	6,6	8,6	10,7	6,1	7,1	7	12,2	3,1	30	14	31	9,2		
Tb	1,2	1,9	1,8	1,9	2,4	1,5	2,1	0,4	1,8	1,1	3,6	1,3	1,8	1,3		
Yb	1,7	1,4	1,3	3,6	3,5	4,7	3,9	1,7	2,2	1,2	2,9	0,7	1,3	1,7		
La/Yb	7,6	14,3	34,6	8,3	13,7	5,3	3,6	41,2	21,8	43,3	29,3	62,8	100	29,4		

Примечание. 1 — диориты Кинели-Тасского массива (M-типа); 2 — диориты и плагиограниты Коханахского массива (M-типа); 5 — гранодиориты и 6 — гранодиориты Арга-Эмнекенского массива (IS-типа); 7 — граниты и 8 — лейкограниты Омчикандинского массива (S-типа); 9—15 — гранитоиды L-типа (9 — диориты и кварцевые диориты Бакынского массива, 10 — гранодиориты, 11 — граниты и 12 — лейкограниты Бакынского массива; 13 — пегматиты Куранахского массива, 15 — гранодиориты и граниты Эликичанского массива, 16 — гранодиориты и граниты Истехского массива); *n* — количество силикатных анализов, выполненных в ИГАИБМ СО РАН Д.А. Куланиной, М.А. Слепцовой и Н.Д. Гомзяковой, оксиды даны в %, элементы — в г/т, определение содержаний редкоземельных элементов выполнено методом нейтронной активации в Центральной ядерно-физической лаборатории г. Ташкент

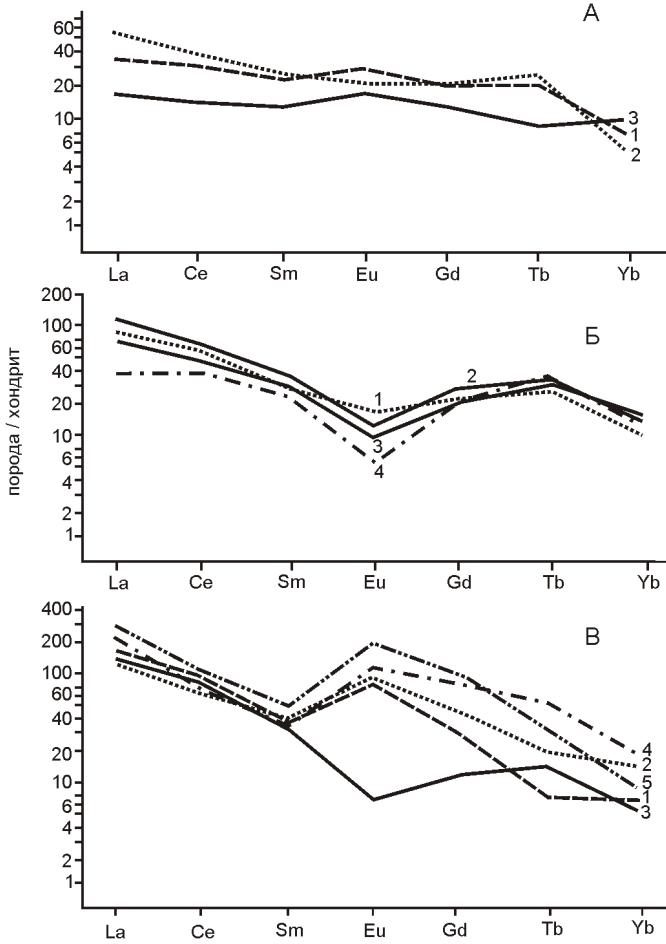


Рис. 6. Нормированное по хондриту [16] распределение редкоземельных элементов в гранитоидах Северного пояса:

А: 1 — диорит Кинели-Тасского массива (M-типа), 2 — гранодиорит Коханахского массива (M-типа), 3 — габбро;
Б: 1 — гранодиорит и 2 — гранит Арга-Эмнекенского массива IS-типа, 3 — гранит и 4 — лейкогранит Омчикандинского массива (S-типа); В: 1 — диорит, 2 — гранодиорит, 3 — гранит, 4 — лейкогранит, 5 — грейзен Бакынского массива (L-типа)

пределах базальтового тренда, а более кислых — занимают промежуточное положение между базальтовым и коровым трендами. Вариации значений K/Rb (14 700—464)—Rb (36—160) свидетельствуют о генерации расплавов в субстратах, представлявших собой смесь корового и мантийного материала и коровый материал [12], а соотношения основных петрохимических характеристик (см. рис. 7, Б) и $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}-(\text{Yb})_{\text{N}}$ (рис. 8) вместе с присутствием реситовых минералов, характерных для глубоко метаморфизованных пород, позволяют отнести гранитоиды ассоциации к производным расплавов, возникших в результате парциального плавления амфиболитов и гранатовых амфиболитов нижней коры [28, 4].

По мнению Г.Б.Ферштатера [26], источником тепловой энергии, необходимой для плавления, возможно,

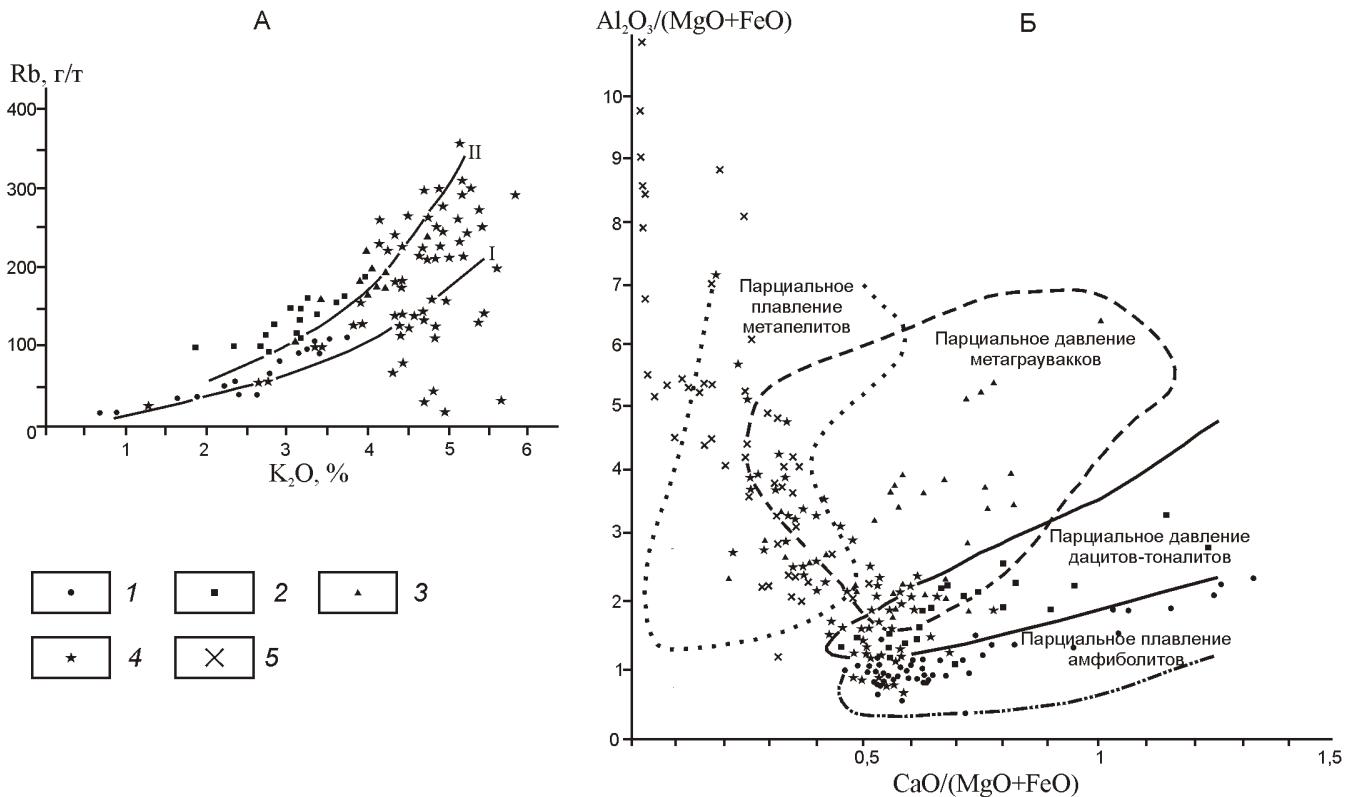


Рис. 7. Соотношения Rb—K₂O (А), Al/(Fe+Mg)—Ca/(Fe+Mg) (Б) в гранитоидах Северного пояса:

А — тренды [25]: I — базальтовый, II — коровый; гранитоиды: 1 — М-, 2 — IS-, 3 — S- и 4 — L-типов; Б — поля диаграммы [29]

являлся продолжающийся мантийный магматизм. Действительно, как уже указано, в ареалах развития ассоциации присутствуют мелкие штоки и дайки габброидов и долеритов, кристаллизовавшиеся, судя по соотношениям La/Yb (2,1—4)—Yb (2,3—2,7) [27], из расплава, возникшего при низкой степени плавления примитивной лерцолитовой мантии.

К гранодиорит-гранитной ассоциации в пределах Северного пояса отнесены Арга-Эмнекенский, Холодный, Мокринский массивы и большая часть Восточно-Полоусненского и Улахан-Тасского полиформационных массивов. Их главные фации состоят из амфибол-биотитовых гранодиоритов и гранитов с постепенными переходами между ними. Жильная фация представлена немногочисленными дайками лейкократовых гранитов и аплитов. С массивами ассоциируют небольшие проявления Au и Sn. Породы характеризуются раннемагматической ассоциацией андезина и обыкновенной умеренно железистой роговой обманки с низким содержанием чермакитового минала и низкой концентрацией F и Cl (до 0,3%). Состав биотита в среднем (в %): f50,2—62,6; F 1,31—0,42; Cl 0,44—0,69 соответствует таковому гранодиорит-гранитных ассоциаций и гранитоидов I- и S-типов [24]. Плагиоклаз зональный, представлен в основном кислым андезином с реликтовыми ядрами

андезин-лабрадора. Калиевый полевой шпат — высокий ортоклаз в центре зерен и промежуточный по периферии. Аксессорный гранат содержит до 26,4% ру и соответствует гранатам производных расплавов, зарождавшихся в пределах нижних горизонтов коры [10, 11]. Температура материнского расплава до 1000 С [30], температурный интервал кристаллизации 1000—840 С [6], давление при кристаллизации до 1 ГПа, что близко к расчетной [1] глубине магмо-генерации 29—32 км.

Породы известково-щелочные, умеренно глиноземистые (см. рисунки 2—4 и таблицу), с незначительным преобладанием в нормативном составе альбита над ортоклазом (в среднем 24—27 и 18—19%). В процессе эволюции калиевая щелочность повышается от умеренной до высокой (см. рис. 3). Содержания петрогенных элементов в целом соответствуют таким в гранитоидах S-типа, от которых породы данной ассоциации отличаются более высокими значениями Ca/(Na K) и более низкими Al/(2Ca Na K) (см. таблицу), приближаясь по этим параметрам к гранитоидам I-типа [9]. С учетом типоморфных особенностей составов породообразующих и аксессорных минералов это позволило авторам выделить такие гранитоиды в промежуточный петрогенетический IS-тип. По соотношениям основных петроген-

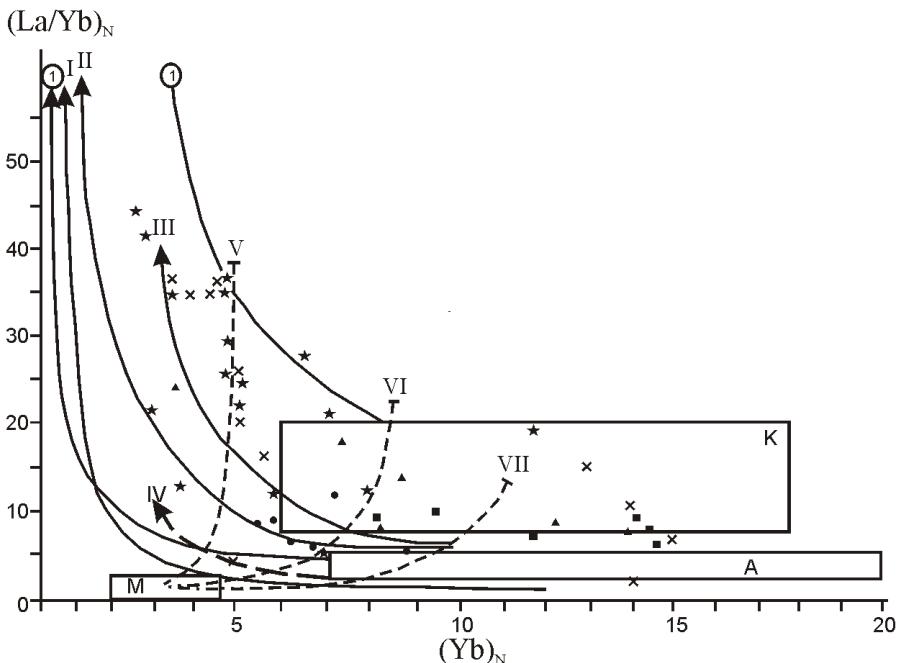


Рис. 8. Соотношение $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ — $(\text{Yb})_{\text{N}}$ в магматических породах Северного пояса [3]:

M — верхняя мантия, K — верхняя континентальная кора, A — амфиболы (базальтоиды) континентальной коры; тренды плавления: I — кварцевого эклогита, II — гранатового амфиболита, III—IV — амфиболита, V—VII — гранатодержащей мантии, в кружке 1 — границы поля архейских трондjemит-тоналит-гранодиоритовых пород; см. услов. обозн. к рис. 7

ных элементов они определяются как гранитоиды континентальных дуг раннеколлизионной обстановки (см. рисунки 4 и 5).

Тренды распределения REE характеризуются слабо выраженным минимумом Eu, усиливающимся с ростом кремнекислотности пород (см. рис. 6). На диаграмме Rb—K₂O точки их составов локализуются вблизи корового тренда (см. рис. 7, А). Вариации значений K/Rb (265—140)—Rb (88—240) отвечают преимущественно генерации материнских расплавов в коровых субстратах, лишь изредка отвечая полю смешения мантийного и корового вещества. Соотношение основных петрохимических характеристик указывает на начало плавления кислых субстратов нижней коры с перемещением в метаграувакковые горизонты верхней (см. рис. 7, Б).

К гранит-лейкогранитной ассоциации на данный момент отнесены Омчикандинский и Западный мономорфационные массивы, а также (предварительно, по данным А.Н. Артемьева, 1970) Тилемский массив в составе Восточно-Полоусенского батолита. Их главные фации представлены биотитовыми крупно-среднезернистыми гранитами. Останцы до-гранитоидных вулканических покровов в водораздельной части Омчикандинского массива говорят о кристаллизации гранитного расплава под слабопроникаемым экраном («закрытые» условия, или камерно-эмансационный тип), что обусловило широкое развитие пород жильной фации (лейкограниты, мелко-зернистые пегматоидные граниты, гранит-порфиры, аplitы) и интенсивное проявление процессов площадной и трещинной грейзенизации. В западной части Омчикандинского массива в зоне интенсивного развития постгранитоидных тектонических нарушений граниты главной фации прорваны штоками и трубообразными телами альбит-микроклиновых редкометалльных гранитов А-типа. К массиву приуроче-

но крупное Sn-W месторождение. Биотитовые граниты главной фации сложены высокоупорядоченным незональным или неотчетливо зональным олигоклазом и альбит-олигоклазом (до альбита) с реликтовыми корродированными ядрами андезина (46—52% an), низким до максимального микроклином и (реже) ортоклазом; железистым биотитом (*f* 66—68 в ранней и 69—91% в поздней генерации), по составу отвечающим биотитам стандартных коровых гранитов S-типа и обычно обогащенным фтором [24] и мусковитом. В акцессорной фракции преобладают низкотемпературный ильменит, богатый MnO гранат с содержанием 10% py, F- и OH-апатиты, что также типично для производных верхнекоровых низкотемпературных, насыщенных водой расплавов [3, 11]. Присутствуют акцессорные кассiterит, tantalо-ниобаты и минералы берилля. По соотношениям F—Li Rb—Ba Sr породы относятся к высокорудоносным в отношении редкометалльного оруденения [5]. Расчетные температуры материнских расплавов до 930 °С [30], расчетный температурный интервал кристаллизации и кристаллизации гранитов главной фации 870—600 °С [6], давление при кристаллизации 0,6 ГПа, что близко расчетной [1] глубине магмогенерации (18—23 км).

Породы высокоглиноземистые, корунд-нормативные, железистые, высококалиевый известково-щелочной серии (см. рисунки 2—4). Содержания петrogenенных элементов в целом соответствуют таковым в гранитоидах S-типа и в континентальных коллизионных гранитоидах (см. таблицу и рис. 5). Тренды распределения REE характеризуются отчетливо выраженным минимумом Eu, усиливающимся с ростом кремнекислотности пород (см. рис. 6). Вариации значений K/Rb (100—220)—Rb (162—280) отвечают генерации материнских расплавов в коровых субстратах. Соотношения основных петрохимических ха-

рактеристик (см. рис. 7, Б) и значения $(La/Yb)_N$ — $(Yb)_N$ (см. рис. 8) указывает на генерацию материнских расплавов при парциальном плавлении метагравакк и метапелитов верхней коры. Таким образом, по всем петро- и геохимическим параметрам эти породы соответствуют коровыми коллизионными границам S-типа.

Гранитоиды латитового ряда приурочены к зонам Кюнь-Тасского и Улахан-Тасского и оперяющих их региональных разломов и представлены Бакынским, Куранахским, Эликчанским, Истехским массивами в север-северо-западной части Северного пояса и небольшими массивами в составе полиформационных Восточно-Полоусненского и Улахан-Тасского массивов. Они обладают широким спектром состава: от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов и лейкогранитов, как с фазовыми, так и с фациальными переходами между ними. Внедрению гранитоидов предшествовали и за ним следовали субаэральные вулканические излияния пестрого состава и комплекс субщелочных и щелочно-основных даек, что говорит о сохранении условий повышенной проницаемости на протяжении всей раннемеловой эпохи. Установлено усиление латитовой специфики гранитоидов с продвижением вдоль зоны Кюнь-Тасского разлома на юго-восток, к сочленению с зоной Иргичанского регионального разлома [18]. С гранитоидами ассоциируют многочисленные проявления Sn, Ag, Au, Sb, Pb. Для пород характерен ранний парагенезис высокотемпературного лабрадора или лабрадор-битовнита и магнезиального клинопироксена, скопления которых погружены в матрикс гранодиоритового или гранитного состава. Реститовые минералы в этом парагенезисе представлены жадеитом и чермакитом высоких давлений [18]. Пироксены и амфиболы (ферропаргасит и магнезиальный гастингсит с низкими содержаниями SiO_2 при высоких Al_2O_3 , Na_2O и Cl) по составу отвечают минералам континентальных базитов повышенной щелочности; биотиты ранней генерации — биотитам гранитоидов шошонитовой серии мантийного и корово-мантийного происхождения [18, 20, 24]. Аксессорные магнетит и ильменит по повышенным содержаниям Cr_2O_3 (до 1%) также сопоставимы с минералами производных основных расплавов [12]. В то же время состав аксессорных гранатов (19—24% ру) и реститовых ядер в андезине (олигоклаз) гранодиоритового и гранитного матрикса характерны для коровых образований. Таким образом, эти гранитоиды характеризуются неравновесностью состава: сочетанием парагенезисов минералов базитового и корового гранитоидного расплавов. Температуры исходных расплавов оценены в 1100—1060 С [30], температурный интервал кристаллизации пород по минеральным геотермометрам 1120—980 С при максимальном давлении до 1,2 ГПа [18]. Химический состав гранитоидов определяет температуры кристаллизации в 1070—850 С

[6], давление в очагах магмогенерации до 1,4 ГПа [6], 33—38 км [1], что отвечает нижнекоровому уровню или границе коры—мантии.

В нормативном составе гранитоидов значения альбита (25—31) и ортоклаза (20—30%) близки; нормативный корунд в значительном количестве (до 2,6%) рассчитан только для лейкогранитов. Породы умеренно- и гиперглиноземистые, повышенной щелочности, определяются как гранитоиды континентальных дуг и континентального эпейрогенического воздымания, а наиболее поздние производные — как рифтогенные гранитоиды (см. рисунки 2—5). На большинстве петрохимических диаграмм точки составов этих пород намечают тренды, секущие тренды эволюции при нормальной магматической дифференциации. Отношения La/Yb , как правило высоки (см. таблицу), что типично для латитовых гранитоидов [15], а на диаграмме $(La/Yb)_N$ — $(Yb)_N$ они локализуются вдоль пересекающихся трендов плавления гранатодержащей мантии и коровых амфиболитов (см. рис. 8). Следует отметить, что значения La/Yb (36—65)— Yb (1—2,2) в непосредственно предшествовавших формированию латитовых гранитоидов и следующих за ними дайках субщелочных долеритов характерны для производных основных расплавов, возникших по интенсивно метасоматизированной мантии [27]. При продолжающемся воздействии глубинных флюидов по гранитоидам главных фаций сформированы щелочнополевошпатовые граниты и пегматиты с высокотемпературными сульфидами и наложенным магнезиальным биотитом (940—920 С), обогащенным галогенами (F 2,6%, Cl 1%) и редкими щелочами, отвечающим по составу биотитам мантийных производных [19, 23]. Значения La/Yb в них еще более возрастают (до 74 в метасоматических гранитах Бакынского, до 100% в пегматитах Куранахского массивов).

Тренды распределения редкоземельных элементов характеризуются высокими концентрациями LREE и (в большинстве случаев) максимумами Eu, характерными для многих гранитоидов латитового ряда [15]. При этом метасоматические граниты и аномальные пегматиты дают рост как содержаний LREE, так и максимумов Eu (см. рис. 6) (для нормального хода дифференциации гранитоидных магм, напротив, характерно снижение содержаний LREE с одновременным углублением минимума Eu). Эти факты объясняются или присутствием среди магмообразующих субстратов основных изверженных пород, внедрившихся непосредственно перед выплавлением гранитоидного расплава, или метасоматической проработкой коровых субстратов связанными с основными магмами глубинными флюидами [16], имевшей место как в процессах магмогенерации, так и в постмагматический этап.

На основании изложенных данных авторы пришли к выводу об образовании материнских для гранитоидов

латитового ряда магматических очагов при парциальном плавлении амфиболитов и дальнейшей эволюции материнских расплавов при длительным воздействии глубинных флюидов, связанных с базальтоидными магмами повышенной щелочности, поднимавшимися по зонам длительно существовавших региональных разломов активной континентальной окраины, на коровые субстраты и непосредственном взаимодействии базальтоидных и гранитоидных магм.

В заключение следует отметить, что Северный батолитовый пояс фактически распадается на две ветви, гранитоиды которых различаются по составу и геодинамической обстановке формирования. Обе ветви сливаются в северо-восточной части пояса, взаимоотношения гранитоидов различных петротипов в которой остаются недостаточно изученными. В составе южной ветви надсубдукционные гранитоиды сменяются окраинно-континентальными и синеклизаационными с миграцией во времени уровней магмогенерации от примитивных лерцолитов верхней мантии к амфиболитам нижней коры и метаграуваккам и метапелитам — верхней. Гранитоиды север-северо-западной ветви, локализованные в зоне региональных разломов, принадлежат в основном к латитовому ряду и формируются в условиях растяжения активной континентальной окраины. Заложение материнских магматических очагов имело место при парциальном плавлении амфиболитов нижней коры под воздействием транскоровых флюидов, связанных с базальтоидными магмами повышенной щелочности, которое продолжалось в процессе всей эволюции магматических систем и в постмагматический этап, и при непосредственном взаимодействии базальтоидных и гранитоидных расплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев Г.М., Рудник В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. —Л.: Недра, 1978.
2. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. —М.: Наука, 1987.
3. Джсан Б.М., Чжсан З.К. Радиометрический возраст ($Rb-Sr$, $Sm-Nd$, $U-Pb$) и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбэй, Китай // Геохимия архея. —М., 1987. С. 250—284.
4. Ермолов П.В., Изох А.Э., Владимиров А.Г. Гранат как индикатор условий гранитообразования в коре // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 1. С. 208—211.
5. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. —Новосибирск: Наука, 1985.
6. Куликова В.В., Куликов В.С. Петрохимическая классификация магматических пород. —Петрозаводск, 2001.
7. Матвеенко В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруднение Северо-Востока СССР / Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. —М.: Наука, 1958. С. 169—240.
8. Некрасов И.Я. Геохимия олова и рудных элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. —М.: Наука, 1966.
9. Ненахов В.М., Иванников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. —М., 1992.
10. Попов В.С. Состав граната как показатель генезиса известково-щелочных магм // Известия АН СССР. Сер. геол. 1982. № 3. С. 36—48.
11. Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Гладков Н.И. и др. Типоморфные особенности акцессорных минералов и их значение для выяснения генезиса и рудоносности гранитоидов // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. —М.: Наука, 1977. С. 197—235.
12. 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.
13. Смирнов В.Н., Чащухина В.А., Пушкирев Е.В., Ведерников В.В. О природе акцессорных гранатов в породах габбро-гранитных серий Урала // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 956—960.
14. Спектор В.Б., Гриненко В.С. Тектоническая схема. Геологическая карта Якутии м-ба 1:500 000. Нижне-Янский блок. —С-П, 1995.
15. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. —Новосибирск: Наука, 1987.
16. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. —М.: Мир, 1988.
17. Трондемиты, дациты и связанные с ними породы. —М.: Мир, 1983.
18. Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С. Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр. Полоусного (Северный батолитовый пояс Верхояно-Колымских мезозоид) // Тихоокеанская геология. 2002. № 5. С. 15—27.
19. Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С. Латитовые рудоносные магматические системы хр. Полоусного (северо-восток Верхояно-Колымских мезозоид) // Рудные месторождения континентальных окраин. —Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 22—38.
20. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. —Якутск, 1996.
21. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 61—66.
22. 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.
23. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Петрология и рудоносность гранитоидов Главного батолитового пояса Верхояно-Колымской орогенной области // Тихоокеанский Рудный Пояс: материалы новых исследований (к столетию Е.А.Радкевич). —Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 210—227.
24. Трунилина В.А., Роев С.П., Павлова Л.А. Состав биотитов гранитоидов Момо-Полоусной зоны Верхояно-Колымской орогенной области как критерий их расчленения // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 60—65.
25. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. —М.: Наука, 1987.
26. Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований.. —Екатеринбург, 2001. С. 350—351.
27. 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. Pp. 57—83.
28. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // Petrology. 2001. Vol. 42. № 11. Pp. 2033—2048.
29. Gerdes A., Werner 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.
30. 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 J. Mineralogy. 2007. № 1. Pp. 5—40.
31. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., and Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. Pp. 167—170.
32. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. Vol. 101. Pp. 635—643.
33. 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 // Contribs. Mineral. And Petrol. 1979. Vol. 70. Pp. 341—356.
34. Wilson M. Igneous petrogenesis. —Unwin Hayman, London, 1989.

УДК 551.14

В.С.Шкодзинский, 2011

Природа некоторых особенностей размещения кимберлитов с позиций моделей горячего образования Земли

В.С.ШКОДЗИНСКИЙ (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677890, г.Якутск, проспект Ленина, д.39)

В результате анализа опубликованных данных установлено существование прямой зависимости между количеством кимберлитовых полей и карбонатитсодержащих комплексов на древних платформах и процентной доли их площади, занятой траппами. Максимальное количество этих комплексов приурочено к краевой зоне древних платформ шириной 200 км, а кимберлитовых полей — к зоне, удаленной от их краев на 200—400 км. Рассмотрено происхождение этих зависимостей с учетом данных о формировании континентальной литосферы в результате фракционирования океана магмы.

Ключевые слова: генезис и размещение кимберлитов, происхождение мантии, магматический океан.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Peculiarities of kimberlite distribution in the context of hot Earth origin

V.S.SHKODZINSKIY

Analisis of published data showed correlation between quantities of kimberlite fields and traps on ancient platforms. Maximal quantity of kimberlite occurs in a zone 200—400 km away from the edges of platforms. Carbonatite complexes are located mainly in a marginal zone 0—200 km wide. The correlation is discussed in the context of lithosphere origin as a result of magma ocean fractionation.

Key words: genesis and distribution of kimberlite, genesis of mantle, magma ocean.

Проблеме закономерностей размещения кимберлитов посвящены тысячи публикаций, так как с ней во многом связаны эффективный прогноз и поиски коренных месторождений алмаза. Обычно данная проблема решается на основе принятых представлений о генезисе кимберлитовых магм и алмаза. Чаще всего предполагается, что эти магмы образовались в результате сепарации выплавок из слабо подплавленных (на 0,5—0,1%) мантийных перидотитов, предварительно обогащенных летучими компонентами и щелочами под влиянием гипотетических флюидных потоков, отделявшихся от мантийных плумов [7, 13]. Однако такому генезису кимберлитов противоречит очень высокая вязкость мантии, 10^{17} — 10^{23} Па·с, при которой выплавки и флюиды за всю историю Земли

(4,5 млрд.лет) способны переместиться в ней всего на первые миллиметры [8] и, следовательно, не могут привести к магмообразованию. Этому противоречат также экспериментальные данные [12], согласно которым перидотит начинает разделяться на расплав и твердые фазы лишь при плавлении более чем на 40% после разрушения каркаса сросшихся кристаллов. Кроме того, в мантийных породах нет источников флюида, так как содержание в них летучих компонентов составляет всего сотые — десятые доли процента. Они в основном химически связаны в минералах и поэтому не являются флюидом.

Эмпирически установлено, что алмазоносные кимберлиты формировались только на древних кратонах (правило Клиффорда), имеющих раннедокембрий-

ский возраст кристаллической коры и относительно холодную мощную литосферу, но природа этого явления не понятна. Обычно оно объясняется тем, что алмазы формировались в мантии в архее и заимствовались и выносились кимберлитовыми магмами только при прохождении их через эту алмазоносную мантию [3, 5, 7], т.е. алмазы в кимберлитах являются ксеногенными. Однако такому предположению противоречат постархейский возраст включений во многих алмазах и существование зависимости кристалломорфологии и других свойств этого минерала от состава вмещающих кимберлитов. Это указывает на значительную общность процессов их образования [10]. А.А.Фролов с соавторами [7], Ю.А.Дукарт, Ю.А.Борис [1] и другие исследователи отмечали приуроченность кимберлитов к плечам авлакогенов и рифтов, что связывается с возникновением магмово-дов при образовании таких структур.

Выполненный автором [8] анализ показал, что до сих пор главной причиной нерешенности проблемы кимберлитообразования является ошибочность гипотезы холодной акреции Земли, на основе которой она рассматривается. По данной гипотезе мантия никогда не находилась в расплавленном состоянии и в ней не протекали процессы глобального магматического фракционирования. Исключение из рассмотрения этого самого эффективного и массового механизма дифференциации вещества Земли привело к невозможности убедительного объяснения природы почти всех глубинных процессов.

Между тем в результате полетов на Луну получены доказательства горячего формирования планет земной группы и существования на них глобальных океанов магмы. Особенно показательно присутствие на этом спутнике анортозитовой коры мощностью 60—100 км, образование которой произошло путем фракционирования океана магмы глубиной не менее 1000 км [15]. Наиболее убедительными доказательствами горячего образования Земли является расположение точек состава различных мантийных ксенолитов в кимберлитах на едином тренде магматического фракционирования и формирование этими породами единых возрастных и температурных последовательностей, полностью соответствующих этому фракционированию [11]. Все эти данные свидетельствуют о необходимости пересмотра существующих представлений о природе глубинных геологических процессов.

По разработанной автором модели [8] после завершения акреции на Земле существовал магматический океан глубиной около 240 км. Вследствие раслоенности по составу затвердевание его происходило сверху вниз. В результате кристаллизации кислого верхнего слоя в раннем докембрии сформировалось большинство пород кристаллической коры континентов. Фракционирование нижних пикритового и перидотитового слоев океана в соответствии с экспе-

риментальными данными [14] привело к образованию карбонатитовых (при содержании СО₂ среди летучих компонентов 60%) и щелочных силикатных (при меньшем содержании) остаточных расплавов. При давлении 2,0—2,6 ГПа фракционирование пикритового слоя сопровождалось разделением силикатного и карбонатитового расплава, поскольку они не смешиваются в таких условиях [6]. Это обусловило возникновение карбонатитовых магм. Вследствие полной смесимости силикатного и карбонатитового расплавов при более высоком давлении фракционирование придонного перидотитового слоя привело к формированию переходных по составу кимберлитовых расплавов карбонатитовой и лампроитовой магматических серий [9].

При таком происхождении кимберлитов алмазы являются ранними фазами кристаллизации и фракционирования слоя перидотитовой магмы и связаны с кимберлитовыми магмами парагенетическими соотношениями. В этом случае становятся понятными существование связи кристалломорфологии и других свойств алмазов с составом кимберлитов и в то же время чаще всего намного более древний изотопный возраст содержащихся в них минеральных включений по сравнению с вмещающими кимберлитами. Алмазы и ксенокристаллы в кимберлитах по происхождению во многом аналогичны глубинным вкрапленникам в вулканитах, но они образовались не в процессе остывания глубинного очага магмы, а в результате кристаллизации магматического океана при формировании континентальной мантии и протекало почти 3 млрд. лет. В этом случае алмазы и другие глубинные минералы в кимберлитах, по-видимому, целесообразно называть автоксенокристаллами в отличие от аллоксенокристаллов, возникших вне связи с процессами образования кимберлитовых остаточных расплавов.

Такой генезис кимберлитовых расплавов и алмаза объясняет главные особенности состава и размещения кимберлитов. Большое содержание в кимберлитах и карбонатитах воды, углекислоты, редких земель, щелочей, фосфора обусловлено накоплением их в остаточных расплавах. Содержание легких редких земель в карбонатитах достигает нескольких тысяч хондритовых норм. Только очень медленное остывание глубинных слоев магматического океана в течение миллиардов лет могло обеспечить подобные огромные масштабы накопления расплавофильных компонентов в остаточных расплавах. Вследствие остывания сверху вниз глубинные слои магматического океана кристаллизовались и фракционировали очень поздно в истории Земли. Это является причиной формирования подавляющего большинства кимберлитов и карбонатитов в фанерозое и увеличения их количества с течением времени примерно в геометрической прогрессии [10]. Длительное остывание и фракционирование глубинных слоев магматичес-

кого океана обусловили большую продолжительность процессов образования кимберлитовых провинций и карбонатитсодержащих комплексов, достигающую многих сотен миллионов лет [7].

Кристаллизация постаккреционного глобального магматического океана привела к возникновению континентальной литосферы, содержащей кимберлитовые и карбонатитовые остаточные расплавы [10]. В океанических областях такая литосфера отсутствует вследствие раздвижения ее под влиянием интенсивно проявленных процессов подъема и растекания вещества мантийных плюмов. Это является причиной приуроченности кимберлитов и большинства карбонатитов к древним платформам и отсутствия их в океанических областях, несмотря на массовое проявление здесь мафического магматизма. Большинство пород континентальной кристаллической коры образовалось в результате кристаллизации верхнего кислого слоя магматического океана, а кимберлитовые расплавы — продукт фракционирования его придонного перидотитового слоя. Очевидно, что, если в каких-то участках платформ древняя кислая кора была переработана поздними геологическими процессами, то в основании их литосферы чаще всего был уничтожен и слой, содержащий кимберлитовые остаточные расплавы, что объясняет природу правила Клиффорда — присутствие алмазоносных кимберлитов лишь в тех участках платформ, в которых кора имеет наиболее древний возраст и она не подвергалась значительному воздействию поздних тектонических и магматических процессов.

Нижняя часть континентальной литосферы на глубине образования большинства карбонатитовых и кимберлитовых расплавов (при давлении 2—7 ГПа), судя по величинам тепловых потоков (30—45 мВт/м²), в настоящее время имеет температуру 400—1300 С [2], что в среднем выше температуры солидуса богатых водой карбонатитовых расплавов (600—700 С [10]). Следовательно, эти расплавы до сих пор существуют и формируются в основании континентальной литосферы в результате фракционирования более мафических магм. Это подтверждается увеличением интенсивности кимберлитового и карбонатитового магматизма в течение фанерозоя и постепенным повышением в карбонатитах содержания наиболее низкотемпературных расплавоильных компонентов [10]. Остаточные расплавы, по-видимому, размещаются в виде линз, прослоев и жил, сопоставимых по объему с телами кимберлитов и карбонатитов. Поэтому для внедрения этих расплавов в земную кору необходимы лишь процессы тектонических деформаций континентальной литосферы, которые приводили к выжиманию и всплынию кимберлитовых и карбонатитовых остаточных расплавов вдоль формировавшихся зон наиболее интенсивного растяжения. Связь с такими деформациями процессов подъема остаточных расплавов объясняет

главные особенности размещения кимберлитов и карбонатитов.

Наиболее мощный эндогенный геологический процесс на платформах — образование траппов и связанных с ними тектонических структур. Огромные количества траппов обычно расположены в крупных синеклизыах, мощность литосферы в которых обычно в 2—3 раза меньше, чем в окружающих антеклизыах. Такое уменьшение мощности связывается с растяжением литосферы под влиянием растекания под ней вещества мантийных плюмов [5]. Очевидно, что при растяжении возникали идеальные условия для выжимания и всплыивания остаточных расплавов. Это объясняет постоянное сопранохождение кимберлитов и карбонатитов с основными породами. Судя по рис. 1, число кимберлитовых полей и карбонатитсодержащих комплексов на 1 млн.км² на различных древних платформах увеличивается прямо пропорционально доли их поверхности, занятой траппами. Больше всего их (около 4 кимберлитовых полей, 12 и 8 карбонатитсодержащих комплексов на

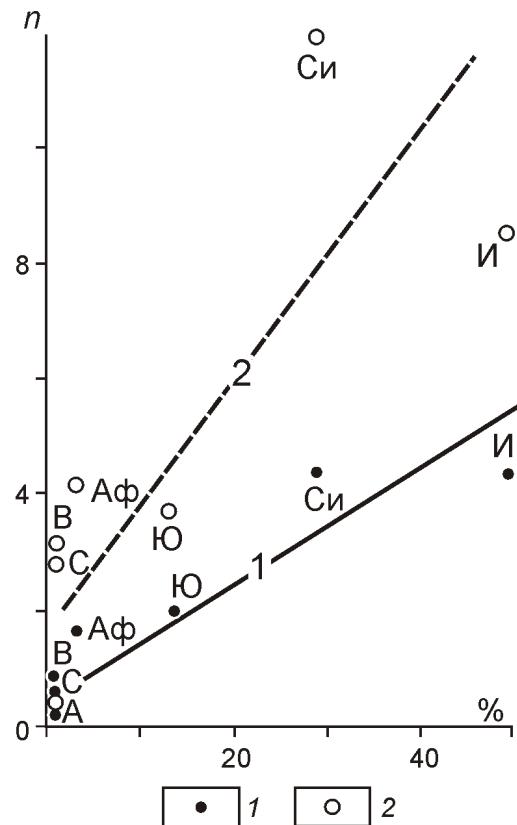


Рис. 1. Прямая зависимость числа (n) кимберлитовых полей (1) и карбонатитсодержащих комплексов (2) на 1 млн.км² от процентной доли площади, занятой траппами [7]:

платформы: А — Австралийская, Аф — Африканская, В — Восточно-Европейская, И — Индийская, С — Северо-Американская, Си — Сибирская, Ю — Южно-Американская

1 млн.км²) на Сибирской и Индийской платформах, соответственно около 30 и 50% поверхности которых покрыто траппами.

Особенности формирования и размещения карбонатитов и кимберлитов в областях развития траппов отражает рис. 2. Образование трапповых синеклиз сопровождалось возникновением в них грабенов и активизацией ранее существовавших авлакогенов [5]. Выжимание карбонатитовых и более мафических остаточных расплавов из бывшего пикритового слоя магматического океана по зонам интенсивного растяжения в литосфере должно было обусловить образование карбонатитсодержащих магматических комплексов преимущественно в рифтах и в их ближайших окрестностях. Блоки самого нижнего частично закристаллизованного перидотитового слоя перемещались в дальние окрестности рифтов и трапповых синеклиз растекавшимися струями вещества плюмов. Поэтому выжимавшиеся из них кимберлитовые расплавы формировали кимберлитовые тела чаще всего в некотором удалении от таких отрицательных структур. Это объясняет приуроченность большинства карбонатитов к рифтам, а кимберлитов — к участкам, удаленным от них. С этим же связана значительная сопряженность во времени процессов образования магматических пород [7]. Смещение кимберлитсодержащих глубинных блоков литосферы на сотни километров от формировавшихся рифтов происходило, по-видимому, за многие миллионы лет, что является причиной обычно более позднего возраста кимберлитов по сравнению с карбонатитами в одном и том же регионе.

Под алмазоносными кимберлитовыми полями центральной части Сибирской платформы мощность литосферы до 250 км и здесь выделяется литосферный корень [4]. К краям мощность литосферы значительно понижается, что, возможно, обусловлено эрозией ее под влиянием астеносферных течений. Из этого следует, что на окраинах платформ обычно отсутствуют нижние части континентальной литосферы, содержащие кимберлитовые по составу остаточные расплавы и субстраты. Поэтому края платформ не

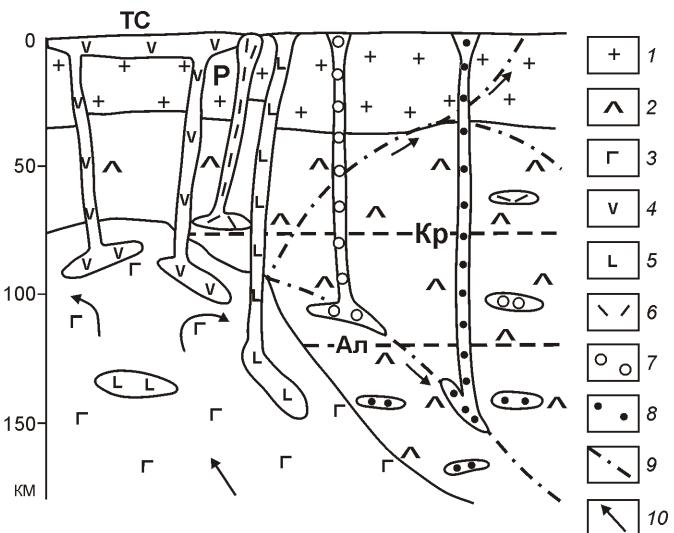


Рис. 2. Модель образованиямагм при формировании рифтов (Р) и трапповых синеклиз (ТС) на древних платформах:

1 — континентальная кора; 2 — континентальная мантийная литосфера; 3 — мантийный плюм; 4 — траппы и очаги фракционирующих толеитовых расплавов в плюмах; 5 — основныемагмы повышенной щелочности; 6 — карбонатитовые остаточные расплавы в мантии имагмы в земной коре; кимберлитовые остаточные расплавы имагмы: 7 — неалмазоносные, 8 — алмазоносные; 9 — преимущественно вязкие сколы влитосфере; 10 — направление перемещений вещества; линии Ал иКр — верхние границы соответственно устойчивости алмаза и полной смесимости карбонатитового исиликатного расплавов [6]

благоприятны для образования кимберлитов, особенно высокоалмазоносных. Карбонатитовыемагмы формировались путем ликвации остаточных расплавов пикритового слоя магматического океана на значительно меньшей глубине, чем кимберлитовыемагмы. Следовательно, на краях платформ карбонатитсодержащие комплексы должны возникать значительно чаще, чем кимберлиты. На этих краях континентальная литосфера обычно втой или иной степени подвергалась тектоническим деформациям под воздействием окружающих плит. Поэтому карбонатитовые идругие остаточные расплавы пикритового слоя здесь наиболее часто выжимались вземную кору иформировали карбонатитсодержащие комплексы, что подтверждает рис. 3, который показывает, что максимальное ихчисло располагается в интервале 0—200 км откраев платформ иконтролиру-

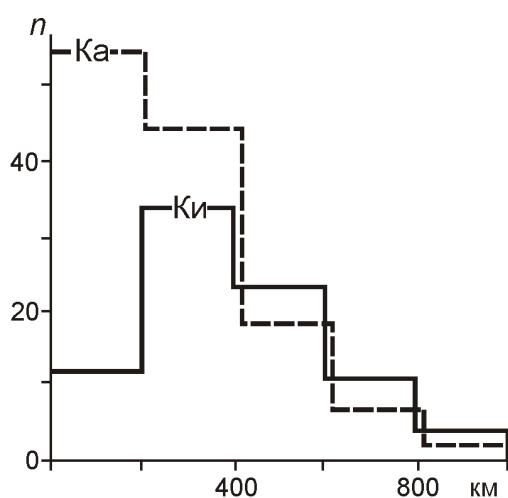


Рис. 3. Распределение числа (n) карбонатитовых комплексов (Ka) и кимберлитовых полей (Ki) на главных платформах в зависимости от расстояния до их ближайших краев

ется перикратонными поясами разломов. С удалением от краев число карбонатитовых тел постепенно уменьшается. Кимберлитовые поля на краях платформ встречаются значительно реже, максимальное число их располагается в полосе 200—400 км от краев, где континентальная литосфера имеет большую мощность.

Большая глубина зарождения алмазоносных кимберлитовых магм по сравнению с неалмазоносными и особенно с карбонатитовыми и утонение континентальной литосферы к краям платформ за счет эрозии ее глубинных частей являются причиной чаще всего уменьшения алмазоносности кимберлитов и смены их карбонатами в этом направлении, что и иллюстрирует рис. 4, на котором показано изменение среднего состава пород кимберлитовых полей с удалением от высокоалмазоносных центральных частей Сибирской платформы вдоль Далдыно-Оленёкской кимберлитоконтролирующей зоны. С удалением от высокоалмазоносных трубок Юбилейная и Удачная снижается содержание алмаза в кимберлитах. В них среди минералов-спутников алмаза уменьшается содержание пиропа и возрастает количество пикроильменита, почти исчезают нодулы алмазоносной фации глубинности [3], что свидетельствует об уменьшении глубины зарождения магм кимберлитов и родственных им пород.

Одновременно с этим уменьшается среднее содержание MgO и увеличивается количество извести и углекислоты в породах (см. рис. 4, А). Эти изменения подтверждают, что с уменьшением глубины залегания в мантии увеличивалось содержание химических компонентов карбонатитов в остаточных расплавах магматического океана. Вследствие затвердевания постаккреционного магматического океана сверху вниз такое явление обусловлено снижением температуры остаточных расплавов и формированием их на все более ранних этапах магматического фракционирования с уменьшением глубины их положения в мантии. Содержание окисного железа и калия сначала увеличивается, затем резко снижается.

В наибольшем удалении от центральной части Сибирской платформы сформировались наиболее близкие по составу к карбонатитам породы Хорбусуонского поля. Примерно в таком же удалении от центральной части Сибирской платформы западнее Хорбусуонского поля располагается крупнейший Томторский карбонатитовый массив. Как иллюстрирует рис. 4, Б, формирование карбонатитов возможно и в области распространения неалмазоносных и алмазоносных кимберлитов, но карбонатитовые остаточные расплавы здесь находятся в сравнительно небольшом по мощности слое мантии между изотермой (700 С, см. рис. 4), примерно соответствующей солидусу карбонатитов, и верхней границей области полной смесимости карбонатитовых и силикатных расплавов. Это определяет пониженную вероятность возникновения здесь карбонатитов и сравнительно не-

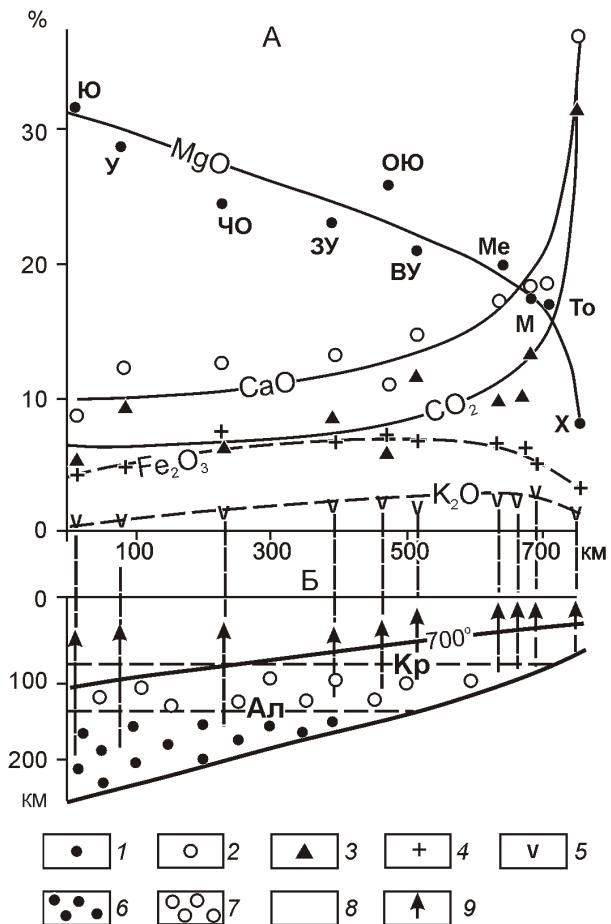


Рис. 4. Схема изменения состава магматических пород (А) и их образования (Б) при удалении на север от центральных частей Сибирской платформы:

средние содержания: 1 — MgO , 2 — CaO , 3 — CO_2 , 4 — Fe_2O_3 и 5 — K_2O ; области устойчивости и зарождения: 6 — алмаза и алмазоносных кимберлитовых магм в литосфере, 7 — неалмазоносных кимберлитовых магм, 8 — карбонатитовых магм; трубы: Ю — Юбилейная, У — Удачная Западная; поля: ЧО — Чомурдахское, ЗУ — Западно-Укукитское, ОЮ — Огонер-Юряхское, ВУ — Восточно-Укукитское, МЕ — Мерчимденское, М — Молодинское, Т — Толуопское, Х — Хорбусуонское; линии Ал и Кр — верхние границы областей соответственно устойчивости алмаза и полной смесимости карбонатитовых и силикатных расплавов; 9 — линии подъема различных магм

большой объем тел остаточных расплавов такого состава. По мере остывания мантии снижалась мощность этого слоя вследствие опускания изотермы солидуса карбонатитов, поэтому возможность возникновения карбонатитов в областях распространения кимберлитов с течением времени уменьшалась.

Таким образом, учет современных данных о горячем образовании Земли позволяет объяснить главные особенности происхождения и размещения кимберлитов и карбонатитов. Магмы этих пород образовались из остаточных расплавов глубинных слоев маг-

матического океана, что объясняет большие содержания в них расплавофильтных компонентов и позднее формирование в истории Земли. Продукты фракционирования этих слоев присутствуют только в литосфере платформ с древним возрастом кристаллической кислой коры, что является причиной приуроченности к последним кимберлитам и отсутствия их в океанических областях и объясняет природу правила Клиффорда. Тектонические условия, благоприятные для выжимания и всплывания глубинных остаточных расплавов в земную кору, возникали при формировании рифтов под влиянием плюмов. Это является причиной существования контроля размещения кимберлитов и карбонатитов рифтами. Тектонические деформации окраин древних платформ под влиянием окружающих плит объясняют широкое распространение здесь карбонатитов. Кимберлитовые и карбонатитовые остаточные расплавы могли иногда выжиматься и при тектонических деформациях другого происхождения [10].

При образовании кимберлитовых магм из остаточных расплавов глубинных частей магматического океана во всех древних участках платформ могли формироваться кимберлиты, что значительно расширяет перспективы их обнаружения. Наиболее алмазоносные из них возникали в участках с мощной холодной литосферой, поскольку здесь некоторые кимберлитовые остаточные расплавы образовывались на очень большой глубине.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дукарт Ю.А., Борис Е.И. Линеаментные рифты и термоблемы при прогнозировании кимберлитовых полей (на примере Мирнинского кимберлитового поля) // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 1202—1210.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермический атлас Сибири // Закономерности строения и эволюции геосфер. — Хабаровск, 2004. С. 45—56.

- Зинчук Н.Н., Контиль В.И. Особенности алмазов из кимберлитовых тел Якутии // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 1000—1019.
- Манаков А.В. Технология обработки региональных геофизических данных с целью выделения промежуточных поисковых объектов на новых территориях // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 1244—1260.
- Никулин В.И., Щукин В.Н., Фон-дер-Флаас Н.И. Базовые положения прогнозирования и поисков скрытых первоисточников алмаза // Геология алмазов — настоящее и будущее. — Воронеж, 2005. С. 1261—1276.
- Сурков Н.В., Зинчук Н.Н. Устойчивость глубинных падрецензисов, процессы магмообразования и происхождение кимберлитов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути ее решения. — Воронеж, 2001. С. 101—128.
- Фролов А.А., Лапин А.В., Толстов А.В. и др. Карбонаты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). — М: НИА-Природа, 2005.
- Шкодзинский В.С. Проблемы глобальной петрологии. — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
- Шкодзинский В.С. Магматические серии кимберлитов и их алмазоносность // Наука и образование. 2008. № 4. С. 5—9.
- Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. — Якутск: ОАО «Медиа-Холдинг Якутия», 2009.
- Шкодзинский В.С. Генезис литосферной мантии древних платформ // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 27—32.
- Arndt N.T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. Vol. 76. Pp. 424—428.
- Carlson R., Irving A., Schulze D. et al. Timing of lithospheric mantle modification beneath the Wyoming craton // 8th Kimberlite Conference. Long Abstracts. Victoria, Canada. 2003.
- Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂ // J. Petrol. 1975. Vol. 16. № 3. Pp. 520—548.
- Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constraints on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. — Univ. of Ariz. Press, 2000. Pp. 361—395.

Геодинамика и сейсмичность

УДК 551.248(571.56)

Л.П.Имаева, Б.М.Козьмин, В.С.Имаев, 2011

Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селеняхских впадин

Л.П.ИМАЕВА (Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128), Б.М.КОЗЬМИН (Учреждение Российской академии наук Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН; 677980, г.Якутск, проспект Ленина, д.39), В.С.ИМАЕВ (Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

Проанализированы новые схемы изосейст сильных Уяндинского 1984 г. (M 5,4) и Андрей-Тасского 2008 г. (M 6,1) землетрясений, построенные на основе их макроэффектов в ряде населенных пунктов на северо-востоке Якутии. Показано, что изосейсты данных событий ориентированы вкрест простирания преобладающих в сейсмоактивной зоне Черского северо-западных разломов. Подобная ориентация изосейст объясняется структурно-тектонической обстановкой, созданной динамическим влиянием Колымо-Омолонского индентора, который «внедряется» со стороны Североамериканской литосферной плиты в пределы зоны Черского на участке сейсмического максимума кряжа Андрей-Тас. Полученные результаты дополняют имеющиеся сейсмотектонические данные для создания карт общего сейсмического районирования России следующего поколения (ОСР-2012).

Ключевые слова: сейсмичность, изосейста, фокальный механизм землетрясения, разлом, геодинамика, сейсмическое районирование.

Имаева Людмила Петровна, imaeva@crust.irk.ru

Козьмин Борис Михайлович, b.m.kozmin@diamond.ysn.ru

Имаев Валерий Сулейманович

Dynamics of focal zones of strong earthquakes on the northeastern side of the Moma-Sellenyahk basins

L.P.IMAEEVA, B.M.KOZ'MIN and V.S.IMEAV

Analysis is made of new isoseist maps of the strong 1984 Uyandina (M 5,4) and 2008 Andrey-Tas (M 6,1) earthquakes, which were constructed on the basis of macroeffects felt in some settlements in northeast Yakutia. It is shown that isoseists of these events are oriented across the strike of NW-trending faults prevalent in the Chersky seismically active zone. That orientation of the isoseists is due to the structural environment formed under the dynamic effect of the Kolyma-Omolon indenter pressing, on the side of the North American lithospheric plate, into the Chersky zone, at the site of the seismic maximum of the Andrey-Tas Ridge. The results obtained make it possible to add to the available seismotectonic data to be used as a basis for constructing a new generation of general seismic zoning maps of Russia (GSZ 2012).

Key words: seismicity, isoseist, earthquake focal mechanism, fault, geodynamics, seismic zoning.

Начало XXI в. ознаменовалось на северо-востоке Якутии значительным увеличением сейсмической активности в пределах сейсмотектонической зоны Черского, являющейся составной частью Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Названный пояс сформировался в пределах широкой (до 400 км) коллизионной границы между крупными Евразийской и Североамериканской литосферными плитами, взаимодействующими между собой на северо-востоке Азиатского континента 2, 3, 6 . Только за последние 10 лет здесь произошло более 40 интенсивных землетрясений магнитудой M 5,0—6,1. Если рассмотреть распределение местных землетрясений в пространстве (рис. 1), то можно обнаружить, что они не

только трассируют известные активные тектонические нарушения (Улахан, Чай-Юреинское, Адыча-Тарынское, Чибагалахское, Селеняхское и др.) 1, 3, 4 , но и объединяются в отдельные группы. Выделяется несколько таких скоплений: в пределах хр.Половусный (I), на западном окончании кряжа Андрей-Тас (II), в верховьях р.Адыча притока р.Яна (III), вблизи Буордахского массива на левобережье р.Индигирка, в складчатом обрамлении Верхненерской впадины юго-восточнее пос.Усть-Нера (IV) и др.

В каждом из названных максимумов наряду с многочисленными слабыми сотрясениями фиксируется одно или несколько крупных сейсмических событий, в плейстосейстовой зоне которых наблюдались

макросейсмические эффекты от 6 до 9 баллов по шкале MSK-64. Их воздействие на жилые, хозяйствственные объекты и местное население, как правило, ослабевает по мере удаления от эпицентра, но распространяется на площади от десятков до нескольких сотен квадратных километров. Так, в пределах сейсмического максимума кряжа Андрей-Тас отмечены 7-балльное Уяндинское событие 1984 г. M 5,4; 6—

7-балльное землетрясение 1999 г. M 5,2 и 8-балльное Андрей-Тасское событие 2008 г. M 6,1; в хр.Полоусный имели место 7—8-балльное Иргичанское землетрясение 1962 г. M 6,2 и 6-балльное Селенняхское землетрясение 2005 г. M 4,5; в истоках р.Адыча наблюдался 8—9-балльный Адычанский подземный толчок 1951 г. M 6,4; на западе Буордахского массива было зарегистрировано 6-балльное землетрясение

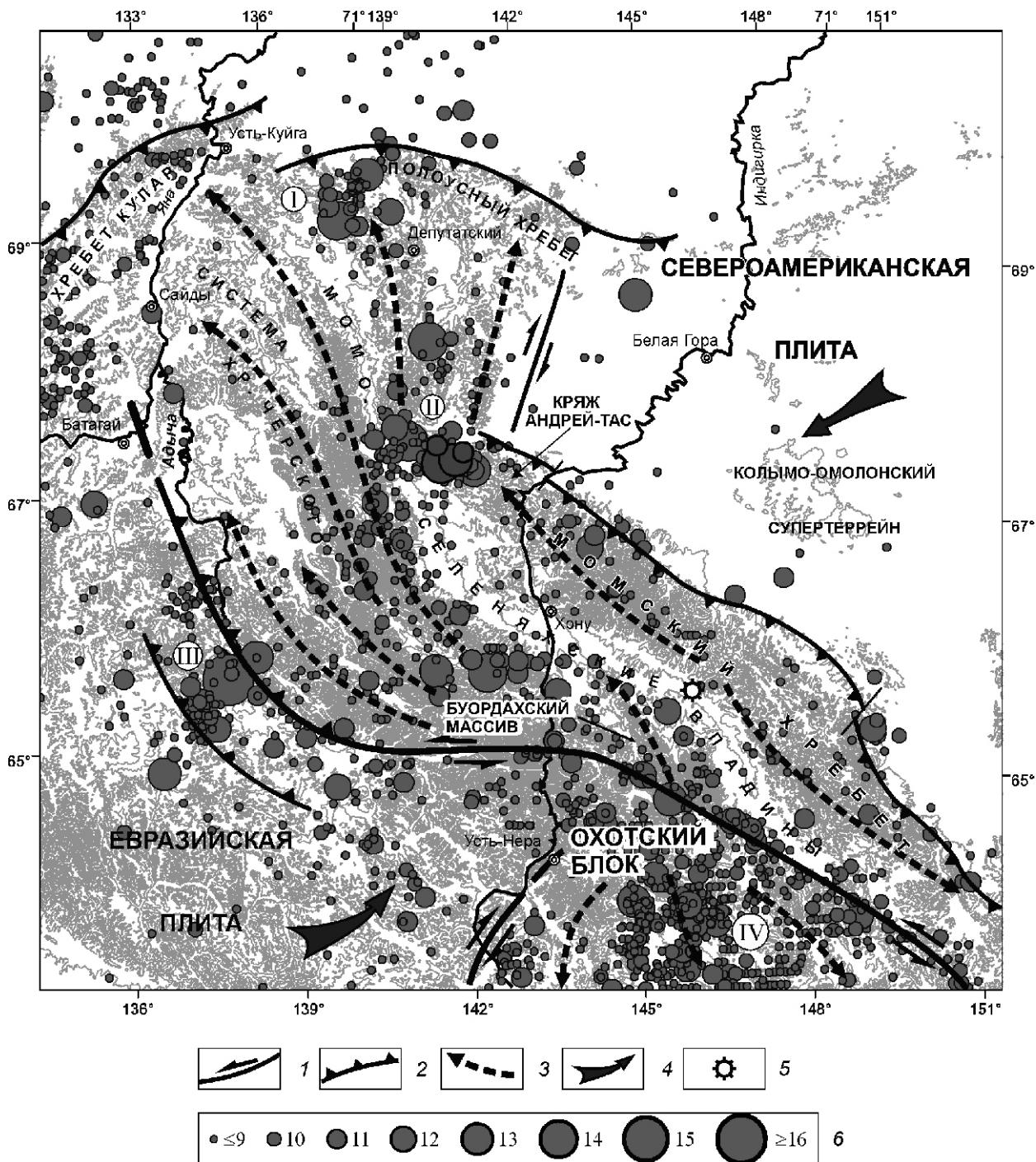


Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений сеймотектонической зоны хр.Черского:

активные разломы: 1 — сдвиги, 2 — надвиги и взбросы; направления: 3 — перемещения блоков, 4 — движения литосферных плит; 5 — вулкан Балаган-Тас; 6 — энергетический класс землетрясений (K IgE Дж); максимумы сейсмичности: I — хр.Полоусный, II — Андрей-Тасский, III — Адычанский, IV — Верхненерский

1968 г. М 5,0 и, наконец, в Верхненерском максимуме произошел 9-балльный Артыкский подземный толчок 1971 г. М 6,8—7,1 3, 4, 5, 6 .

Для многих из перечисленных сильных землетрясений ранее были составлены схемы изосейст, представляющие в изолиниях балльности суммарную картину распределения сейсмических воздействий на земной поверхности. Для них в пределах зоны Черского обнаруживается четкая тенденция: все изосейсты, оконтуривающие территорию определенной балльности, имеют форму эллипсов, большая ось которых вытянута в северо-западном направлении вдоль простирации трасс главных сейсмоактивных разломов 5 . Исключение составили лишь два землетрясения: Уяндинское (М 5,4) и Андрей-Тасское (М 6,1), произошедшие соответственно в 1984 и 2008 годах. Для них картина распространения макросейсмических колебаний на земной поверхности имела совершенно другую направленность. Рассмотрим подробнее их особенности.

Уяндинское землетрясение возникло в зоне контакта юго-западного борта Уяндинской кайнозойской впадины с Селенняхским хребтом, который служит водоразделом между левыми притоками р.Инди-гирка — рек Селеннях и Уяндина. Сильнее всего (6—7 баллов) данное событие ощущалось на участке Хатыннах-Сала в 25 км к юго-востоку от инструментального эпицентра. Макроэффекты в 5—6 баллов наблюдались на стоянке коневодов Бур-Хайбыт (около 90 км к юго-западу от эпицентра). С силой в 5 баллов подземный толчок проявился на участке Тас-Апа и в пос.Сайылык (соответственно 53 и 85 км к западу от эпицентра). В пос.Депутатский (60 км к юго-востоку от эпицентра) это событие вызвало 4—5-балльные воздействия. Слабее (около 4 баллов) землетрясение проявилось на эпицентральных расстояниях от 100 до 200 км в населенных пунктах Омчикандя и Тенкели. Максимальное расстояние, на котором еще были отмечены возмущения в 2—3 балла, составило 300 км (пос.Батагай). Несмотря на небольшую плотность населения этой территории, данные опроса местных жителей на месте позволили построить схему изосейст-эллипсов (рис. 2, А), ограничивающих участки территории с макроэффектами от 3 до 6 баллов. Изосейсты четко вытянуты вкрест простирации тектонических структур северо-западного заложения и расположены ортогонально к местным структурным элементам. Большая ось рассматриваемых эллипсов ориентирована по азимуту в 50—60 . Общая площадь, охваченная ощущимыми сейсмическими возмущениями, составила примерно 142 тыс. км². Рисовка изосейст Уяндинского землетрясения явно противоречит уже устоявшемуся представлению о систематическом расположении изосейст вдоль простирации преобладающих здесь северо-западных разломов 5 . Такое несоответствие до настоящего времени не находило убедительного объяснения.

Андрей-Тасское землетрясение в 8 баллов подтвердило, что необычная картина ориентации изосейст Уяндинского события повторилась и для него. Описание макросейсмических эффектов Андрей-Тасского землетрясения было рассмотрено ранее 4 . Однако сейчас появились новые дополнительные данные, позволившие составить для него схему изосейст. Толчок 2008 г. был на порядок интенсивнее события 1984 г. и ощущался на территории (~ 300 тыс.км²) большей, чем в два раза площади сотрясений, возникших в момент события 1984 г. В сравнении с Уяндинским землетрясением, которое было отмечено зимой (ноябрь), этому способствовало также время года (июнь), когда уже произошла значительная оттайка мерзлых грунтов.

В эпицентральной зоне фронтальной части Андрей-Тасского блока на снимках сайта «Геопортал Роскосмос» 15 (рис. 3) был выявлен ряд сейсмотектонических проявлений. Здесь светлым фототоном на расстоянии 7—8 км отчетливо дешифрируется подновление дугообразного разлома субдолготной ориентации (на снимке белые стрелки). Простирание дислокации и морфологическая выраженность нарушения могут свидетельствовать о взбросо-сдвиговой подвижке вдоль плоскости данного разрыва. В районе, примыкающем к спрямленному участку р.Селеннях, вдоль сдвиговой линии разлома северо-восточного простирания, фиксируется локальное разрушение водораздельной части хребта. Площадь сейсмобавла составляет примерно 1,62 км². Отмеченные сейсмотектонические и сейсмогравитационные проявления, возможно, связаны с произошедшими здесь ранее сейсмическими событиями 1999 г. М 5,1 и 2008 г. М 6,1, о чем свидетельствуют пространственное совпадение их плейсто-сейсмовых зон, где форма возникших дислокаций земной поверхности соответствует типу подвижек, выявленных на основе решений фокальных механизмов рассматриваемых землетрясений.

Проанализируем, как распределилась по площади интенсивность сотрясений, вызванных Андрей-Тасским событием. Как и в случае с Уяндинским землетрясением, изолинии балльности имели форму эллипсов, каждый из которых оконтуривал территорию с разным проявлением сейсмических возмущений от 3 до 6 баллов. Большая ось эллипсов была ориентирована в близширотном направлении по азимуту 80—85 , перпендикулярно простиранию местных разрывных нарушений (см. рис. 2, Б). Такое расположение изосейст достаточно надежно поддерживается данными наблюдений макросейсмических проявлений в отдельных населенных пунктах этого региона. Так, в пос.Хону, расположенном в 160 км к югу от эпицентра землетрясения, отмечены его 2—3-балльные воздействия, в то время как к западу от эпицентра были зафиксированы такие же воздействия (3 балла) в пос.Верхоянск, но расположенным на рас-

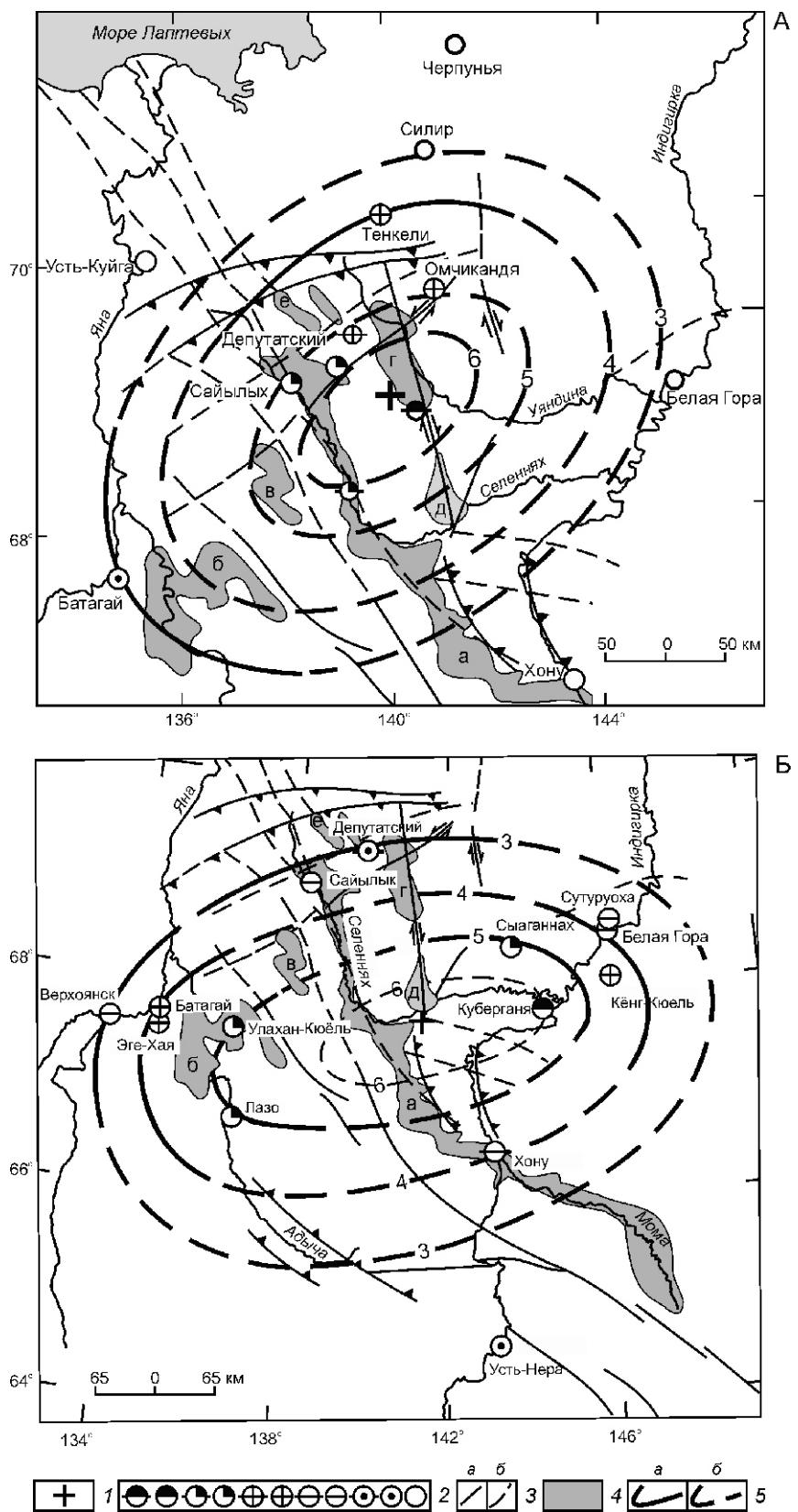


Рис. 2. Карты изосейст:

А — Уяндинского (22.11.1984 г.) и Б — Андрей-Тасского (22.06.2008 г.) землетрясений; 1 — эпицентр землетрясения по инструментальным данным; 2 — интенсивность сотрясений в баллах по шкале MSK-64 (6—7, 6, 5—6, 5, 4—5, 4, 3—4, 3, 2—3, 2 и не ощущалось); 3 — сдвиги: *a* — неустановленной кинематики и *b* — предполагаемые; 4 — кайнозойские впадины: *a* — Момо-Селенняхские, *b* — Туостахская, *v* — Неннелинская, *g* — Уяндинская, *d* — Томмотская, *e* — Иргичанская; 5 — линии балльности (изосейсты): *a* — уверенное и *b* — неуверенное проведение, см. услов. обозн. к рис. 1

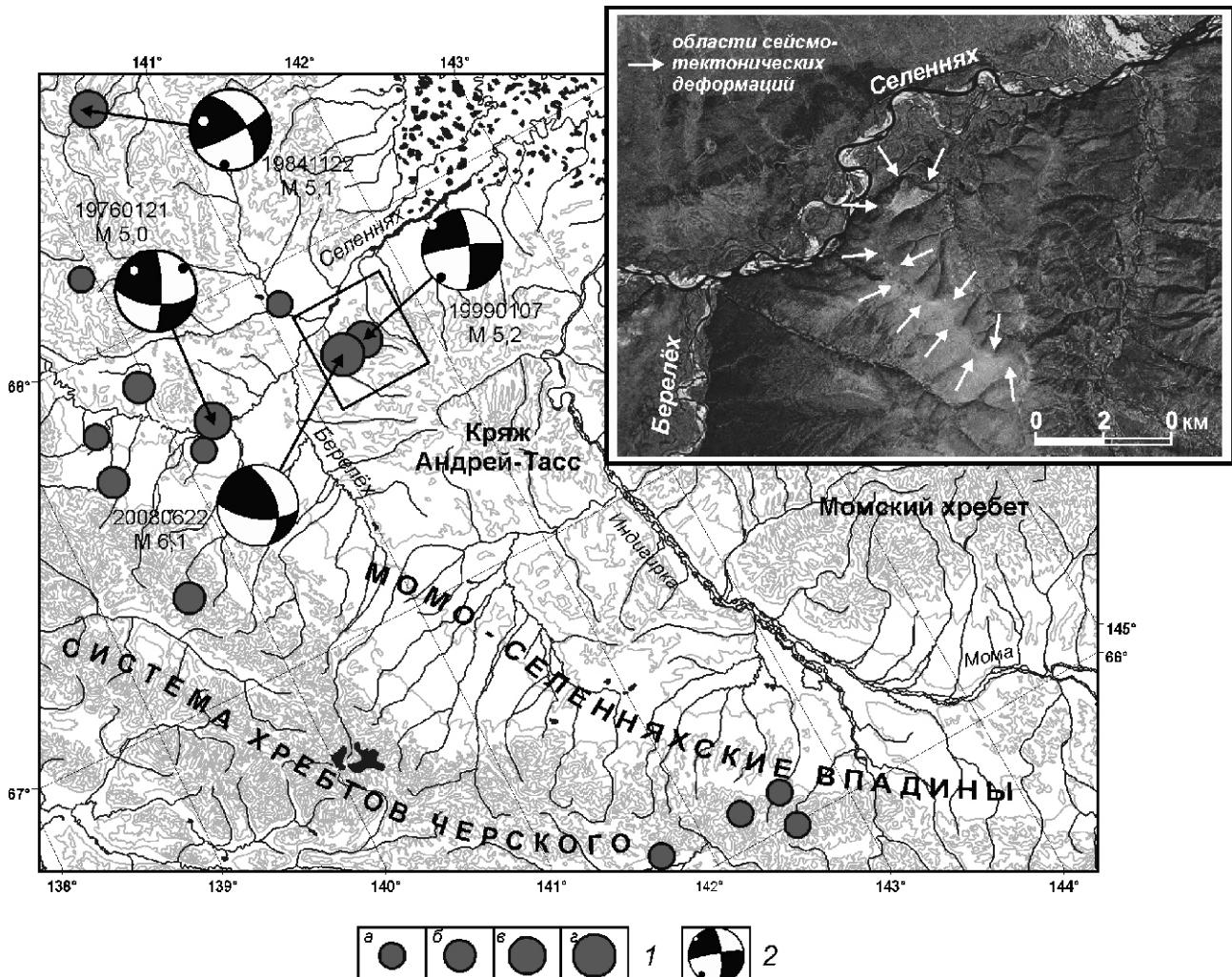


Рис. 3. Сильные землетрясения северо-восточного борта Момо-Селенняхских впадин в пределах Андрей-Тассского сейсмического максимума:

эпицентры землетрясений магнитудой M (шкала Рихтера): 1 — 3,0—3,9; 2 — 4,0—4,9; 3 — 5,0—5,9; 4 — 6,0—6,9; 5 — стереограммы фокальных механизмов землетрясений с датой их возникновения и магнитудой по работе 4 ; квадрат — эпицентры землетрясений 07.01.1999 и 22.06.2008 гг., после которых возникли сейсмотектонические деформации, показанные на врезке

стоянии в два раза большем от эпицентра (320 км). Большее затухание сейсмических колебаний имело место в субдолготном (примерно в 1,5 раза), нежели в северо-восточном (близширотном) направлениях.

Прослеживается определенная аналогия между азимутами простирания изолиний балльности на схемах изосейст и плоскостей сместителя в очагах землетрясений 1984 и 2008 годов. Сопоставление схем изосейст (см. рис. 2) с полученными ранее стереограммами фокальных механизмов землетрясений 1984 и 2008 годов (см. рис. 3) показывает, что направления вытянутых изолиний балльности совпадают с пространственным положением одной из плоскостей разрыва в очагах названных сейсмических событий. Так, для Уяндинского толчка ориентация большой оси эллипсов-изосейст по азимуту 50—60° совпадает с простиранием плоскости сместителя I в очаге этого

землетрясения (азимут 62°) [4]. При Андрей-Тассском землетрясении выявляется идентичная картина, когда его изосейсты своей большой осью были вытянуты по азимуту 80—85°, что близко к простиранию плоскости разрыва II в его очаге (азимут 99°) [4].

Различие между плановым рисунком изосейст, которые вкрест простирания пересекают зоны активных тектонических нарушений, у землетрясений Андрей-Тассского сейсмического максимума и контурами изосейст, расположенных вдоль трасс разломов в других частях сейсмотектонической зоны хр.Черского, можно объяснить динамикой зоны максимального сжатия со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна (см. рис. 1) [4]. В рассматриваемом районе происходит накопление значительных тектонических напряжений, что способствует активизации сейсмотектонических процессов. Генеральное на-

правление воздействия индентора определяется пространственным положением изосейст, которые под его влиянием оказались вытянутыми поперек структурных элементов в направлении северо-восток—юго-запад по азимуту в интервале 50—85°.

Результатом северо-восточного давления на Евразийскую плиту со стороны Североамериканской плиты стало формирование перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных правых и юго-восточных левых сдвигов, способствующих появлению на своих окончаниях поперечных взбросов и надвигов. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное развитие правых и левых сдвигов), типично для многих коллизионных зон и было детально изучено на структурах, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания в Альпийско-Гималайском поясе [7, 8, 11]. При этом отмечалось, что на участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгруживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны.

Подобная динамическая ситуация наблюдается в зоне Черского на участке между реками Яна и Индигирка, в т.ч. и в горно-складчатом обрамлении северо-восточного борта Момо-Селеняхских впадин (см. рис. 1). Недостаток пространства в районе среднего течения р.Индигирка подчеркивается сужением разрывных структур в этом месте, а к северу и югу от шейки разломы расходятся с заметным расширением деформируемого пространства. Отдельные пластины выдвинуты в направлении хр.Полоусный и кряжа Кулар на север и северо-запад, а их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хр.Полоусный выражается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и указывает на тенденцию выдавливания материала.

На рис. 4 отчетливо дешифрируется первоначальное выжимание гранитоидов и дальнейшее перемещение их в северном и северо-западном направлениях от Бурдахского массива и хр.Улахан-Чистай. Не исключено, что утонение земной коры до 35 км, установленное в зоне хр.Черского западнее местоположения системы Момо-Селеняхских впадин по сравнению с соседними районами (40—45 км) [10, 14], своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин в противоположном направлении друг от друга. С этими процессами также, возможно, связано появление кайнозойского вулкана Балаган-Тас в системе Момо-Селеняхских впадин (см. рис. 1) 2, 3.

Указанные особенности современной геодинамики сейсмотектонической зоны Черского отражаются в структуре эпицентральных полей местных землетрясений. На участке наибольшего горизонтального сжатия со стороны индентора — Колымо-Омолонский супертеррейн, наблюдается максимум сейсмических проявлений в виде Андрей-Тасского сгущения эпицентров землетрясений и продолжающейся от него к юго-западу полосы эпицентров вплоть до р.Адыча. Такие же скопления подземных толчков фиксируются по обе стороны от Андрей-Тасского максимума на периферии зоны Черского на участках выжимания горных масс к северу (максимум хр.Полоусный) и юго-востоку (Верхненерский максимум). Последний маркирует точку тройного сочленения Евразийской, Североамериканской плит и Охотского блока (см. рис. 1). Характер данного тройного сочленения соответствует типу сдвиг—сдвиг—сдвиг и представляет неустойчивый в пространстве тип сочленения, так как не остается зафиксированным и, предположительно, миграирует к юго-востоку вследствие экструзии Охотского блока. Выдавливание Охотского блока к югу и юго-востоку подтверждается морфокинематическими характеристиками активных разломов, параметрами фокальных механизмов сильных землетрясений 3, 6, 13 и данными глобального космического позиционирования 12.

Выявленная структурная организация сейсмогенных зон свидетельствует о том, что активные тектонические структуры Черского развиваются в обстановке транспрессии (сжатия со сдвигом), обусловленной взаимодействием сближающихся Евразийской и Североамериканской литосферных плит, движущихся друг к другу с разными скоростями. При этом наибольшим сейсмическим потенциалом будет обладать зона кряжа Андрей-Тас, куда направлены основные тектонические «усилия» со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна, расположенного во фронтальной части Североамериканской плиты. Его генеральное северо-восточное направление (азимут 50—85°) совпадает с ориентацией большой оси эллипсов-изосейст, которые были установлены по данным наблюдений макросейсмических эффектов на земной поверхности при Уяндинском и Андрей-Таском землетрясениях.

Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований Андрей-Тасского сейсмического максимума и анализ изосейст сильных Уяндинского 1984 г. (M 5,4) и Андрей-Тасского 2008 г. (M 6,1) землетрясений могут являться основой более детального изучения геодинамических режимов, а также современных сейсмогеодинамических построений для отдельных сегментов Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Эти данные представляют собой важный теоретический этап в процессе познания природы сейсмотектонической деструкции земной коры исследуемого региона, что позволяет провести

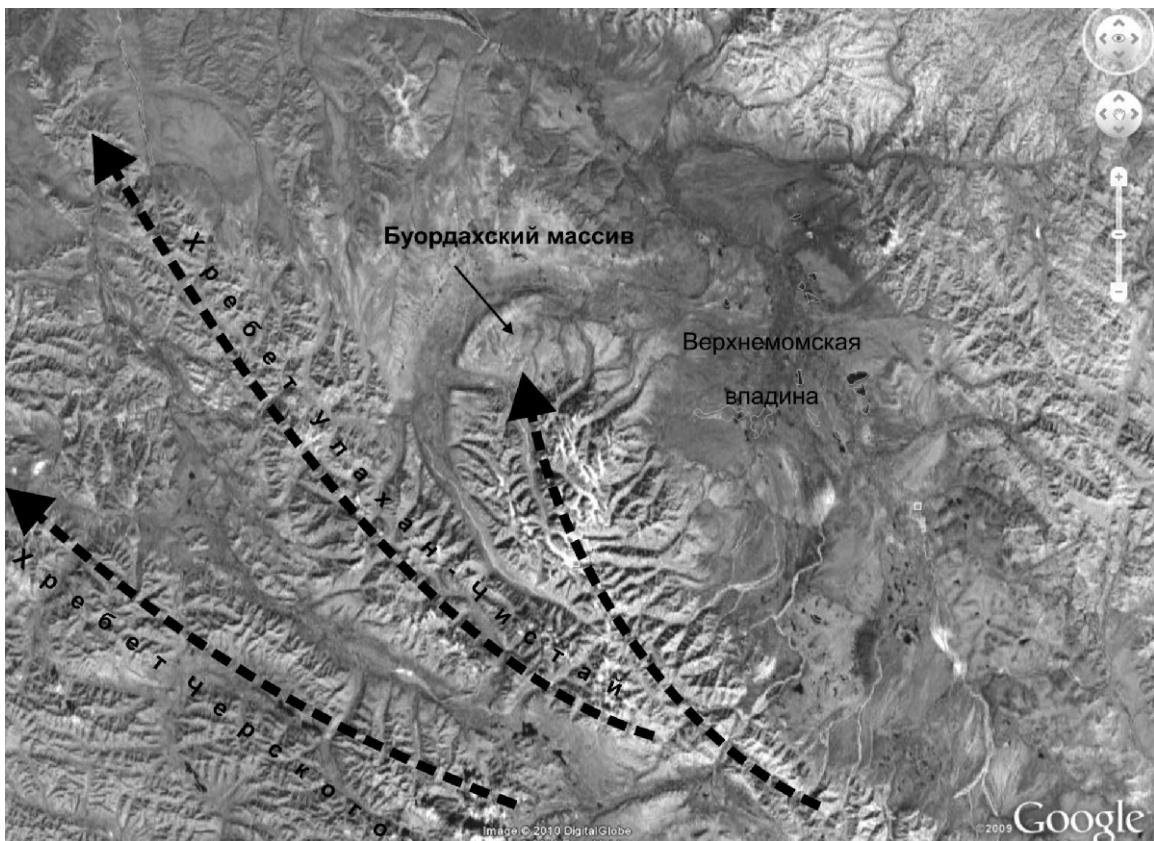


Рис. 4. Космоснимок «Google» массива Буордах и хр.Черского:

пунктир — возможные направления выдавливания горных масс под влиянием индентора

оценку степени сейсмической опасности и сейсмическое районирование этой территории с использованием новых геодинамических моделей.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (Гранты № 10-05-00573а, № 09-05-00727а и № 09-05-98588-р_восток_a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. —М.: Наука, 1979.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. —Якутск, 1990.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. —М.: ГЕОС, 2000.
4. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны хр.Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 94—100.
5. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. —М.: Наука, 1984.
6. Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М.Парфенова и М.И.Кузьмина. —М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 33—67.
7. Конн М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. —М.: Научный мир, 1997.
8. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. Внутриплитные структурно-кинематические парагенезы — индикаторы латеральных потоков в литосфере подвижных поясов и платформ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. —Иркутск, 2009. С. 170—173.
9. Медведев С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. —М., 1965.
10. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32—35.
11. Трифонов В.Г., Лукина М.В., Кожурин А.И., Востриков В.С. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса // Тр. ГИН РАН. Вып. 541. —М.: ГЕОС, 2002.
12. Apel E.V., Burgmann R., Steblow G. et al. Independent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geoph. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L 11303. Pp. 1—5.
13. Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. Pp. 117—145.
14. Mackey K.G., Fujita K., and Ruff L.J. The crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics, 1998. Vol. 284. Pp. 283—297.
15. <http://www.geoportal.ntsomx.ru>

Информация

Праздник юной геологии Holiday of young geology

Геология — наука на все времена. Ее необходимо было знать на заре цивилизации древнейшим людям, не потеряла она своей актуальности и в нашу космическую эпоху. Геология всегда будет привлекать внимание подрастающего поколения. Прошедшая в Томске 29.07—07.08.2011 г. VIII Всероссийская геологическая открытая полевая олимпиада юных геологов еще раз доказала это. Юные геологи из 26 регионов Российской Федерации и 5 иностранных государств (Болгария, Монголия, Казахстан, Узбекистан, Украина) проверяли свои знания по минералогии, палеонтологии, структурной геологии, радиометрии, проводили шлиховое опробование, определяли расход р.Басандайка, ходили в геологический маршрут, соревновались в знаниях по технике безопасности и навыках по организации полевого лагеря.

Организационный комитет по подготовке к олимпиаде возглавили руководитель Федерального агентства по недропользованию А.А.Ледовских, президент Российского геологического общества В.П.Орлов, вице-губернатор Томской области В.Г.Емешев. Всероссийская геологическая открытая полевая олимпиада включена в государственную программу «Патриотическое воспитание граждан Российской Федерации на 2011—2015 годы», утвержденную постановлением Правительства РФ (№795) от 5 октября 2010 г. и в Перечень олимпиад и иных конкурсных мероприятий, по итогам которых присуждаются премии для поддержки талантливой молодежи в 2011 г., принятый приказом (№1990) Министерства образования и науки от 23 декабря 2010 г.

Открытие олимпиады сопровождалось салютом, авиашоу, выступлением барабанщиков и танцевальных коллективов, нашлось место на празднике и геологическим песням под гитару у большого костра. Жизнь в лагере была строго расписана по часам.

В дни олимпиады были организованы экскурсии в г.Томск, Томский государственный и Томский политехнический национальный исследовательский университеты, где ребята России, дальнего и ближнего зарубежья не только познакомились с историей ста-ринного русского города, но и узнали образователь-ный потенциал ведущих томских вузов.

Соревнования и конкурсы были ориентированы на то, чтобы участники показали коллективную работу, умение распределять обязанности, быть ответственными за свои действия и действия товарищей. Самое сложное и увлекательное соревнование олимпиады, требующее согласованной работы всего коллектива — «Геологический маршрут». Его лучше всех преодолели юные геологи Пермского края. Немного уступили им юные москвичи из команды МГУ им.М.В.Ломоносова. В соревновании по радиометрии победила команда юных геологов Российского государственного геологоразведочного университета им.С.Орджоникидзе (РГГРУ). Томская команда завоевала первое место в соревнованиях по гидрологии, основам техники безопасности и организации полевого лагеря. Лучше всех справились с дешифрированием космических снимков участники команды «Азимут» Республики Казахстан. В индивидуальных соревнованиях по минералогии и палеонтологии лидировала Юлия Гольцова из Томской области, а Артем Заковырин из команды ЮГП ДД(Ю)Т г.Пермь принес команде первое место в соревновании по построению геологического разреза. Его товарищ по команде Денис Шмурак опередил всех при проведении шлихового опробования.

Занимаясь в кружках, юные геологи не только пополняют свои теоретические знания, многие их работы имеют практическую направленность. Юные геологи Оренбургской области несколько лет изучают экологические проблемы крупного индустриального района Южного Урала г.Орск. Их работа была опубликована в местной прессе и вызвала большой общественный резонанс. Группа школьников из г.Новосибирск несколько лет занимается оценкой перспектив золоторудного объекта Бобровский Лог. Результаты их исследования уже внедрены в работу производственной организации. Судейская коллегия олимпиады по достоинству оценила отчеты по этим работам.

Следующая IX Всероссийская полевая олимпиада пройдет в 2013 г. в г.Казань.

B.M.Шумкова
(Российское геологическое общество)